

ALMA MATER STUDIORUM – UNIVERSITA' DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di laurea triennale in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia

**SVILUPPO DI CELLE TEMPORALESCHES E
ASSISTENZA AL VOLO**

Tesi di laurea di:
Francesco Paolo SAPONARO

Relatore:
Prof. Vincenzo Levizzani

Sessione III
Anno Accademico 2012-13

“Laudato si', mi' Signore, per frate Vento
et per aere et nubilo et sereno et onne tempo,
per lo quale a le Tue creature dàì sostentamento”.
(Laudes Creaturarum, ca. 1224, Francesco d'Assisi)



Foto di un temporale sulla Calabria del 23 agosto 2013 - ore 13.20 locali: scattata dal Maggiore dell'Aeronautica Militare Luca Parmitano dalla Stazione Spaziale Internazionale, a 370 km di quota e ad una velocità di circa 28.000 km h⁻¹ (Fonte: Volare Mission).

INDICE

1	INTRODUZIONE.....	1
2	I TEMPORALI.....	3
2.1	CICLO DI VITA DELLA CELLA TEMPORALESCA	3
2.1.1	<i>Stadio di cumulo</i>	<i>3</i>
2.1.2	<i>Stadio maturo</i>	<i>4</i>
2.1.3	<i>Stadio di dissipazione.....</i>	<i>6</i>
2.2	MODELLI CONCETTUALI DEI FENOMENI CONVETTIVI: CLASSIFICAZIONE IN RELAZIONE ALLA STRUTTURA	6
2.2.1	<i>I temporali a cella singola.....</i>	<i>6</i>
2.2.2	<i>I temporali multicella.....</i>	<i>7</i>
2.2.2.1	Struttura e caratteristiche principali.....	7
2.2.2.2	Sistemi Convettivi alla Mesoscala (Mesoscale Convective System o MCS)	8
2.2.2.2.1	Descrizione	9
2.2.2.2.2	Tipologie.....	10
2.2.2.2.2.1	Linee di groppo (Squall Lines).....	11
2.2.2.2.2.2	Complessi Convettivi alla Mesoscala (Mesoscale Convective Complex o MCC).....	14
2.2.2.2.2.3	Caratteristiche principali degli MCS e degli MCC.....	15
2.2.2.2.2.4	Modificazioni dell'ambiente regionale	16
2.2.3	<i>I temporali supercella</i>	<i>17</i>
2.2.3.1	Condizioni ambientali e analisi dinamica	18
2.2.3.1.1	Forza di galleggiamento e criteri di stabilità.....	18
2.2.3.1.2	Lo shear verticale del vento	23
2.2.3.1.3	Equazione del moto e di vorticità.....	25
2.2.3.1.4	Movimento verso destra e verso sinistra e sviluppo della rotazione	28
2.2.3.1.5	Indici termodinamici nella previsione delle supercelle	29
2.2.3.2	Struttura ed evoluzione delle supercelle	30
2.2.3.2.1	Caratteristiche principali	30
2.2.3.2.2	Microfisica delle supercelle	32
2.2.3.2.3	Effetti dello shear direzionale e unidirezionale	35
2.2.3.3	Cenni sulla tornado-genesi	36
3	METODI DI OSSERVAZIONE E MODELLISTICA PER IL “NOWCASTING” NELLA METEOROLOGIA AERONAUTICA	39
3.1	LA RETE OSSERVATIVA DEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’AERONAUTICA MILITARE	39
3.1.1	<i>L’assistenza alla navigazione aerea.....</i>	<i>41</i>
3.2	LE OSSERVAZIONI RADAR	42
3.2.1	<i>I principali tipi di radar meteorologico: radar convenzionale, radar Doppler e radar polarimetrico.....</i>	<i>43</i>
3.2.2	<i>I metodi di scansione e la rappresentazione dei dati radar.....</i>	<i>48</i>
3.2.3	<i>La rete radar e il mosaico dei prodotti a scala nazionale della Protezione Civile.....</i>	<i>49</i>
3.3	LE OSSERVAZIONI DA SATELLITE	51
3.3.1	<i>I canali 1 e 2 (0.6 e 0.8 micron).....</i>	<i>52</i>
3.3.2	<i>Il canale 3 (1.6 micron)</i>	<i>53</i>
3.3.3	<i>Il canale 12 (HRV).....</i>	<i>53</i>
3.3.4	<i>Il canale 4 (3.9 micron)</i>	<i>54</i>
3.3.5	<i>Le tre finestre dell’infrarosso termico (8.7, 10.8, e 12 micron).....</i>	<i>55</i>
3.3.6	<i>I due canali del vapore acqueo (6.2 e 7.3 micron).....</i>	<i>56</i>
3.3.7	<i>Tre composizioni RGB</i>	<i>57</i>
3.4	DUE PRODOTTI BASILARI PER IL NOWCASTING E L’ASSISTENZA ALLA NAVIGAZIONE AEREA DEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’A.M.: LA NEFODINA E LA LAMPINET.....	59
3.4.1	<i>La Nefodina.....</i>	<i>59</i>
3.4.1.1	Introduzione	59
3.4.1.2	Output grafico	59
3.4.1.3	Descrizione del modello	61
3.4.1.3.1	Pre-elaborazione dei dati satellitari	61
3.4.1.3.2	Individuazione delle celle convettive	62

3.4.1.3.3	Previsione	63
3.4.1.3.4	Back-propagation	64
3.4.2	<i>La rete Lampinet</i>	65
3.5	IL PRODOTTO “TOP DELLE NUBI” DEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’A.M.	67
3.5.1	<i>Limiti dell’algoritmo</i>	69
3.6	I PRODOTTI COMPOSITI DEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’A.M. PER IL MONITORAGGIO DEI FENOMENI CONVETTIVI.....	70
3.6.1	<i>Scariche elettriche</i>	70
3.6.2	<i>Sovrapposizione dei dati satellitari, dati radar e scariche elettriche</i>	71
3.6.2.1	Introduzione	71
3.6.2.2	Il prodotto grafico	72
3.6.3	<i>Composito fenomeni intensi</i>	75
3.6.3.1	Introduzione	75
3.6.3.2	Impiego	75
3.7	UN ULTERIORE STRUMENTO: LO STABILITY ANALYSIS IMAGERY (SAI) DEL NOWCASTING SAF (NWCSAF)	78
4	LE PREVISIONI PER IL VOLO	81
4.1	CONSIDERAZIONI GENERALI	81
4.2	PREVISIONI SCHEDULED	84
4.2.1	<i>Previsione dell’area di sviluppo</i>	85
4.2.1.1	Indici di instabilità	85
4.3	PREVISIONI “ON EVENT” (O AVVISI)	89
4.3.1	<i>Previsione dello sviluppo iniziale</i>	89
4.3.2	<i>Previsione dell’evoluzione</i>	90
4.4	MODELLISTICA NUMERICA DEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’AERONAUTICA	91
4.4.1	<i>La raccolta delle osservazioni</i>	92
4.4.2	<i>La determinazione dello stato iniziale tramite l’assimilazione dati</i>	92
4.4.3	<i>La previsione col modello numerico e la post-elaborazione</i>	95
4.4.4	<i>La verifica delle previsioni</i>	97
4.5	LA PREVISIONE NEL SERVIZIO METEOROLOGICO DELL’AERONAUTICA MILITARE ITALIANA	97
5	CONCLUSIONI	121
6	BIBLIOGRAFIA	123
7	SITI INTERNET	127
8	GLOSSARIO	129

1 INTRODUZIONE

I temporali costituiscono uno dei fenomeni atmosferici più pericolosi per la navigazione aerea e per questo motivo sono oggetto di forte interesse operativo per gli equipaggi di volo e importante materia di studio per la meteorologia aeronautica. L'intero spettro della fenomenologia correlata ai cumulonembi, le nubi tipiche dei fenomeni convettivi, rappresenta una notevole criticità per i piloti e per coloro che sono coinvolti nelle problematiche della sicurezza al volo. Inoltre, in relazione alla dimensione operativa dello strumento militare, in modo particolare per l'Aeronautica Militare, turbolenza, formazione di ghiaccio, grandine, fulmini, rapide variazioni di pressione e scarsa visibilità possono limitare fortemente la capacità operativa dei reparti di volo.

La *turbolenza*, generalmente all'interno delle celle, può causare forti variazioni di quota (centinaia o migliaia di *feet* o piedi) e repentina diminuzione della velocità; il velivolo in condizioni di turbolenza è soggetto a intense sollecitazioni ed ogni pilota sa bene che ad esse non bisogna opporsi, cercando di mantenere l'aereo in assetto leggermente cabrato ed usando con grande precauzione i comandi di volo: in queste situazioni fondamentale è il controllo della velocità, poiché per basse velocità del velivolo le correnti ascendenti causano un temporaneo aumento dell'incidenza dell'ala (stallo), mentre per alte velocità il carico alare può eccedere i valori di resistenza strutturale (cedimento strutturale). Allo stesso modo pericolose sono le formazioni abbondanti di *ghiaccio* (*Flight Level* 150÷180) sul bordo di attacco delle superfici portanti (ali e piani di coda, con alterazione del flusso aerodinamico dell'aeromobile, riduzione della portanza e aumento della resistenza), sulle prese d'aria dei motori, sui carburatori, sulle eliche, sulle antenne, sulle sonde strumentali e sul parabrezza. Anche la *grandine* può provocare seri danni alla cellula dell'aereo e al motore. I *fulmini*, invece, sono spesso causa di temporaneo abbagliamento della vista, di danneggiamenti non gravi ai piani di coda e alle estremità delle ali, di avarie varie (radar, apparati di navigazione, computer di bordo, ecc.) e di danni consistenti alle antenne radio e ai tubi di Pitot. Infine, le rapide *variazioni della pressione*, che provocano variazioni di altezza nell'altimetro, rendono necessarie, fuori dal temporale, le debite correzioni altimetriche in relazione ai dati aggiornati di pressione. Ogni pilota sa che è sempre meglio evitare di entrare in un temporale e di non volare oltre il top dei cumulonembi, dato che le correnti ascendenti rinforzano con la quota (anche fino a 6000 piedi al di sopra della sommità); è altresì importante cercare di evitare le aree di precipitazione in quanto zone di forte turbolenza, alta probabilità di grandine, *ceiling* molto bassi e visibilità scarsa. Quando impossibile evitarli, i temporali si attraversano negli interspazi esistenti tra i vari cumuli, rilevabili da radar, o si cerca di volare attraverso la parte più bassa (5000÷6000 piedi), se consentito dall'orografia.

Il presente lavoro affronta l'argomento dei temporali dal punto di vista della meteorologia operativa orientata con particolare riguardo all'assistenza al volo. Esso si sviluppa in tre parti principali. La prima parte individua e descrive le tipologie fondamentali di fenomeni convettivi classificandoli in relazione alla struttura in temporali a cella singola, multicella e supercella. Per questi ultimi vengono, inoltre, analizzate le condizioni ambientali e dinamiche che favoriscono la loro formazione e, partendo dalle basilari nozioni fisico-matematiche di dinamica atmosferica, si esamina il meccanismo con cui si genera la rotazione all'interno di un sistema supercellulare. La parte conclusiva della prima parte mostra come lo shear verticale del vento sia alla base dello sviluppo delle supercelle rotanti alla mesoscala. La seconda parte della tesi prende in considerazione i metodi di osservazione e la modellistica per il “*nowcasting*” nella meteorologia aeronautica. In particolare si presentano i prodotti utilizzati nell'ambito del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare per il supporto operativo alle missioni di volo (sistema “Prometeo”). Nell'ultima parte della tesi, sintetizzando e integrando gli elementi di conoscenza dei capitoli precedenti, è sviluppato l'iter logico-scientifico per la formulazione della previsione. Infine, l'ultimo capitolo si conclude con la presentazione della galleria dei prodotti dell'A.M. (*“Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>”*) utili alla definizione della previsione dei fenomeni convettivi e al successivo spin-off meteorologico teso al supporto della pianificazione e della navigazione aerea.

2 I TEMPORALI

La circolazione alla mesoscala è correlata a un ampio spettro di fenomeni meteorologici che si manifestano su scale orizzontali estese approssimativamente tra i 10 e i 1000 km, andando dai temporali (singoli CB), collocati all'estremo inferiore della scala, ai fronti e agli uragani, che si collocano all'estremo opposto.

I temporali, pertanto, sono fenomeni atmosferici che si sviluppano alla mesoscala (β e γ) e rappresentano alcuni dei sistemi meteorologici più intensi e pericolosi, in modo particolare per la navigazione aerea. Per questo motivo sono d'importanza cruciale per la meteorologia, soprattutto per quella aeronautica, anche se la loro previsione non è ancora associata a un buon livello di precisione a causa della loro natura fortemente non lineare. I temporali sono associati ai cumulonembi, nubi a elevato sviluppo verticale che possono raggiungere anche i 10-12 km di altezza alle nostre latitudini (9 km alle alte latitudini e 15 km all'equatore), a volte oltrepassando la quota della tropopausa. Essi si sviluppano in condizioni d'instabilità atmosferica e la fenomenologia connessa è spesso caratterizzata da fenomeni di forte impatto al suolo (grandine, pioggia intensa, fulmini, raffiche di vento e tornado).

I temporali sono composti da una o più celle a circolazione convettiva; in una cella elementare, costituita da un singolo cumulonembo, si osserva una circolazione caratteristica composta da due correnti principali: correnti ascensionali (*updraft*), costituite da aria caldo-umida che da origine e alimenta la cella temporalesca, e correnti discendenti (*downdraft*) che danno luogo a intense precipitazioni e forti raffiche di vento.

È possibile classificare i temporali in base all'origine, frontali e per instabilità di massa (convettivi e orografici), e in base alla struttura (cella singola, multicella e supercella).

2.1 Ciclo di vita della cella temporalesca

Il ciclo di vita di una cella temporalesca, facendo riferimento al modello di Byers and Braham (1948), si compone di tre stadi: stadio di cumulo, stadio maturo e stadio di dissipazione (Figura 2.1).

2.1.1 Stadio di cumulo

Lo stadio di cumulo ha la durata di 15-25 minuti. I cumuli (*cumulus humilis*) si formano quando una massa di aria calda, in una zona in cui l'aria ha una temperatura inferiore, tende a salire verso l'alto a causa della spinta di galleggiamento (*buoyancy* o spinta di Archimede), fase denominata anche “*termica*”. Essendo il peso specifico della massa d'aria calda minore di quello dell'aria

fredda, questa è costretta a salire di quota finché, raffreddandosi ed espandendosi, arriva in una zona in cui sarà in equilibrio termico con l'aria circostante. Questa zona “calda” è detta *cella convettiva*, dove il vapore in essa contenuto raggiunge la saturazione al livello di condensazione forzata (*Lifted Condensation Level* o LCL) a causa del raffreddamento, livello dal quale una particella continuerebbe ad ascendere lungo un'adiabatica satura. In questo processo il calore latente ceduto nella condensazione è speso in parte per bilanciare il calore perduto con l'espansione, con l'effetto che l'aria in ascesa nella nube sarà più calda di quella circostante, subendo un'ulteriore spinta ascensionale. Quindi, raggiunta la condensazione se l'aria in ascesa raggiunge il livello di convezione libera (*Level of Free Convection* o LFC), essa continuerà ad accelerare verso l'alto in virtù della sola forza di galleggiamento favorita dalla liberazione di calore latente durante il continuo passaggio di fase. La misura della propensione a osservare questa spinta verticale è l'instabilità, ovvero la tendenza di una particella d'aria a essere accelerata verso l'alto dopo essere stata sollevata dalla sua posizione di equilibrio. L'accelerazione delle correnti verticali nello stadio di cumulo aumenta con la quota generando un richiamo d'aria dall'ambiente circostante; questa corrente caldo-umida che alimenta dai bassi livelli il cumulo si chiama *inflow*. Successivamente, nello stadio di maturazione essa diventa la corrente ascensionale vera e propria del cumulonembo, ovvero l'*updraft*. In questa fase di cumulo, se l'attività cumuliforme continua, in particolari condizioni di instabilità, la nube, assumendo la tipica forma dei cumuli torreggianti, si evolve, prima in *cumulus mediocris* (con altezze anche di circa 2 km) e poi in *cumulus congestus* (che può raggiungere invece altezze di 5 km) in cui si può osservare, inoltre, il fenomeno del ghiacciamento al top, spesso indice delle prime precipitazioni. Sempre nella parte superiore del cumulo in questo stadio si osservano velocità di circa 10 m s^{-1} , sufficienti per la formazione di goccioline di acqua sovraffuse a quote ben superiori a quella dello zero termico, costituendo una grave condizione di pericolo alla navigazione aerea a causa della formazione di ghiaccio sulle ali.

2.1.2 Stadio maturo

Lo stadio maturo ha la durata di 20-30 minuti. In condizioni di marcata instabilità il cumulo continua nella sua crescita fino alla formazione del cumulonembo (*cumulonimbus* - CB), la tipica nube temporalesca. La presenza della tropopausa, limite superiore della troposfera, non consente l'ulteriore innalzamento dell'*updraft*. Essendo l'aria della stratosfera molto più secca ed essendo generalmente associata alla tropopausa un'inversione del profilo di temperatura si può osservare un appiattimento della sommità del cumulonembo che causa la formazione della cosiddetta incudine (*cumulonimbus incus*): l'aria calda in ascesa incontrando il forte strato d'inversione della tropopausa è costretta, quindi, a muoversi orizzontalmente sotto di esso. A quote elevate l'*updraft* si raffredda notevolmente, più dell'aria circostante, e, pertanto, precipita: si genera in questo modo la

corrente discendente del temporale (downdraft), con aria più secca al suo interno, prodotta dalla forza di trascinamento indotta dalle gocce sull'aria e dal raffreddamento evaporativo dell'aria. Da questo momento il cumulonembo è dotato di un sistema di circolazione interna ben organizzato, costituito da correnti calde ascendenti (updraft) e correnti fredde discendenti (downdraft). Una caratteristica delle correnti in una nube convettiva è la loro natura turbolenta che determina un parziale mescolamento con l'aria dell'ambiente circostante (*entrainment*), modificando continuamente la struttura della nube. Un'ulteriore importante caratteristica associata alle correnti convettive è lo sviluppo di un'intensa rotazione locale che nei casi più estremi si manifesta nella forma di tornado. Entrando nel dettaglio, tra i 3500 e i 5000 m una parte delle goccioline allo stato soprafuso evapora poiché scendendo rapidamente di quota incontra strati molto più caldi. L'evaporazione porta al raffreddamento dell'aria circostante, favorendo la sua discesa e aumentando la sua velocità fino in prossimità del suolo. Questa corrente fredda e secca è chiamata *outflow* e costituisce il *gust-front* (o fronte di raffiche) di un temporale: questo fronte di raffiche si propaga per alcuni km nella direzione di spostamento del cumulonembo anticipando la successiva fenomenologia temporalesca associata alla cella; è proprio per questo motivo che si osservano venti tesi e freschi prima un temporale.

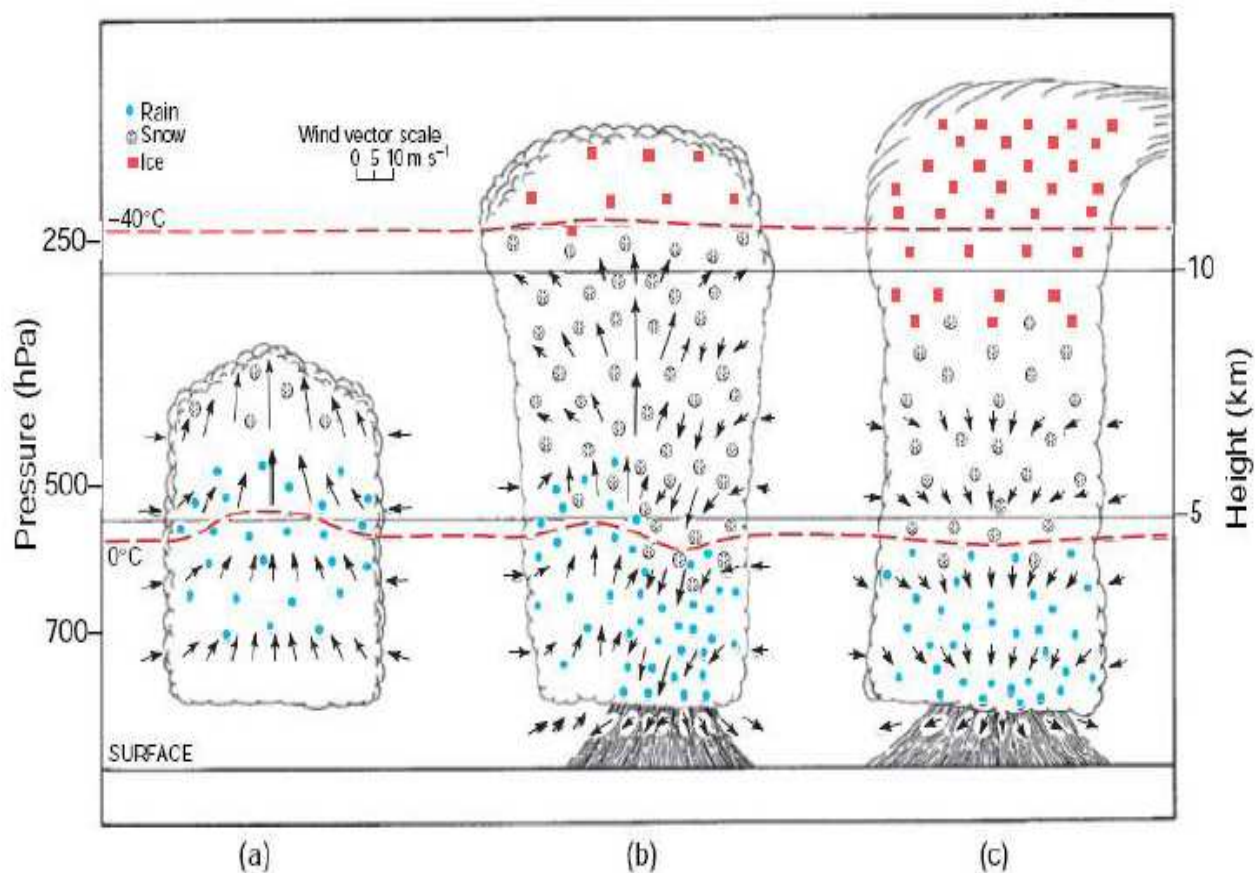


Figura 2.1: Evoluzione di una cella temporalesca: (a) stadio di cumulo, (b) stadio maturo e (c) stadio di dissipazione (Modello di temporale di Byers and Braham - 1948).

2.1.3 Stadio di dissipazione

Lo stadio di dissipazione ha la durata non superiore ai 30 minuti. Come scritto precedentemente, il temporale raggiunto lo stato di maturazione presenta al suo interno sia l'updraft che il downdraft: in assenza di particolari condizioni atmosferiche le correnti discendenti tendono ad occupare gran parte della cella determinando un calo termico notevole nei bassi strati, impedendo a sempre meno aria calda di salire di quota e condensare. Si osserva, quindi, con l'interruzione dell'alimentazione caldo-umida del temporale il decadimento dell'updraft e la conseguente cessazione delle precipitazioni, la cella temporalesca s'indebolisce e successivamente si dissolve, lasciandosi dietro un residuo di aria nuvolosa.

2.2 **Modelli concettuali dei fenomeni convettivi: classificazione in relazione alla struttura**

I temporali possono essere costituiti da una o più celle convettive dotate di una struttura particolare. Quest'ultime vengono classificate in relazione all'intensità dello *shear* verticale del vento che influisce sull'organizzazione dei sistemi temporaleschi (in genere viene utilizzata la differenza vettoriale del vento a 6 km e quello a 500 m come parametro soglia). Di seguito la classificazione in base a tre "livelli" di shear verticale atmosferico (Doswell 2001):

- *Cella singola*: $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} \leq |\Delta \vec{U}| \leq 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;
- *Multicella*: $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} \leq |\Delta \vec{U}| \leq 15\text{-}20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$;
- *Supercella*: $|\Delta \vec{U}| \geq 15\text{-}20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

2.2.1 I temporali a cella singola

Il temporale a cella singola, noto con il nome di "*ordinary thunderstorm*", è un cumulonembo isolato originato dalla convezione locale di una massa d'aria instabile (bassa *Convective Available Potential Energy*, CAPE), piuttosto che da fronti o linee di instabilità. Questo sistema sviluppa generalmente una singola regione di precipitazioni (5÷10 km) in cui il campo di pressione è determinato esclusivamente dal galleggiamento della corrente ascensionale calda. Quando si ha aria relativamente secca nei livelli medio-alti (700÷500 hPa) si possono avere intense correnti discendenti (*downbursts*) e forti venti in superficie. Solitamente la cella si propaga per 15÷20 km nella direzione del vento medio troposferico (dei primi 8 km), ma con velocità inferiore. È statisticamente la tipologia di temporale più diffusa, facilmente identificabile nei caldi pomeriggi estivi quando il riscaldamento in prossimità dello strato superficiale è massimo, soprattutto nelle

zone propizie i rilievi, in presenza di un debole campo anticiclonico con venti deboli al suolo. Questo tipo di struttura temporalesca segue l'evoluzione spiegata nella sezione 2.1 con durata relativamente breve e raramente è accompagnata da fenomeni violenti, anche se questo non esclude che possa comunque dare origini a rovesci torrenziali. Ad essa è associata, quindi, una fenomenologia moderata: intense, ma brevi piogge locali, grandine di piccolo diametro, moderati rate di scariche elettriche, moderate raffiche di vento in superficie e moderata turbolenza. Solo il 20% circa del vapore condensato nel cumulonembo precipita sotto forma di idrometeore, poiché il resto evapora nel downdraft; in particolare se l'aria è secca, oppure, se la cella è in fase di decadimento, si dissipa in cirri o in altre nubi medio-alte.

2.2.2 I temporali multicella

I sistemi multicellulari sono costituiti da più celle temporalesche ognuna delle quali dotata di uno specifico trend evolutivo. La peculiarità principale che caratterizza la multicella, differentemente dalla cella singola, è il fenomeno della rigenerazione. Questa tipologia di sistemi convettivi dipende dallo shear verticale del vento: uno shear verticale debole determinerà una scarsa organizzazione del sistema, mentre uno forte può produrre un'interazione tale tra le singole celle temporalesche da fare perdere loro l'"identità" di cella singola, generando un sistema maggiormente organizzato di dimensioni e durata maggiori in cui si osserva lo sviluppo di nuove celle. I temporali multicella si verificano in ambienti con moderata o forte instabilità (moderati o alti valori di CAPE), moderato shear verticale del vento ($15 \div 20 \text{ m s}^{-1}$ nei primi 6 km), elevati valori di umidità nei bassi strati e livelli medio-alti più secchi. Il vettore shear verticale del vento dell'ambiente presenta piccole rotazioni orarie con l'altezza, più raramente antiorarie. Lo sviluppo di nuove celle nelle zone più favorevoli determina il movimento del temporale multicella in una direzione diversa da quella del vento medio con il quale invece si muovono approssimativamente le celle singole. In seguito allo sviluppo successivo di nuove celle i temporali multicella, oltre a manifestare una fenomenologia intermittente, possono interessare aree molto estese. Se il loro moto è lento (quasi stazionario) possono verificarsi piogge localmente intense o alluvioni. A correnti ascensionali molto intense si associano grandine di grosse dimensioni, forte turbolenza e raffiche di vento. In prossimità del fronte delle raffiche si possono generare tornado di breve durata.

2.2.2.1 Struttura e caratteristiche principali

La caratteristica fondamentale dei temporali multicella è il *gust front* (fronte freddo al suolo): l'aria fredda del downdraft, giunta al suolo, diverge orizzontalmente dando origine a forti raffiche lineari. Essendo il gust front più denso dell'aria calda e umida preesistente, esso s'incunea al di sotto di questa determinando il sollevamento forzato della massa d'aria, da cui nascono nuove celle

temporalesche. La formazione di quest'ultime si verifica nella regione di convergenza determinata, nei bassi livelli, dal bordo avanzante dell'intenso fronte delle raffiche generato dai flussi freddi in uscita da ogni cella; in questa zona tenderanno a formarsi nuove correnti ascendenti che possono sollevare l'aria condizionatamente instabile fino al livello di convezione libera (*Level of Free Convection* o LFC) dando luogo a nuove convezioni. In Figura 2.2 si può osservare lo schema esemplificativo di un temporale multicella: le nuove celle convettive si formano dove l'aria è sollevata dal gust front; nel momento in cui questa massa d'aria raggiunge il LFC inizia a salire di quota spontaneamente in virtù della forza di galleggiamento. A questo punto si osserva la condensazione del vapor acqueo che forma goccioline di nube e cristalli di ghiaccio nell'updraft e che successivamente formeranno un nuovo downdraft. L'aria secca ambientale a temperatura potenziale equivalente minore (θ_e) entra nella parte posteriore della cella ai livelli medi.

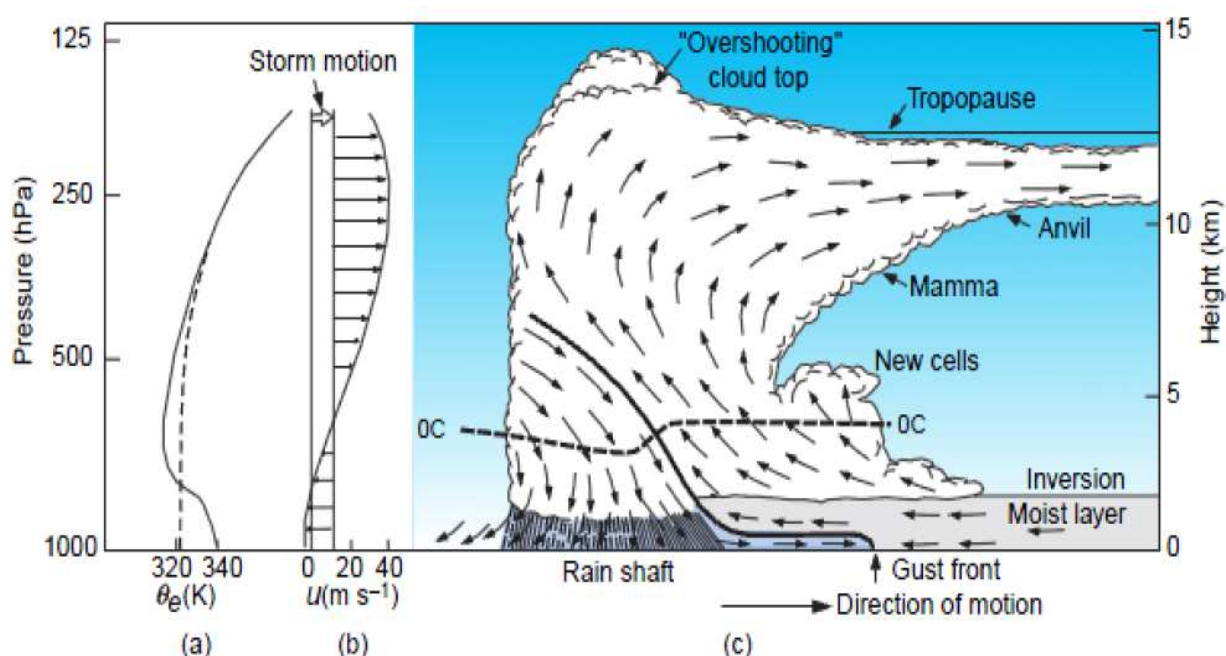


Figura 2.2: Struttura di una multicella. (a) profilo verticale della temperatura potenziale equivalente θ_e ; (b) profilo verticale della componente orizzontale del vento u ; (c) schema esemplificativo in cui si può notare la presenza del *gust front* sopra il quale si formano le nuove celle.

Le multicelle possono essere classificate a loro volta in cluster di multicelle, linea di multicelle (*squall line*), *Mesoscale Convective System* (MCS) e *Mesoscale Convective Complex* (MCC).

2.2.2.2 Sistemi Convettivi alla Mesoscala (*Mesoscale Convective System* o MCS)

Secondo Zipser (1982) un MCS è un sistema atmosferico con celle convettive incorporate in una circolazione alla mesoscala guidata almeno in parte dai processi convettivi. Questa è una definizione generale che comprende un grande spettro di fenomeni alla mesoscala a partire dai *cluster* di multicelle, che hanno una breve durata, fino ad arrivare ai sistemi ben organizzati come le

linee di groppo (*squall lines*), complessi convettivi alla mesoscala (*Mesoscale Convective Complex* o MCC) o tempeste tropicali di lunga durata e perfino gli uragani.

2.2.2.2.1 Descrizione

Il MCS è, quindi, un sistema formato da diverse celle ravvicinate o unite tra loro, ciascuna in diversi stadi evolutivi. La dinamica di questi sistemi è molto complessa. Il movimento degli MCS dipende da una componente avvertiva, data dal moto medio delle celle convettive, e da una componente di propagazione, definita dalla velocità e posizione delle nuove celle in formazione rispetto a quelle già esistenti (Newton and Katz 1958, Newton and Newton 1959, Bluestein and Jain 1985). Essi hanno un numero di Rossby prossimo a 1, dimensioni orizzontali che possono raggiungere anche parecchie centinaia di km (20÷500 km e in alcune direzioni anche fino a 1000 km) e un ciclo di vita di 6÷12 ore in cui spesso sono caratterizzati da una vasta nube stratiforme a forma di incudine che si estende dalla media all'alta troposfera. Gli MCS si possono manifestare in un'ampia varietà di forme. Ad ogni modo è possibile individuare tra di essi diverse caratteristiche in comune; in particolare presentano un'area continua di precipitazione, in parte di tipo stratiforme e in parte di tipo convettivo. Alle medie latitudini le aree di precipitazione degli MCS consistono di un gruppo o di una linea di temporali immersi (o adiacenti) in una regione più estesa di precipitazione stratiforme. La porzione convettiva degli MCS è generalmente composta da temporali multicella organizzati, anche se sono stati osservati anche MCS con supercelle. La struttura di un MCS nella fase di maturazione presenta le caratteristiche di seguito indicate:

- il fronte delle raffiche che definisce il bordo avanzante del flusso freddo in uscita dalla parte convettiva del sistema;
- una vasta regione nuvolosa a incudine e di precipitazione stratiforme che è originata dal flusso uscente dalle nubi convettive;
- un flusso entrante posteriore (*descending rear inflow*) che discende nella zona di intensa convezione, la cui intensità dipende dall'ambiente in cui si forma il sistema;
- un flusso ascendente verso la parte posteriore del sistema (*ascending front to rear flow*) che confluisce nella nube a incudine e che si sviluppa in seguito ai processi interni al sistema.

Si individuano nella fase di maturazione anche le seguenti configurazioni principali di pressione:

- un'area di alta pressione alla mesoscala nei livelli sottostanti l'area convettiva, in seguito allo sviluppo delle intense correnti discendenti di aria fredda in superficie;

- un'area di bassa pressione alla mesoscala nei medi livelli in seguito all'allungamento della colonna d'aria dovuto al riscaldamento nella parte superiore e al raffreddamento in quella inferiore;
- un'area di alta pressione alla mesoscala in prossimità della tropopausa, in seguito all'ampia corrente ascendente nella zona di precipitazione stratiforme e al sollevamento e raffreddamento della tropopausa;
- un'area di bassa pressione alla mesoscala (*wake low*) in prossimità della superficie dietro il bordo posteriore della zona di precipitazione stratiforme; essa è associata al riscaldamento per subsidenza dell'aria non satura entrante.

La formazione degli MCS è spesso accompagnata da influenze forzanti alla scala sinottica e da elevata instabilità termodinamica. L'ambiente sinottico mostra frequentemente un'influenza forzante ai bassi livelli a causa di un'intensa avvezione di aria calda. Probabilmente questa situazione costituisce il principale meccanismo forzante per lo sviluppo degli MCS. Invece, le influenze forzanti alla scala sinottica nei medi e alti livelli (saccatura di un'onda corta, massimi della corrente a getto, ecc.) non sono un fattore importante per il loro sviluppo in quanto questi si possono formare anche in condizioni di deboli influenze, anche se forti influenze forzanti alla scala sinottica diffondono l'attività dei MCS. Inoltre lo shear del vento verticale esercita una forte influenza sul loro grado di organizzazione. Per l'elevato tempo di persistenza di questi sistemi, molto maggiore delle celle che li compongono, e a causa delle grandi distanze che possono percorrere, agli MCS sono associati fenomeni di elevata pericolosità: piogge intense che possono causare alluvioni lampo, venti con intense raffiche, grandine, tornado, ecc.. Sul Mediterraneo ulteriori fattori che possono favorire lo sviluppo di MCS sono: intensa avvezione di umidità nei bassi livelli, instabilità convettiva nei bassi livelli, ciclogenese alla mesoscala, interazioni con altre zone di discontinuità alla mesoscala (fronti). In particolare gli MCS si formano anche davanti a fronti freddi attivi durante la primavera e l'estate, e in riferimento agli effetti orografici delle Alpi.

2.2.2.2.2 *Tipologie*

In relazione al grado di instabilità, alla distribuzione di umidità e alle caratteristiche del profilo verticale del vento, gli MCS possono assumere un'ampia gamma di forme. Una delle tipologie di multicella più diffuse è quella "a grappolo" (*cluster* di multicelle o MCS circolare) dovuto a gocce fredde in quota. Analizzando schematicamente il suo processo di formazione, nell'ipotesi che l'intero sistema si muova verso est, si osserva quanto segue: le nuove celle si formano sul lato sudoccidentale del cluster, quelle mature si collocano al centro, mentre quelle in decadimento si dissipano sul lato nord-orientale (Figura 2.3 – Santini 2013). L'autorigenerazione impone che le

celle principali (centrali) inibiscano la formazione di nuove celle e che nel contempo mantengano le celle periferiche unite al cluster. Il pilotaggio delle celle di più recente formazione dipende dall'intensità del cumulonembo "madre" rispetto alle altre celle in sviluppo. Nei successivi due paragrafi si analizzeranno più in dettaglio altre due tipologie di multicella: le linee di gruppo (*Squall Lines*) e i complessi convettivi alla mesoscala (*Mesoscale Convective Complex* o MCC).

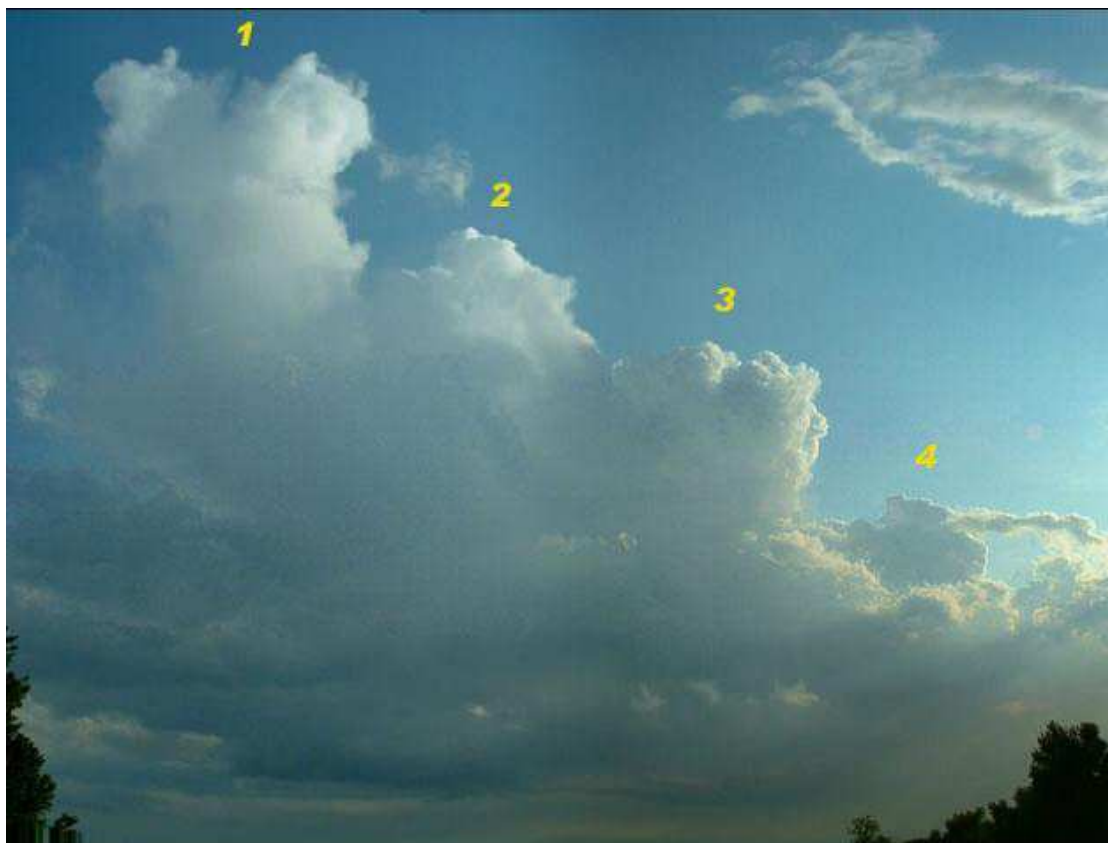


Figura 2.3: Cluster di multicella: la cella 1 è in decadimento, la 2 e la 3 sono in pieno sviluppo e danno luogo a rovesci, la 4 è ancora in fase iniziale (riconoscibile dai contorni nitidi della sommità, indice della presenza di acqua e non cristalli di ghiaccio).

2.2.2.2.1 Linee di gruppo (*Squall Lines*)

Si è visto che nella fase matura gli MCS sono composti da elementi convettivi e da una regione associata a piogge stratiformi; le celle convettive nella maggior parte dei sistemi tendono a essere organizzate lungo una linea (*squall line* o linea di gruppo) seguita dalla regione con piogge stratiformi (Houze et al. 1990). La linea di gruppo, quindi, è la classica mesolinea temporalesca di tipo frontale, una fascia di temporali (di alcune centinaia di km che in alcuni casi raggiunge l'estensione di 100 km) con un continuo e ben sviluppato gust front sul bordo principale della linea. Esso avanzando verso una direzione particolare irrompe con forti outflow, formando una piccola area di pressione (diametro di 20÷50 km) superiore a quella circostante. Quest'ultima solleva l'aria caldo-umida che trova nel suo percorso costituendo, nella zona d'incontro tra le due masse d'aria diverse, una linea di celle affiancate tra di loro che si muovono secondo la direzione dei venti

prevalenti. In Figura 2.4 si possono osservare le differenti aree di pressione: la prima è una piccola mesobassa, che anticipa l'arrivo della linea; la seconda individua un'area a pressione più alta (mesoalta A) con precipitazioni intense, localizzata subito dopo l'arrivo del primo gust front; la terza area di pressione (mesoalta B) è situata nella parte posteriore della squall line, in cui le precipitazioni sono oramai deboli e dove irrompono le correnti post-frontali. Si evidenzia che l'aria calda, durante il suo moto, tende a salire repentinamente dalla zona anteriore del sistema a quella posteriore, ovvero dalla mesoalta alla mesobassa; la condensazione dell'aria umida più calda produce un'inclinazione retrograda degli updraft, fenomeno il quale determina una corrente di aria obliqua dalla media troposfera al suolo (*Rear Inflow Jet* o RIJ), tanto più intensa quanto più grande è la differenza termica tra aria fredda al suolo e aria calda ascendente. La linea di groppo è sempre seguita da un rapido aumento della pressione e della visibilità in un contesto di una consistente flessione termica (tipiche condizioni post-frontali fredde). Dal punto di vista termodinamico, il range delle condizioni di sviluppo di una possibile squall line sono a) CAPE di 1500-3000 J Kg⁻¹ e b) *Lifted Index* (LI) tra -2 e -8°C, che verranno definiti successivamente.

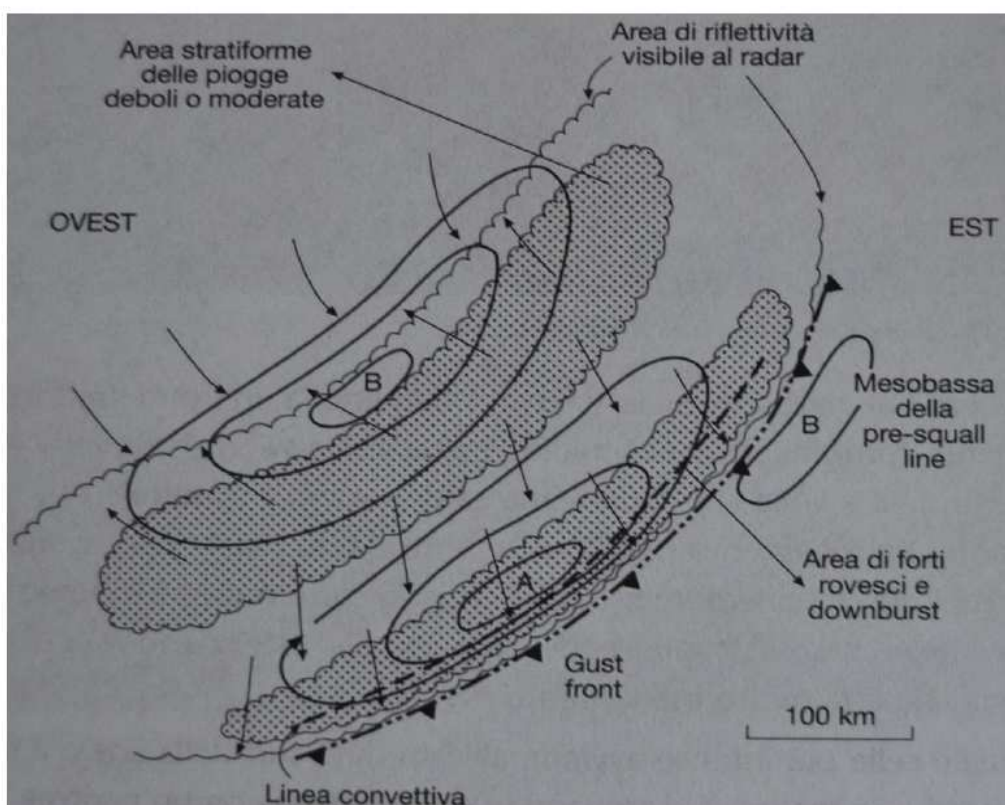


Figura 2.4: Schema di una squall line.

I sistemi in linea possono avere una forma asimmetrica, se la convezione è più attiva in un estremo della linea, o altrimenti simmetrica (Figura 2.5). È oramai dimostrato che queste forme rappresentano fasi sequenziali del ciclo di vita degli MCS in linea (Skamarock et al. 1994). I vortici ai medi livelli (ciclonico a nord e, alcune volte, anticlonico a sud) si sviluppano agli estremi della linea a causa della dimensione finita di questi sistemi lineari. Questi vortici durante la fase

simmetrica sono all'incirca della medesima intensità, mentre in quella asimmetrica il vortice ciclonico è dominante poiché la *forza di Coriolis* favorisce l'approfondimento dell'area ciclonica a seguito della convergenza ai medi livelli del sistema e il conseguente indebolimento, invece, dell'area anticiclonica. La bassa pressione associata alla circolazione ciclonica ai medi livelli è causata in prima analisi da un'anomalia positiva di θ_e nei livelli superiori, dovuta all'ascesa di aria nella parte convettiva del sistema.

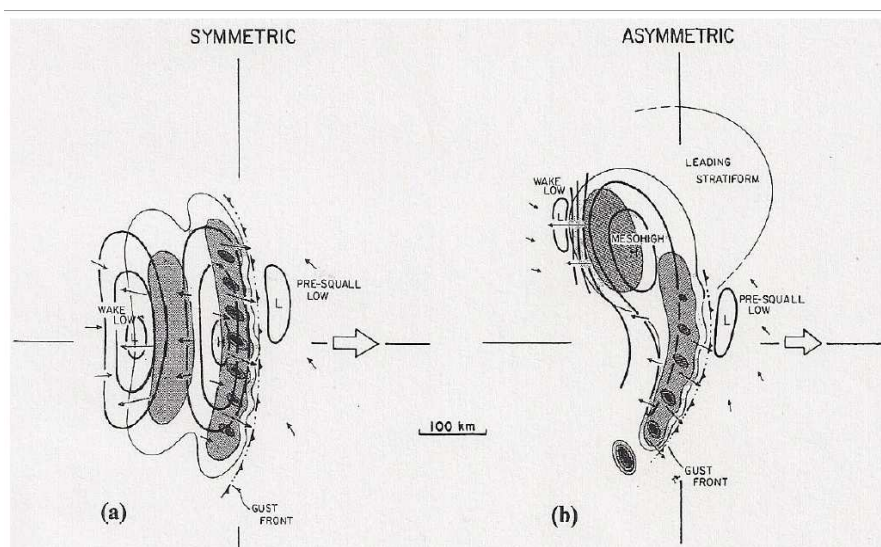


Figura 2.5: Modello concettuale dei campi di pressione al suolo, vento e precipitazioni associati a MCS di forma simmetrica (a) e asimmetrica (b). Il livello delle sfumature indica un incremento della riflettività del radar (sfumature più scure corrispondono al “cuore” delle celle). Le frecce piccole rappresentano le correnti in superficie, con lunghezza proporzionale all'intensità del vento; le frecce grandi mostrano la direzione del sistema. Le isobare indicano un aumento di 1 hPa.

Si può ancora osservare dallo schema della struttura verticale di un MCS lineare in Figura 2.6 la regione con precipitazioni stratiformi e quella con rovesci convettivi, oltre alle correnti ascendenti e discendenti nella parte superiore del sistema dopo il passaggio del fronte.

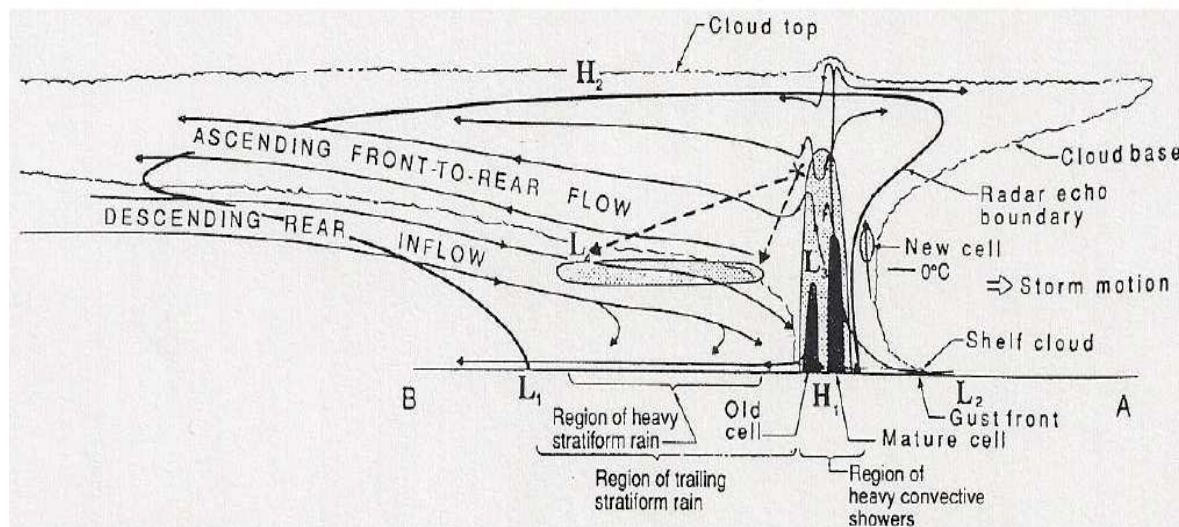


Figura 2.6: Modello concettuale di una squall line: Sezione verticale orientata perpendicolarmente alla linea delle celle convettive e parallelamente al movimento della linea.

2.2.2.2.2 Complessi Convettivi alla Mesoscala (Mesoscale Convective Complex o MCC)

Gli MCC sono costituiti da più MCS ed hanno circolazioni alla mesoscala più intense di quelle associate alle linee di groppo (mesociclone nei medi livelli). In ambienti con CAPE elevati, con shear del vento minori di quelli caratteristici delle linee di groppo e con influenze forzanti alla scala sinottica relativamente deboli tendono a formarsi gruppi di temporali di forma quasi circolare immersi in un sistema nuvoloso alto e a forma di incudine, detti cluster nuvolosi. Essi, quindi, sono dovuti a un'area vastissima di instabilità e si formano grazie a intensi *cut-off* in quota con rapido raffreddamento alle quote superiori. Al termine del processo nasce così un nuovo vortice di bassa pressione, completamente autonomo nei suoi moti e nella sua attività. Nella fase di maturazione le nubi alte esibiscono un debole flusso radiativo nell'infrarosso ed essendo opache a queste frequenze sono rilevabili per mezzo delle immagini satellitari IR (Figura 2.7), il cui tratto distintivo risulta essere la loro eccentricità, essendo spesso la loro forma ellittica con rapporto semiasse minore/maggiore intorno a 0.6-0.8. Chiaramente, essendo fenomeni più ampi e intensi degli MCS, possono stazionare molte ore su una determinata zona, soprattutto se a lenta evoluzione, e scaricare rilevanti quantità di pioggia, con elevato rischio di eventi alluvionali. Essi tendono a verificarsi nei mesi estivi e primaverili, in particolare nelle regioni continentali interne e più spesso durante la notte, oppure sottovento le zone montuose. Le linee di groppo, che possono essere contenute nei cluster o anche originarli, invece, mostrano l'attività massima sui continenti nel tardo pomeriggio.

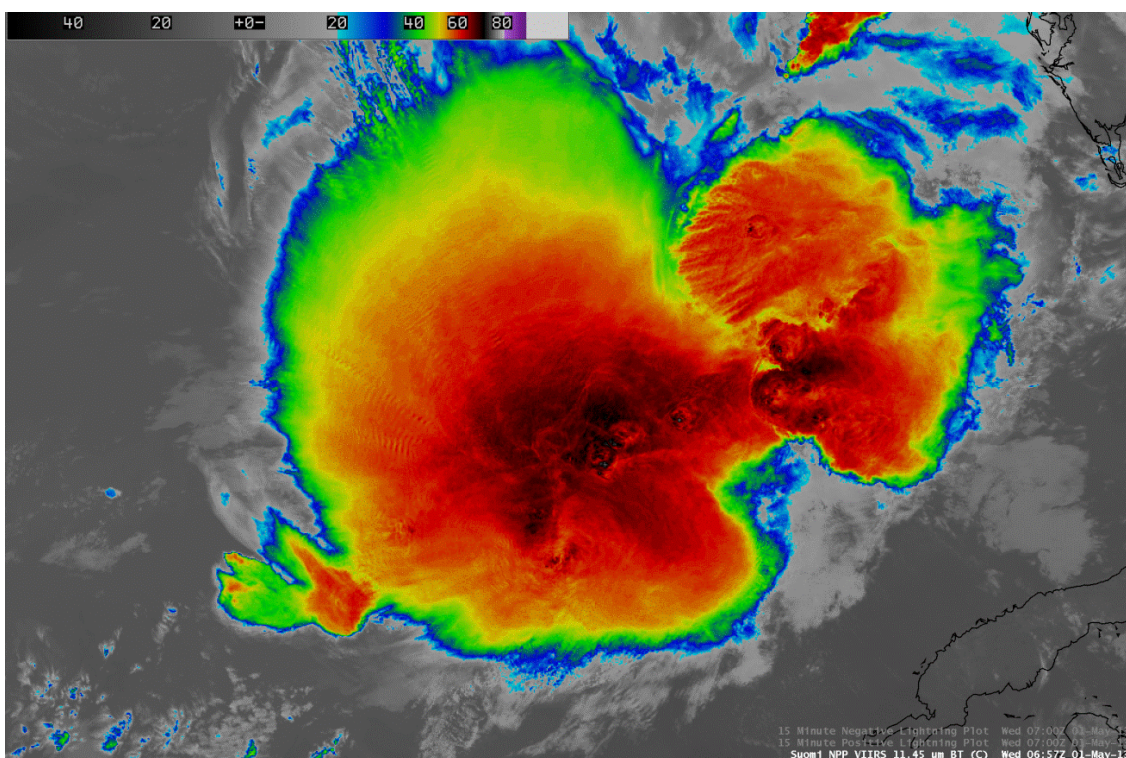


Figura 2.7: MCC osservato il 1 maggio 2013 mentre si muoveva verso est attraverso il Golfo del Messico durante le ore prima dell'alba - Immagini AWIPS (Suomi NPP VIIRS, IR channel 11.45 μm e 0.7 micron Day / Night Band - DNB).

2.2.2.2.3 Caratteristiche principali degli MCS e degli MCC

Nella definizione di MCS rientrano anche le tempeste tropicali o gli uragani, ma generalmente nello studio di questi ultimi si tende a escluderli, includendo, invece, tutti i sistemi che avvengono alla mesoscala: quelli che hanno un numero di Rossby dell'ordine di 1 e sistemi che hanno un raggio paragonabile al raggio di deformazione di Rossby λ_R (Schubert et al. 1980; Cotton et al. 1989) definito come di seguito:

$$\lambda_R = \frac{C_N}{(\zeta+f)^{1/2} (2VR^{-1}+f)^{1/2}} \quad (2.1)$$

dove ζ è la componente verticale della vorticità relativa, f il parametro di Coriolis, C_N la velocità di fase di una *gravity wave* e V la componente tangenziale del vento con raggio di curvatura R . Per MCS alle medie latitudini λ_R è di circa 300 km e l'influenza dovuta all'effetto di Coriolis diventa significativa in tempi di 3-6 ore. Anche gli MCC, che appaiono come grossi sistemi nuvolosi di forma circolare e di lunga durata, soddisfano gli stessi criteri dinamici degli MCS (Cotton et al. 1989). Un MCC, per essere definito tale, deve esser caratterizzato da temperature sommitali entro range definiti (Figura 2.8) e per periodi maggiori di 6 ore:

- $T \leq -32^\circ\text{C}$ nella corona che circonda il “cuore” del cluster temporalesco;
- $T \leq -52^\circ\text{C}$ nel “cuore” convettivo del sistema (top della nube).

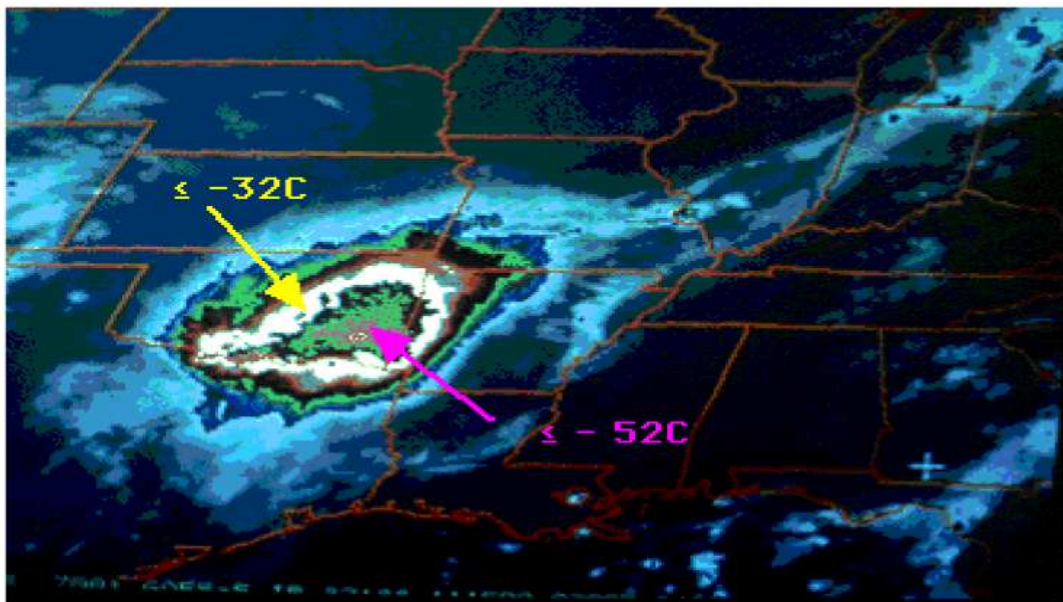


Figura 2.8: Immagine del satellite GOES di un MCC con visualizzazione del top delle nubi.

Gli MCS possono essere classificati in relazione a due tipologie di eventi correlati al meccanismo dinamico che origina la convezione e la formazione dei grossi sistemi nuvolosi tipici di questi temporali: gli eventi di tipo 1 si verificano quando un'estesa massa d'aria potenzialmente instabile

ai bassi livelli è forzata a salire in una zona frontale o in una regione baroclina; gli eventi di tipo 2, invece, si verificano in un'atmosfera maggiormente barotropica e dipendono dalla produzione da parte dei downdraft di un *cold pool* (piscina di aria più fredda) e dalla sua interazione con il wind shear verticale dell'ambiente, che può produrre updraft molto estesi (Morgagni 2012). Per questo motivo gli eventi di tipo 2 derivano in maggior misura dalle caratteristiche e dai processi imposti dalla convezione stessa. Un fattore distintivo per la longevità e le dimensioni di un MCS è la forza di crescita iniziale; nell'analisi del rapporto tra tassi di crescita e dimensioni dei sistemi si è osservato che nel ciclo di vita di un MCS il tasso di crescita delle prime tre ore è un buon indice predittivo per le eventuali dimensioni e durata del sistema (Tollerud et al. 1992). Nel periodo iniziale di crescita è concentrata gran parte della fenomenologia violenta (grandine, tornado e forti raffiche); circa l'80% di *report di severe weather* si sono riscontrati nelle prime ore di attività di questi sistemi temporaleschi (Maddox et al. 1986). Le precipitazioni più intense, invece, si hanno generalmente nella fase di sviluppo, con frequenza massima di osservazioni d'intensità di precipitazione maggiori di 25 mm h^{-1} da 2 a 6 ore dopo l'inizio di questa fase (Collander 1993).

2.2.2.2.4 Modificazioni dell'ambiente regionale

Dal profilo verticale di riscaldamento tipico di un MCS si può osservare un raffreddamento dell'atmosfera nei livelli prossimi alla tropopausa, un riscaldamento nell'alta troposfera e un raffreddamento nella bassa troposfera (Houze 1989). La forma di questo profilo favorisce cambiamenti verticali di stabilità che determinano lo sviluppo di un'anomalia positiva di vorticità potenziale ai medi livelli e di un'anomalia negativa agli alti livelli. Dalla distribuzione verticale della divergenza si osserva, invece, una pronunciata convergenza ai medi livelli e una forte divergenza vicino alla tropopausa e nella bassa troposfera (Maddox 1983). Questo tipo di distribuzione rafforza le anomalie dovute ai cambiamenti verticali di stabilità, giustificando nelle analisi delle vorticità potenziali degli MCS l'osservazione di un massimo ai livelli medi ed un minimo ai livelli alti (Figura 2.9). Di particolare interesse è lo sviluppo di un mesovortice ai medi livelli in seguito dell'anomalia positiva di vorticità potenziale presente in un MCS: queste circolazioni cicloniche alla mesoscala a cuore caldo possono generare cicli di convezione in grado di dare luogo a precipitazioni estreme. Il moto verso l'alto necessario per lo sviluppo di questo fenomeno può verificarsi solo in presenza di wind-shear verticale (Raymond and Jiang 1990); l'updraft deriva principalmente dal movimento di aria (rispetto al vortice) lungo le superfici isoentropiche inclinate associate al vortice che raggiunge il livello LFC (Figura 2.9). In ultima analisi si è osservato che uno shear debole limitato ai bassi livelli fornisce un ambiente ottimale per il mantenimento del meso-vortice (Davis and Weisman 1994).

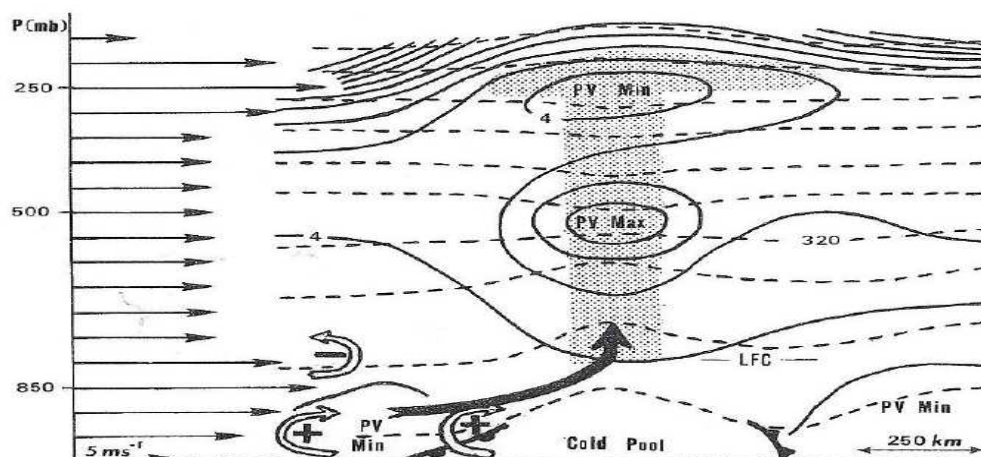


Figura 2.9: Schema concettuale della struttura e del meccanismo di formazione di un mesovortice. Le frecce sottili lungo le ordinate indicano il profilo verticale del vento ambientale. Le frecce con i segni + e - indicano il verso della componente della vorticità perpendicolare al piano della *cross section* prodotto dal *cold pool* e dal wind shear verticale. La freccia più grande mostra l'asse dell'updraft creato dalla distribuzione di vorticità. Le linee tratteggiate sono la temperatura potenziale (intervalli di 5 K) e le linee continue sono la vorticità potenziale. Il sistema si muove da sinistra a destra a una velocità di 5-8 m s⁻¹.

2.2.3 I temporali supercella

Il temporale supercella è un fenomeno atmosferico di rara e forte intensità che lo rende straordinariamente pericoloso. Le supercelle sono costituite da una singola cella temporalesca con una peculiarità distintiva: l'esistenza di un updraft rotante generalmente associato a un mesociclone in virtù del quale ha origine un sistema organizzato che alimenta e mantiene la cella medesima (Figura 2.10 – Chini 2011). Quest'ultima può persistere diverse ore alternando stadi di maggiore e minore intensità (comportamento ciclico) e a cui si associa una fenomenologia molto violenta come grandine di medio-grande dimensione (diametri dei chicchi anche superiori ai 5-7 cm) o, addirittura, tornado distruttivi con venti tangenziali dotati di velocità superiore ai 400 km h⁻¹.

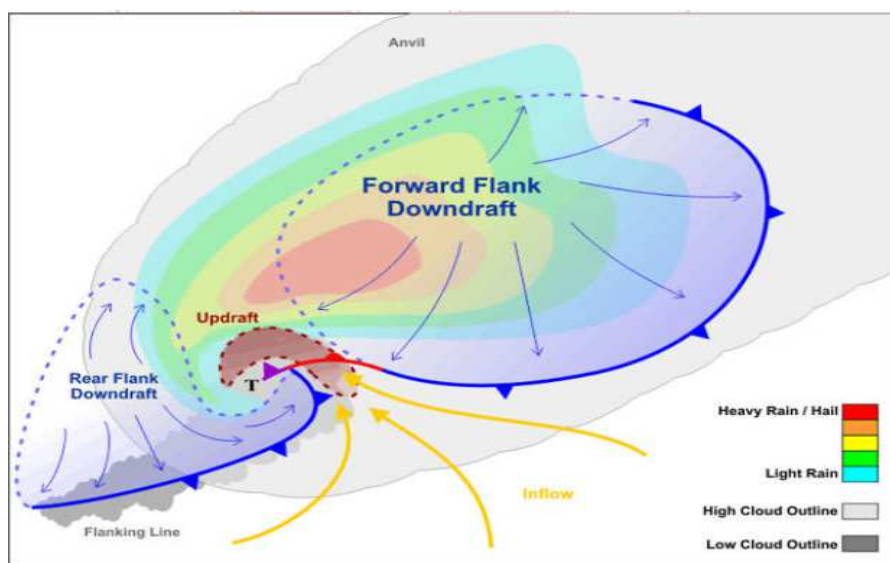


Figura 2.10: Schema esemplificativo di una supercella. Si può osservare la presenza di un sistema organizzato in cui può avere origine un tornado (lettera T).

2.2.3.1 Condizioni ambientali e analisi dinamica

Per comprendere le caratteristiche dinamiche principali di una supercella occorre considerare le equazioni del moto e della vorticità. Tuttavia di seguito si procederà prima ad analizzare lo scenario delle condizioni atmosferiche che favoriscono lo sviluppo delle supercelle. Come d'altronde accade per tutte le tipologie di temporali, sono fondamentali e necessarie condizioni di marcata instabilità, la quale trae origine principalmente dalla presenza della forza di galleggiamento (*buoyancy*) che, con la variazione del vento in relazione alla quota (*shear* verticale), è decisiva nella formazione e nella diversificazione delle strutture temporalesche.

2.2.3.1.1 *Forza di galleggiamento e criteri di stabilità*

La forza di galleggiamento per unità di massa è definita come:

$$F_b = g \cdot \left(\frac{\rho' - \rho}{\rho} \right) = g \cdot \left(\frac{T - T'}{T'} \right) \quad (2.2)$$

dove g è l'accelerazione di gravità, ρ la densità di una particella di aria secca e T la sua temperatura, mentre ρ' e T' , rispettivamente la densità e la temperatura di un uguale volume di aria ambiente spostato dalla particella di aria secca. Se F_b è l'unica forza che agisce sulla particella, la sua equazione del moto è:

$$\frac{d^2z}{dt^2} = \frac{dU}{dt} = F_b = g \left(\frac{T - T'}{T'} \right) \quad (2.3)$$

Questa forza è positiva quando la particella è più calda e meno densa dell'aria ambiente, viceversa la forza è negativa. Per aria umida nella (2.2) occorre sostituire la temperatura con la temperatura virtuale. A questa forza corrisponde quindi un'accelerazione verticale a partire dalla quale possiamo ricavare, per spostamenti infinitesimi dz , l'equazione del moto della particella che coincide con quella di un oscillatore armonico semplice:

$$\frac{d^2z}{dt^2} + N^2 z = 0 \quad (2.4)$$

dove N è detta frequenza di Brunt-Väisälä (o *buoyancy frequency*). Dalla (2.4) si deducono i seguenti criteri per la stabilità statica di un fluido rispetto ad un infinitesimo spostamento verticale della particella:

- $N^2 > 0$: *stabilità* (la particella dopo un piccolo spostamento tende ad oscillare attorno ad una posizione di equilibrio);
- $N^2 = 0$: *neutralità* (non vi è accelerazione e la particella dopo un piccolo spostamento mantiene il suo moto inerziale);

- $N^2 < 0$: *instabilità* (la particella dopo un piccolo spostamento si allontana con un andamento esponenziale crescente).

Per un *atmosfera umida non satura*, introducendo il gradiente adiabatico secco ($\Gamma_d = g/c_p = 0,98^\circ\text{C}/100\text{ m} = 9,8^\circ\text{C km}^{-1}$), il gradiente di temperatura ambientale ($\Gamma = -\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$) e la temperatura

potenziale ($\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{R_d}{c_p}}$) si ha:

$$N^2 = \frac{g}{T} \cdot (\Gamma_d - \Gamma) = \frac{g}{\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.5)$$

e da qui i **criteri di stabilità** per un'atmosfera umida non satura:

- $N^2 > 0$, $\Gamma < \Gamma_d$, $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$: *assolutamente stabile*;
- $N^2 = 0$, $\Gamma = \Gamma_d$, $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$: *neutra rispetto ad un'atmosfera secca*;
- $N^2 < 0$, $\Gamma > \Gamma_d$, $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$: *assolutamente instabile*.

L'instabilità statica in atmosfera ($N^2 < 0$) e nell'oceano porta alla convezione per galleggiamento (*buoyant convention*) che in atmosfera è prodotta semplicemente dal riscaldamento provocato dall'insolazione e che, successivamente, forma dei cumuli. Quanto visto finora non considera la possibilità che la particella d'aria durante la sua ascesa raggiunga la saturazione, valutando, quindi, il rilascio di calore latente durante la condensazione. Infatti, lo spostamento verticale di una particella d'aria frequentemente si traduce in cambiamenti di fase della sostanza acqua che influiscono sul galleggiamento dell'aria e quindi su criteri di stabilità statica. Quando una particella d'aria satura è spostata verticalmente, la sua temperatura cambia secondo il gradiente adiabatico saturo che equivale a:

$$\Gamma_s = \frac{\Gamma_d}{1 + \left(\frac{L}{c_p}\right) \left(\frac{dw_{vs}}{dT}\right)} \quad (2.6)$$

dove L è il calore latente di evaporazione e w_{vs} il rapporto di mescolamento di saturazione del vapore acqueo, con Γ_s che assume valori diversi a causa della dipendenza non lineare di w_{vs} dalla temperatura e che mediamente vale $6,5^\circ\text{C km}^{-1}$. È necessario, quindi, introdurre la temperatura equivalente in saturazione (θ_e^*) per determinare i criteri di un'altra tipologia di instabilità che prende il nome di *instabilità condizionale*. In queste condizioni la forza di *buoyancy* è data da:

$$F_b = \left(\frac{\theta' - \theta}{\theta} \right) = \frac{g}{\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \cdot \delta z + g \cdot \frac{\delta \theta'}{\theta} \quad (2.7)$$

dove θ' è la temperatura potenziale della particella e $\delta \theta'$ la variazione della sua temperatura potenziale in seguito al sollevamento da $z_0 - \delta z$ a z_0 . Il secondo addendo nel secondo membro dell'equazione (2.7) si può approssimare come:

$$\frac{\delta \theta'}{\theta} \approx -\delta \left(\frac{L \cdot w_{vs}}{c_p \cdot T} \right) \approx -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{L \cdot w_{vs}}{c_p \cdot T} \right) \delta z \quad (2.8)$$

Introducendo la (2.8) nella (2.7) e prendendo in considerazione la definizione della temperatura potenziale equivalente di saturazione ($\theta_e^* = \theta \cdot e^{\frac{L \cdot w_{vs}}{c_p T}}$) si ottiene una nuova forma della forza di galleggiamento come di seguito indicata:

$$F_b = - \left(\frac{g}{\theta_e^*} \cdot \frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} \right) \cdot \delta z \quad (2.9)$$

Da quest'ultima espressione si ricava la legge del moto della particella corrispondente ancora al moto di un oscillatore armonico semplice:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} + \left(\frac{g}{\theta_e^*} \cdot \frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} \right) \cdot z = 0 \quad (2.10)$$

Si possono, quindi, ricavare i **criteri per la stabilità condizionale**:

- $N^2 > 0$, $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} > 0$: *condizionatamente stabile*;
- $N^2 = 0$, $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} = 0$: *condizionatamente neutra*;
- $N^2 < 0$, $\frac{\partial \theta_e^*}{\partial z} < 0$: *condizionatamente instabile*.

Introducendo la condensazione/evaporazione durante l'ascesa della particella si ottengono sei **criteri di stabilità statica atmosferica** validi sia per aria secca che per aria umida:

- $\gamma < \Gamma_s$: *assolutamente stabile*;
- $\gamma = \Gamma_s$: *neutra satura*;
- $\Gamma_s < \gamma < \Gamma_d$: *condizionatamente instabile*;
- $\gamma = \Gamma_d$: *neutra secca*;
- $\gamma > \Gamma_d$: *assolutamente instabile per atmosfera secca*;
- $\gamma > \Gamma_s$: *assolutamente instabile per atmosfera umida*.

Si osserva che quando il gradiente ambientale è inferiore di quello adiabatico saturo l'atmosfera è *assolutamente stabile*, quando è più grande di quello saturo ma inferiore al gradiente adiabatico secco l'atmosfera è *condizionatamente instabile* e quando, invece, più grande dell'adiabatica secca l'atmosfera è *assolutamente instabile* (Levizzani 2008). Inoltre, il criterio di instabilità condizionale implica che una particella non satura è stabile per uno spostamento verticale, mentre una particella satura è, invece, instabile. Dalla forza di galleggiamento, oltre ai criteri di stabilità, si può calcolare una quantità fondamentale per lo studio dello sviluppo dei motivi convettivi, ovvero la quantità di energia disponibile per l'accelerazione verso l'alto di una particella (convezione), denominata *Convective Available Potential Energy* (CAPE, espresso in J kg^{-1}):

$$CAPE(z) = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} F_b \cdot dz = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \cdot \frac{\rho' - \rho}{\rho} dz = \int_{z_{LFC}}^{z_{LNB}} g \cdot \left(\frac{T'_v - T_v}{T_v} \right) dz \quad (2.11)$$

L'integrale è calcolato tra il livello di libera convezione (*Level of Free Convention*, LFC) o sopra di esso, da cui la particella continuerà ad accelerare verso l'alto spontaneamente sotto la spinta della forza di buoyancy, e il livello di galleggiamento neutro (*Level of Neutral Buoyancy*, LNB), in cui F_b si annulla e dove la convezione si arresterà (generalmente questo livello è anche indicato come *Equilibrium Level*, EL). Al di sopra di questo la particella in ascesa adiabatica satura diventerebbe più fredda dell'ambiente. Nella (2.11) è stata introdotta la temperatura virtuale T_v , ovvero la temperatura che una particella di aria avrebbe se si tenesse conto dell'umidità al suo interno o, anche, la temperatura di aria secca che ha la stessa densità di un campione di aria umida alla stessa pressione:

$$T_v = \left(\frac{1 + q/\varepsilon}{1 + \varepsilon} \right) T \approx T \cdot (1 + 0.608 \cdot q) \quad (2.12)$$

in cui q è il rapporto di mescolamento e ε è uguale a 0.622. Se l'ambiente è in equilibrio idrostatico, ovvero quando non sperimenta nessuna forza netta in direzione verticale (equazione idrostatica

$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$) possiamo scrivere:

$$CAPE(p) = \int_{p(LNB)}^{p(z)} R'_d \cdot (T_v - T'_v) d \ln p \quad (2.13)$$

dove $R'_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ è la costante dei gas individuale per aria secca. In un diagramma termodinamico (Figura 2.11) la CAPE è proporzionale all'area positiva compresa tra le curve delle temperature virtuali dell'ambiente e della particella; essa è definita soltanto per particelle che sono in galleggiamento positivo lungo il profilo verticale. Il termine *Convection Inhibition Energy* (CINE) è analogo a quello di CAPE ma si riferisce ad un'area negativa sul diagramma

termodinamico. Esso indica l'energia da superare per poter sollevare una particella fino a livello della libera convezione ed è dato da:

$$CIN = \int_{z_i}^{z_{LFC}} g \cdot \left(\frac{T - T'}{T} \right) \cdot dz \quad (2.14)$$

Questa quantità rappresenta l'energia che si oppone allo sviluppo dei fenomeni temporaleschi, in quanto una particella durante la sua ascesa, prima di raggiungere la quota LFC, può incontrare uno strato in cui la forza di buoyancy negativa la respinge verso il basso. Per raggiungere l'LFC è, quindi, necessaria una forzante sinottica o alla mesoscala come un fronte freddo, un minimo alla mesoscala al suolo, un forte riscaldamento diurno o un sollevamento orografico. In mancanza di queste condizioni la convezione difficilmente avrà luogo con valori di CIN uguali o maggiori a 100 J kg^{-1} .

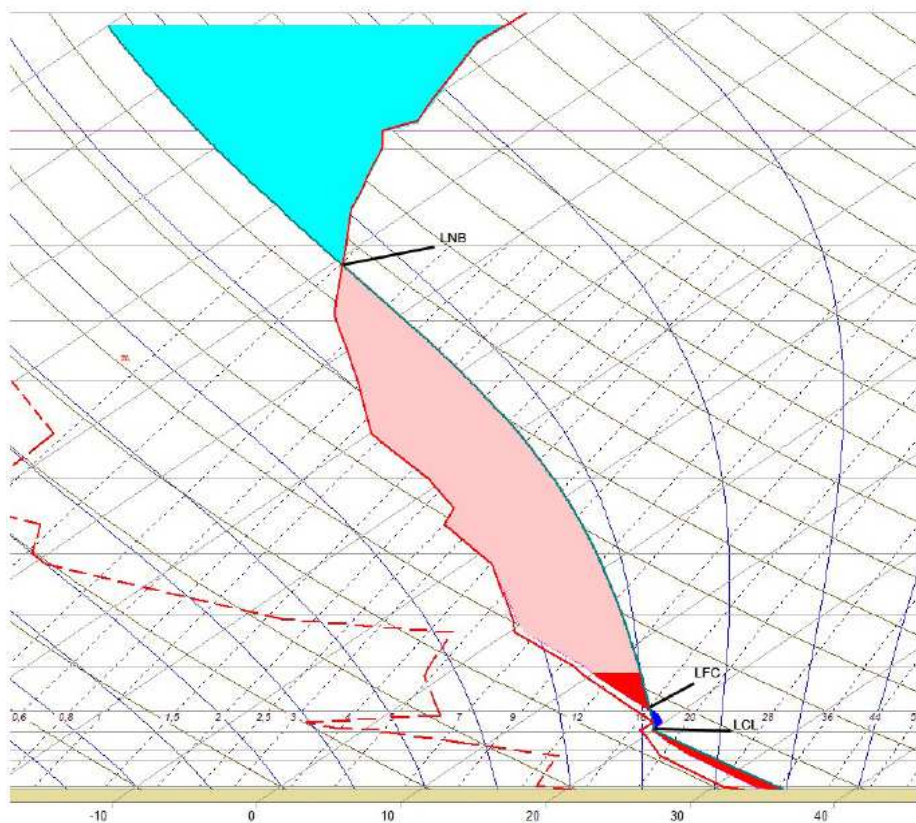


Figura 2.11: Diagramma termodinamico (Skew-T) del 17/07/2009. L'area rosa rappresenta il CAPE mentre l'area blu il CIN.

Questa energia potenziale viene convertita in energia cinetica favorendo i moti verticali. I valori tipici di CAPE sono compresi tra $1000 \div 2500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ per una convezione moderata o sono maggiori di $2500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ per convezione intensa. Premesso che la stabilità statica di uno strato di atmosfera può essere modificata da moti verticali nello strato e dal riscaldamento o raffreddamento differenziale dello strato, è possibile ricavare in assenza di avvezioni orizzontali una relazione che

stima la velocità verticale massima raggiungibile dalle correnti ascendenti nell'ipotesi che la si parta dalla condizione di quiete al LFC:

$$w_{max} = \sqrt{2CAPE} \quad (2.15)$$

Dalle analisi sperimentali si è osservato che w_{max} rappresenta quasi una velocità limite in quanto nella realtà questa sovrastima di un fattore 2 le velocità verticali misurate. Ad ogni modo la CAPE è utile nella determinazione dell'intensità dei moti convettivi poiché a valori maggiori corrispondono velocità verticali più intense. Per questo motivo è generalmente utilizzata come indice termodinamico principale per la previsione dei fenomeni temporaleschi ed in particolare di quelli supercellulari che sono favoriti in un ambiente con CAPE compresa tra i 1000–3500 J kg⁻¹, anche se quest'ultimi possono aver luogo in ambienti con valori di CAPE sia inferiori che superiori dato che la genesi di queste strutture temporalesche dipende in buona parte dall'equilibrio tra la forza di galleggiamento e lo shear verticale del vento.

2.2.3.1.2 Lo shear verticale del vento

Lo shear verticale del vento è fondamentale nello studio della dinamica dei fenomeni temporaleschi in quanto ne influenza l'organizzazione, lo sviluppo e la propagazione. Dall'espressione (2.16), di seguito indicata si osserva che esso consta di due componenti: lo *speed shear*, che comporta la variazione della velocità del vento con la quota, e il *directional shear*, che indica, invece, la variazione della direzione del vettore di shear con la quota:

$$\vec{S} = \frac{d\vec{V}}{dz} = \frac{d\vec{V}}{dz} \cdot \vec{p} + \vec{V} \cdot \frac{d\vec{p}}{dz} \quad (2.16)$$

dove il vettore $\vec{p}$ è il versore nella direzione del vettore velocità. La variazione della velocità del vento con la quota non permette l'intromissione del downdraft nell'updraft garantendo così una durata maggiore della cella temporalesca. Al contrario, in caso di *speed shear* debole, le precipitazioni tenderanno a cadere nell'updraft interrompendo, quindi, l'alimentazione caldo-umida indispensabile per il mantenimento della cella, determinando, pertanto, la sua dissipazione. Altrettanto importante è la rotazione del vettore di shear con la quota responsabile della dinamica interna dei fenomeni temporaleschi. Con shear positivo (negativo) si indica quindi la presenza di vorticità verticale ciclonica (anticiclonica) che favorisce (sfavorisce) lo sviluppo dei moti verticali. Per l'analisi dello shear ambientale del vento si utilizza l'*odografo*, un grafico che si ricava da un radiosondaggio in cui si riportano le componenti u e v del vento a diversi livelli isobarici (Figura 2.12): a partire dall'origine si disegna il vettore del vento, la cui estremità determina il punto che indica il livello isobarico corrispondente. Nella curva che ne deriva il vettore di shear è tangente in ogni suo punto.

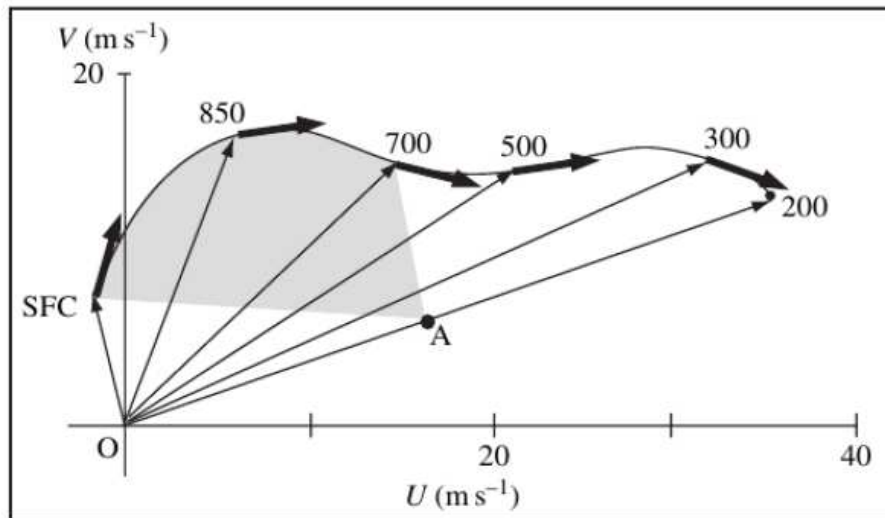


Figura 2.12: Esempio di un odografo. Il vettore $\vec{OA}$ rappresenta lo *storm motion* mentre l'area colorata è proporzionale alla *Storm Relative Environmental Helicity 0-3km* (SREH, equazione (2.30)).

L'odografo è fondamentale per evidenziare la presenza di shear unidirezionale (Figura 2.13a) o di quello direzionale (Figura 2.13b); quest'ultimo indica la rotazione in senso orario del vettore di shear con la quota non presente invece in quello unidirezionale.

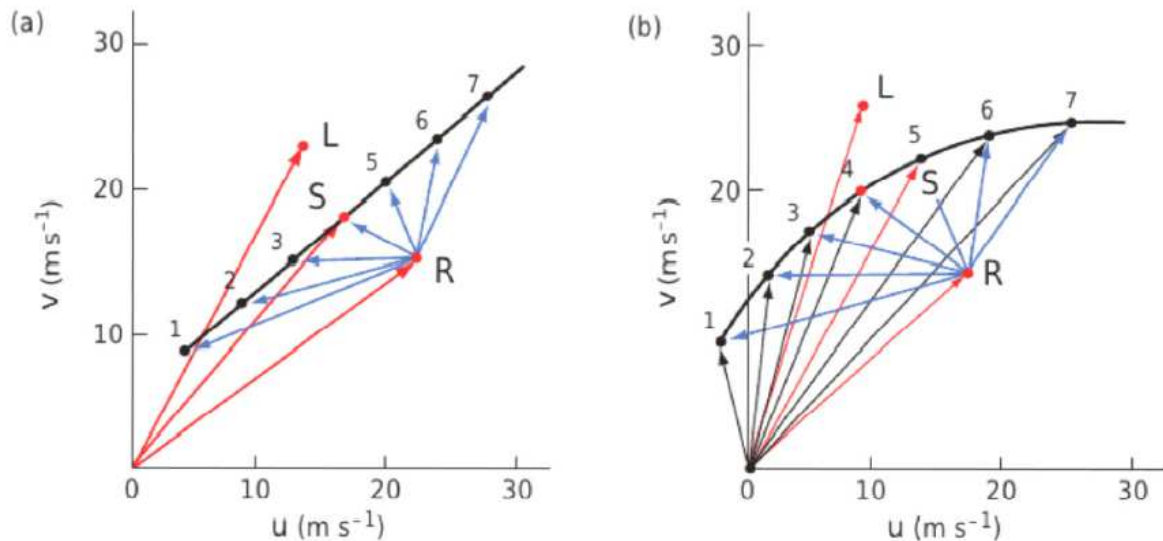


Figura 2.13: Due esempi di odografi idealizzati. Si evidenzia una condizione di shear unidirezionale (a) e una di shear direzionale (b). I punti numerati indicano i diversi livelli atmosferici sui quali vengono misurate le componenti orizzontali del vento (freccie nere a partire dall'origine). Le frecce rosse indicano il vento relativo allo steering level S (livello guida) e velocità e direzione di spostamento di ipotetiche supercelle right mover (R) o left mover (L). Le frecce blu rappresentano il vento relativo ad una supercella right mover.

Scenari ambientali con diverse tipologie di shear determinano un diverso comportamento nell'evoluzione delle strutture supercellulari. Risulta perciò utile nella classificazione dei diversi tipi di temporali considerare la differenza vettoriale tra il vettore del vento a 6 km di quota e quello in prossimità del suolo ricavato a 500 m (riducendo così l'influenza dell'attrito superficiale):

$$\Delta \vec{U} = \vec{U}_{6km} - \vec{U}_{500m} \quad (2.17)$$

Per i fenomeni supercellulari $|\vec{\Delta U}|$ è uguale o superiore a 15 m s^{-1} ; questo mette in evidenza la capacità dell'updraft di isolarsi dalle precipitazioni garantendo, quindi, alla cella temporalesca un'organizzazione tale da consentire l'auto-sostenimento del sistema. Lo shear verticale del vento può essere calcolato anche nello strato del *boundary layer* (0-1 km) ed è utilizzato per determinare le condizioni utili alla formazione di fenomeni tornadici ($|\vec{\Delta U}_{0-1 \text{ km}}| \geq 7.5-10 \text{ m s}^{-1}$) che sono connessi alla rotazione di basso livello.

2.2.3.1.3 Equazione del moto e di vorticità

Si analizzerà, adesso, come si può generare la rotazione all'interno di un sistema supercellulare (Torrì 1998). È necessario, prima, definire il termine di *buoyancy totale* nel seguente modo:

$$b \equiv g \cdot \left(\frac{\theta'}{\theta} + 0.61 \cdot q'_v - q_T \right) \quad (2.18)$$

dove θ' è la perturbazione della temperatura potenziale, q'_v è la perturbazione del mixing ratio del vapore acqueo e q_T è il mixing ratio di tutte le idrometeore presenti. L'ambiente a grande scala generalmente soddisfa il bilancio idrostatico, per cui si può considerare l'equazione del moto e l'equazione di continuità in termini delle deviazioni di pressione p^* e di densità ρ^* da uno stato di riferimento in bilancio idrostatico con pressione p e densità ρ mediati orizzontalmente ad ogni altezza z . In virtù di questa approssimazione l'equazione del moto e di continuità (approssimazione anelastica), in un sistema di riferimento con versori $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$ diretti verso est, verso nord e verso l'alto, diventano:

$$\frac{d\vec{U}}{dt} = -\frac{\nabla p^*}{\rho} - f \hat{K} \times \vec{U} + b \hat{K} + \vec{F} \quad (2.19)$$

$$\nabla \cdot \rho \vec{U} = 0 \quad (2.20)$$

dove $\vec{U} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ è la velocità, f il parametro di Coriolis, $\vec{F}$ l'attrito e b la forza di galleggiamento. Se l'estensione verticale dei moti dell'aria è limitata ad uno strato poco profondo, $\rho(z)$ può essere sostituita da un valore costante (ipotesi di incompressibilità), per cui l'equazione di continuità (2.20) diventa:

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.21)$$

Quest'ultima con l'equazione del moto (2.19) costituiscono l'*approssimazione di Boussinesq*. Trascurando l'attrito $\vec{F}$, tenendo in considerazione che nella scala dei fenomeni in considerazione (convezione) il termine di Coriolis è trascurabile, si ha:

$$(\vec{U} \cdot \nabla) \vec{U} = \nabla \left(\frac{\vec{U} \cdot \vec{U}}{2} \right) - \vec{U} \times (\nabla \times \vec{U}) \quad (2.22)$$

e l'equazione del moto diventa:

$$\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} = -\nabla \left(\frac{p^*}{\rho} + \frac{\vec{U} \cdot \vec{U}}{2} \right) + \vec{U} \times \vec{\Omega} + b\hat{k} \quad (2.23)$$

Partendo dal vettore velocità nelle tre dimensioni con il relativo vettore di vorticità e applicando l'operatore rotore all'equazione del moto si ottiene l'equazione della vorticità tridimensionale

$$(\vec{\Omega} = \nabla \times \vec{U} = \xi \hat{i} + \eta \hat{j} + \zeta \hat{k} = \hat{i} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \hat{j} \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \hat{k} \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)):$$

$$\frac{\partial \vec{\Omega}}{\partial t} = \nabla \times (\vec{U} \times \vec{\Omega}) + \nabla \times (b\hat{k}) \quad (2.24)$$

dove il primo e il secondo termine sulla destra rappresentano rispettivamente i contributi dinamici e baroclini alle variazioni di vorticità. Moltiplicando scalarmente la (2.24) per il versore $\hat{k}$ e introducendo la vorticità verticale $\zeta = \vec{k} \cdot \vec{\Omega}$ si ottiene la variazione locale nel tempo della vorticità verticale:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \hat{k} \cdot \nabla \times (\vec{U} \times \vec{\Omega}) = -\vec{U} \cdot \nabla \zeta + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} + \left(\xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (2.25)$$

dove i termini al secondo membro indicano le variazioni di vorticità verticale associate rispettivamente all'avvezione, alla convergenza (*stretching*), ovvero ad opera della variazione delle velocità verticali con la quota (l'accelerazione di Coriolis non è presente poiché è trascurabile sulle scale spaziali ridotte della struttura dinamica dei temporali), e, infine, alla conversione di vorticità orizzontale (*tilting*) ad opera dell'updraft. Si evidenzia che, non comparando in quest'ultima equazione, la forza di galleggiamento b influenza esclusivamente la componente orizzontale della vorticità. Il primo e il terzo termine presuppongono la preesistenza di vorticità verticale ambientale. Quindi, se in un sistema non rotazionale, l'unica sorgente di vorticità è rappresentata dal terzo termine dell'equazione. La vorticità orizzontale è dovuta alla presenza di shear verticale del vento che può essere definito da:

$$\vec{S} = \frac{d(\vec{V} - \vec{c})}{dz} = \frac{d(\vec{V} - \vec{c})}{dz} \cdot \vec{p} + |\vec{V} - \vec{c}| \cdot \frac{d\vec{p}}{dz} \quad (2.26)$$

La (2.26) coincide con la (2.16) con l'unica differenza che è stata introdotta la velocità del vento relativo allo spostamento della cella $\vec{c}$. Come scritto precedentemente, il vettore dello shear verticale del vento è composto dalla variazione della velocità del vento con la quota e dalla sua

variazione in direzione. Per analizzare quindi la conversione di vorticità orizzontale in vorticità verticale nell'updraft si può utilizzare una versione linearizzata del terzo termine nella (2.25) dove si introducono U e V moduli delle componenti della velocità del vento orizzontale, definendo, quindi, il tilting:

$$\text{tilting} \equiv \frac{\partial U}{\partial z} \cdot \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial V}{\partial z} \cdot \frac{\partial w}{\partial x} \quad (2.27)$$

In un ambiente con U che aumenta con la quota e $V=0$ ($\frac{\partial V}{\partial z}=0$) si possono presentare due situazioni (Figura 2.14) nelle quali il flusso relativo alla cella ($\vec{V}-\vec{c}$) è perpendicolare o parallelo al vettore vorticità orizzontale ($\vec{\Omega}$, che nella Figura 2.14 è indicato come $\vec{\omega}$).

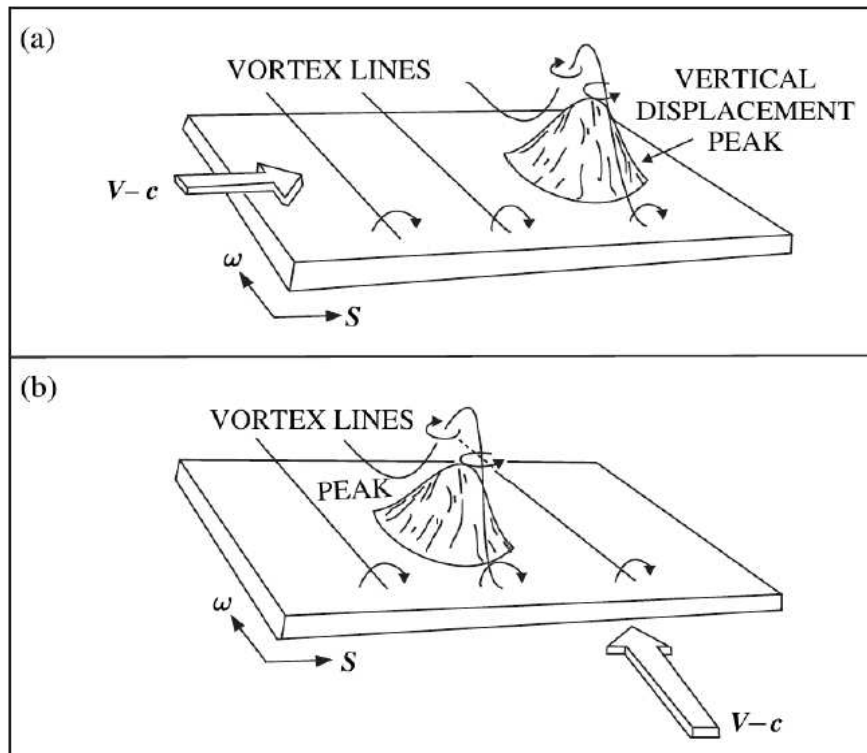


Figura 2.14: Schematizzazione dell'effetto di un updraft in un ambiente con velocità del vento relativo alla cella perpendicolare (a) o parallelo (b) al vettore vorticità orizzontale.

In entrambe le situazioni con il sopraggiungere dell'updraft si ha un incremento delle velocità verticali ($\frac{\partial w}{\partial y} > 0$) che comporta la conversione di vorticità orizzontale in vorticità verticale ciclonica, mentre nella zona dove si osserva un decremento si genera vorticità verticale anticiclonica. La vorticità verticale sarà però correlata alle velocità verticali solo nel caso in cui il flusso relativo alla cella ($\vec{V}-\vec{c}$) sia parallelo al vettore $\vec{\omega}$ (*streamwise vorticity*) poiché l'updraft risulta così in fase con la zona nella quale viene generata rotazione ciclonica (Figura 2.14b): in questo modo può avvenire la formazione di un mesociclone attraverso la conversione della vorticità

orizzontale ambientale dove l'elicità, definita in seguito con la (2.30), rappresenta il quantitativo di questa vorticità che può essere assorbito dall'updraft.

Considerando che la circolazione mesociclonica può essere ritenuta in equilibrio ciclostrofico, dato che la forza di Coriolis è trascurabile su scale spaziali piccole, può essere analizzata un'altra caratteristica delle supercelle che per la loro maggiore durata le distinguono dalle altre celle temporalesche:

$$\frac{v^2}{r} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial r} \quad (2.28)$$

Si osserva, quindi, una condizione di equilibrio tra la forza di gradiente di pressione e la forza centrifuga da cui deriva una velocità tangenziale di rotazione massima ai limiti del mesociclone e nulla al centro; essa è, inoltre, maggiore nell'updraft al livello della media troposfera rispetto alla zona interna al *boundary layer* a causa dell'attrito in prossimità del suolo. Pertanto, si ottiene un deficit di pressione indotto dinamicamente ($-\delta p_D$) al centro dell'updraft che aumenta con l'altezza, determinando la presenza di una forza di gradiente di pressione verticale che a sua volta causa un'accelerazione verticale:

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p_D}{\partial r} \quad (2.29)$$

Questa accelerazione verticale è responsabile della continua intensificazione autoindotta nei fenomeni supercellulari che li rende più intensi e persistenti rispetto agli altri sistemi temporaleschi.

2.2.3.1.4 Movimento verso destra e verso sinistra e sviluppo della rotazione

Si è accennato in precedenza che molti temporali in condizioni di elevato shear (multicelle e supercelle), specialmente nei bassi livelli, deviano dalla direzione del vento medio. In particolare si osservano comunemente temporali che si muovono alla destra del vento medio. In questi casi l'odografo, partendo dalla superficie terrestre, ha un senso di percorrenza orario. Tenendo presente che una rotazione del vento non sempre implica la rotazione del vettore shear, il moto di una supercella dipende in larga misura dalla forma dell'odografo nei primi 2 km. La forma dell'odografo, ovvero la variazione con la quota del vettore shear verticale del vento, determina la distribuzione delle perturbazioni dinamiche di pressione nel temporale che generano le accelerazioni verticali più significative. Nell'ipotesi di un flusso orizzontale stazionario dipendente solamente dalla quota, si può osservare la direzione dello shear verticale del vento medio orizzontale ($\vec{S} = \frac{\partial}{\partial z} (\bar{u} \hat{i} + \bar{v} \hat{j})$) rispetto al gradiente orizzontale della velocità verticale: nella

direzione di $\vec{S}$ il gradiente è maggiore di zero nel lato sopra shear del nucleo di massima velocità

verticale della corrente ascendente, e minore di zero nel lato sotto shear. In un ambiente con shear unidirezionale le perturbazioni di pressione nei medi livelli determinano, quindi, una forza di gradiente di pressione verticale diretto verso l'alto nel lato sotto shear del temporale e una diretta verso il basso nel lato sopra shear. Le forze di gradiente di pressione inducono una circolazione che rafforza il flusso entrante e favorisce la crescita della corrente ascendente nella parte anteriore del temporale (sotto shear). In un ambiente in cui il vettore shear ruota in senso orario con l'altezza, le perturbazioni di pressione determinano una forza di gradiente di pressione verticale diretta verso l'alto che tende a favorire la crescita della corrente ascendente sul fianco destro e a inibirla sul fianco sinistro. Invece, se il vettore shear ruota in senso antiorario con l'altezza lo sviluppo della corrente ascendente è favorito sul fianco sinistro del temporale e inibito sul fianco destro. Gli odografi con il vettore shear ruotante in senso orario con la quota sono quelli più comunemente osservati per la presenza dell'attrito nello strato limite e dell'avvezione calda nei bassi livelli. Conseguentemente, i temporali che si muovono a destra del vento medio sono quelli più spesso osservati in ambienti con elevato shear. Si è visto in precedenza che per quanto riguarda lo sviluppo della rotazione, una caratteristica del temporale a supercella è la sua tendenza a sviluppare una circolazione rotante da un ambiente inizialmente non rotante (mesovortici), in cui il meccanismo che giustifica questa produzione di vorticità verticale è principalmente causato dalla conversione di vorticità orizzontale (*tilting*), associata all'intenso shear verticale del vento dell'ambiente, in vorticità verticale.

2.2.3.1.5 *Indici termodinamici nella previsione delle supercelle*

Per valutare le condizioni ambientali favorevoli allo sviluppo delle supercelle uno degli indici più utilizzati è la *Storm Relative Environmental Helicity* (SREH) (Davies-Jones et al. 1990):

$$H(c) = - \int_0^h \vec{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{d\vec{V}}{dz} \cdot dz \quad (2.30)$$

dove $\vec{V}$ è il vettore che indica il vento orizzontale, $\vec{c}$ è lo *storm motion* della cella e h rappresenta il livello fino al quale viene calcolata l'elicità relativa al temporale (solitamente 1 o 3 km) ricavabile dall'odografo poiché corrispondente al doppio dell'area compresa tra il vettore del vento relativo al temporale al suolo e lo stesso a 3km (Figura 2.12). Lo SREH è quindi un indicatore della propensione del flusso d'aria in salita ad assumere una componente rotazionale indotta dallo shear verticale del vento, dalla divergenza in quota e dalla convergenza al suolo. Per la previsione delle supercelle si utilizza lo SREH 0-3 km, per i quali esso assume valori maggiori o uguali di 100-150 $m^2 s^{-2}$; questo indice è, inoltre, utilizzabile per la previsione di fenomeni tornadici (SREH 0-3 km $\geq 150 m^2 s^{-2}$) che possono essere valutati più nel dettaglio utilizzando lo SREH 0-1 km.

Per distinguere i fenomeni temporaleschi comuni da supercellulari viene utilizzato l'*Energy Helicity Index* (EHI) (Davies 1993):

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SREH}{1.6 \cdot 10^5} \quad (2.31)$$

Questa quantità adimensionale, che mette in relazione l'instabilità atmosferica con l'elicità del vento, indica con buon successo (Rasmussen and Blanchard 1998) la probabilità di supercelle rispetto a temporali comuni, se presenta valori maggiori o uguali a 0.77-1. L'EHI risulta inoltre uno dei migliori indici nella previsione dei fenomeni tornadici che presentano un $EHI \geq 1.5$. Ad ogni modo anche questo indice può presentare "falsi positivi", ovvero situazioni con valori elevati che però non presentano fenomenologia tornadica.

Un ulteriore indice termodinamico diffusamente utilizzato è il *Vorticity Generation Parameter* (VGP) che indica il rateo di conversione di vorticità orizzontale in vorticità verticale nell'updraft:

$$VGP = S \cdot (CAPE)^{1/2} \quad (2.32)$$

$$S = \frac{\int_0^h \frac{\partial V}{\partial Z} \cdot dz}{\int_0^h dz} \quad (2.33)$$

dove S indica lo shear medio (Rasmussen and Wilhelmson 1983). Analogamente all'EHI questo indice è un buon discriminante nel determinare i fenomeni supercellulari da quelli comuni e generalmente valori superiori a 0.2 indicano possibilità di supercelle tornadiche.

Tuttavia, in una previsione, prima di utilizzare un determinato indice, occorre analizzare dettagliatamente le condizioni sinottiche e alla mesoscala (fronti al suolo o in quota, forzanti orografiche ecc.) che possono promuovere l'innescio delle celle temporalesche per non vanificare l'utilizzo degli stessi indici.

2.2.3.2 Struttura ed evoluzione delle supercelle

2.2.3.2.1 Caratteristiche principali

Si è visto che le supercelle consistono in un'unica cella temporalesca (cumulonembo) in cui è presente un updraft rotante associato solitamente ad un mesociclone. Quest'ultimo è un vortice in rotazione ciclonica con un diametro di 2÷10 km e vorticità verticale dell'ordine dei 10^{-2} s^{-1} o anche maggiore. Come una cella singola, in una supercella si osservano updraft e downdraft che non interferiscono tra di loro per la rotazione e l'elevato shear verticale, dando, quindi, alla cella la possibilità di autoalimentarsi e durare più a lungo. I moti verticali sono molto intensi con velocità di circa $10 - 40 \text{ m s}^{-1}$, in grado di promuovere un poderoso sviluppo verticale della cella fino alla

tropopausa e non di rado l'ingresso in stratosfera del top della nube (*overshooting top*) dove si rilevano temperature anche inferiori ai -40°C . Le elevate velocità all'interno dell'updraft inibiscono la crescita delle goccioline per condensazione e coalescenza determinando la formazione della *Bounded Weak Echo Region* (BWER), la regione corrispondente all'updraft caratterizzata da un eco radar molto debole o assente e che risulta essere un indicatore della presenza dei forti moti verticali tipici delle supercelle.

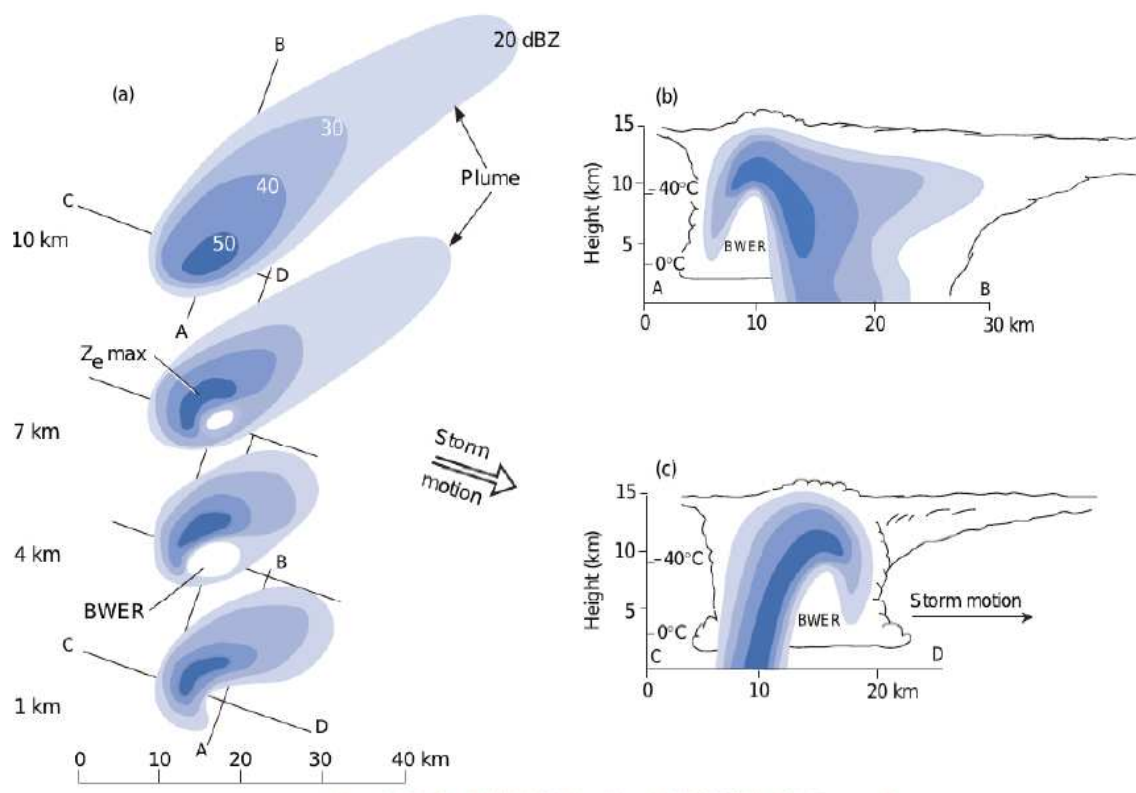


Figura 2.15: Campi di riflettività radar all'interno di una supercella. La fig. (a) mostra la riflettività su piani trasversali alla supercella a diverse altezze, le fig. (b) e (c) mostrano sezioni verticali di riflettività.

La BWER individua la presenza dell'eco ad uncino (*hook echo*) tipico dei sistemi supercellulari che, in relazione alle sezioni di riflettività orizzontali (parallele) rispetto al suolo, permette di evidenziare la rotazione ed il conseguente svilupparsi delle precipitazioni attorno all'updraft (Figura 2.15a). Le strutture supercellulari a causa della loro rotazione generalmente deviano verso destra (*right movers*) o verso sinistra (*left movers*) rispetto alle correnti della *level guide* tra i 500-700 hPa. Le supercelle *right movers* sono la tipologia più frequente. Queste hanno una struttura caratteristica (Figura 2.16) con annesso mesominimo al suolo che determina un sistema frontale alla mesoscala. Nella parte avanzante della cella temporalesca si osserva il *forward flank downdraft* (FFD) che rappresenta il fronte freddo al suolo, nella parte anteriore del temporale, causato dal raffreddamento evaporativo associato alle precipitazioni che in questa zona tendono essere moderate-forti. Avvicinandosi alla zona al di sotto della BWER si incontrano correnti caldo umide che, richiamate dall'updraft, risultano fondamentali per il mantenimento della cella, determinando

la presenza di un fronte caldo al suolo connesso con l'FFD: la zona alla base dell'updraft viene denominata *rain-free base* in quanto sono assenti precipitazioni. Nella parte posteriore della cella si sviluppa invece il *rear flank downdraft* (RFD) che, a differenza dell'FFD, è formato da aria fredda e secca, pertanto più densa. L'RFD si genera a causa del raffreddamento evaporativo delle deboli precipitazioni stratiformi presenti nell'incudine posteriore e dei venti secchi in media troposfera che impattano nella parte posteriore dell'updraft; questo determina in parte l'evaporazione delle goccioline di nube. Entrambi questi fenomeni portano alla formazione di una corrente discendente (fredda e secca) che dalla medio-alta troposfera aggira l'updraft in senso antiorario, determinando la formazione di un secondo fronte freddo al suolo. In questa zona si ha la formazione della *flanking line* (linea di cumuli collegata all'updraft principale) indotta dalla convergenza al suolo in seno all'RFD. Questo pseudo fronte freddo riveste un ruolo fondamentale nella tornado-genesi poichè, quando s'intensifica, può raggiungere il fronte caldo del sistema causandone l'occlusione e determinando così un aumento della rotazione di basso livello che può portare alla formazione del tornado.

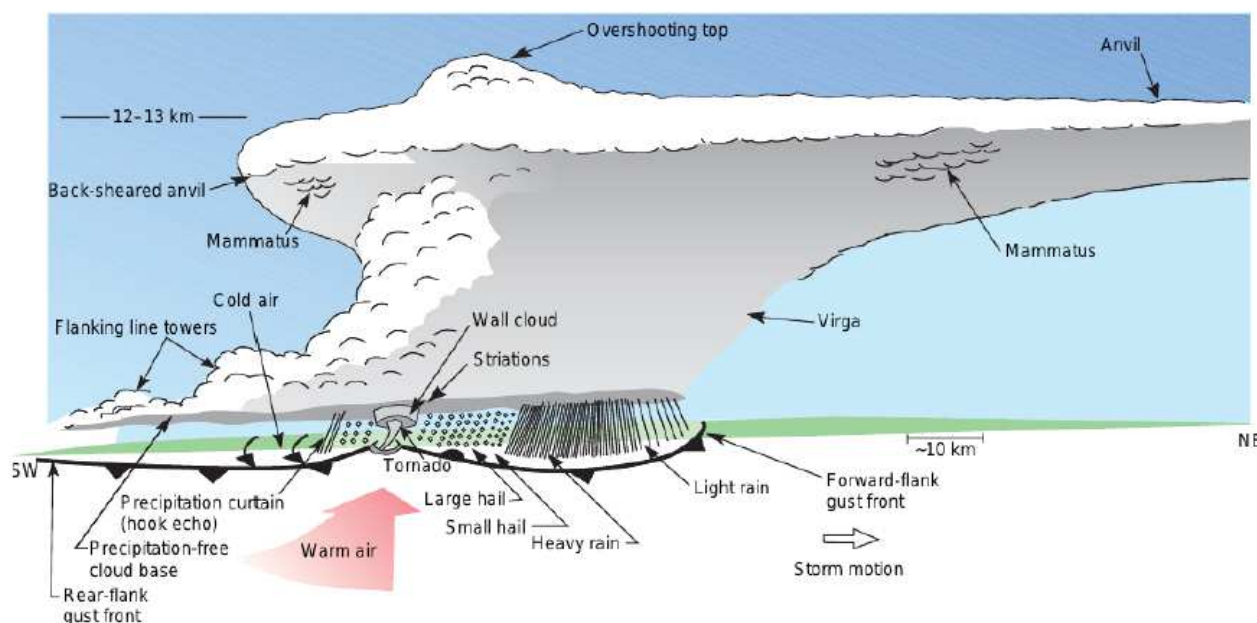


Figura 2.16: Rappresentazione delle caratteristiche di una supercella right mover (SR).

2.2.3.2.2 Microfisica delle supercelle

Con l'introduzione dei radar polarimetrici, che permettono di discriminare i tipi di precipitazione nei temporali, la microfisica strutturale delle supercelle recentemente sta catalizzando l'interesse degli studiosi. Si è visto che nella zona dell'updraft, per gran parte delle supercelle, sono quasi assenti le precipitazioni di una certa rilevanza per le intense velocità verticali che impediscono la crescita delle gocce di pioggia. Con l'aumento della quota le correnti ascendenti si indeboliscono permettendo la crescita delle goccioline sovrassature che, giunte nella parte alta del cumulonembo

con temperature inferiori ai -10°C , coesistono con i cristalli di ghiaccio; questi tendono a crescere per diffusione a discapito delle goccioline dato che la pressione di vapore in saturazione per i cristalli è minore rispetto a quella dell'acqua. La crescita continua fino al raggiungimento della massa critica con la conseguente caduta nelle zone adiacenti all'updraft. Da questo momento il *graupel*, formatosi dal congelamento di gocce soprafuse sui fiocchi di neve, e le grandi gocce di pioggia ghiacciate crescono per accrescimento per la cattura di gocce soprafuse che istantaneamente ghiacciano sulla loro superficie determinando la crescita secca dei chicchi di grandine. Il continuo accrescimento del chicco causa un aumento della temperatura sulla sua superficie per il rilascio di calore latente durante il passaggio di fase, determinando un ghiacciamento parziale delle gocce e mantenendo, quindi, umida la superficie del chicco (crescita bagnata). Nelle supercelle entrambi i processi di formazione della grandine possono avvenire ciclicamente poiché durante la caduta dei piccoli chicchi di grandine ai margini dell'updraft, generalmente nella zona adiacente all'FFD, incontrando le correnti di inflow (ascendenti) dei medi livelli possono risalire ai livelli superiori, spiegando perché nelle supercelle si osservano frequentemente chicchi di grandine di medie e grandi dimensioni (Miller et al. 1988) con diametro superiore ai 5 cm. La formazione di questa tipologia di idrometeore determina un *core grandinigeno* in prossimità dell'updraft (Figura 2.17) che, in una mappa di riflettività radar, è individuabile da un eco caratteristico denominato *hail signature* tipico della quasi totalità delle supercelle, in particolare di quelle non tornadiche (Kumjian and Ryzhkov 2008).

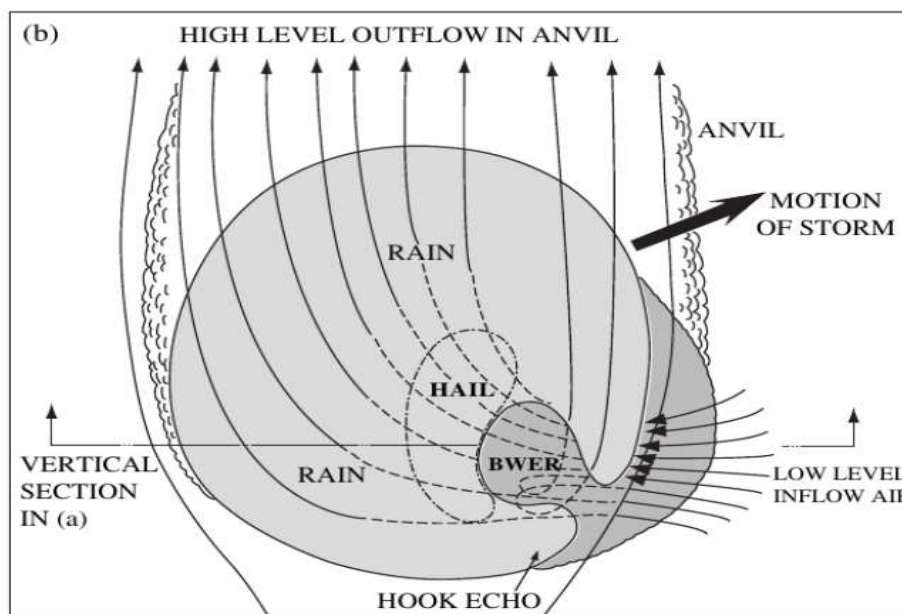


Figura 2.17: Schematizzazione della localizzazione delle diverse idrometeore in una supercella SR. Si evidenzia la presenza del core grandinigeno in prossimità del BWER e delle regioni di pioggia nell'FFD e in prossimità dell'eco ad uncino.

La grandine di grandi dimensioni a causa del suo peso cade in prossimità della zona di formazione, mentre quella di piccole dimensioni, trasportata più facilmente dalle correnti, cade nella zona

anteriore e posteriore della cella in cui, trovandosi al di sopra dello zero termico, fonde, formando la formazione di gocce di pioggia nella zona dell'FFD e dell'RFD. La *drop size distribution* (DSD) delle gocce di pioggia varia a seconda della regione del temporale analizzata: nella zona anteriore di fronte all'FFD si ha generalmente un ampio spettro di distribuzione delle gocce di pioggia di diversi diametri. In prossimità dell'updraft le gocce di pioggia di piccole dimensioni vengono risollevate dalla corrente di inflow determinando una distribuzione stretta centrata su diametri relativamente grandi (Kumjian and Ryzhkov 2008). Si osserva la medesima distribuzione nella zona dell'RFD in quanto l'entrainment di aria più secca determina l'evaporazione delle goccioline di pioggia più piccole. In Figura 2.18 è evidente la presenza di cristalli di ghiaccio e fiocchi di neve al top della nube, del core grandinigeno in prossimità dell'updraft e delle due regioni FFD e RFD con gocce di pioggia di medie e grandi dimensioni.

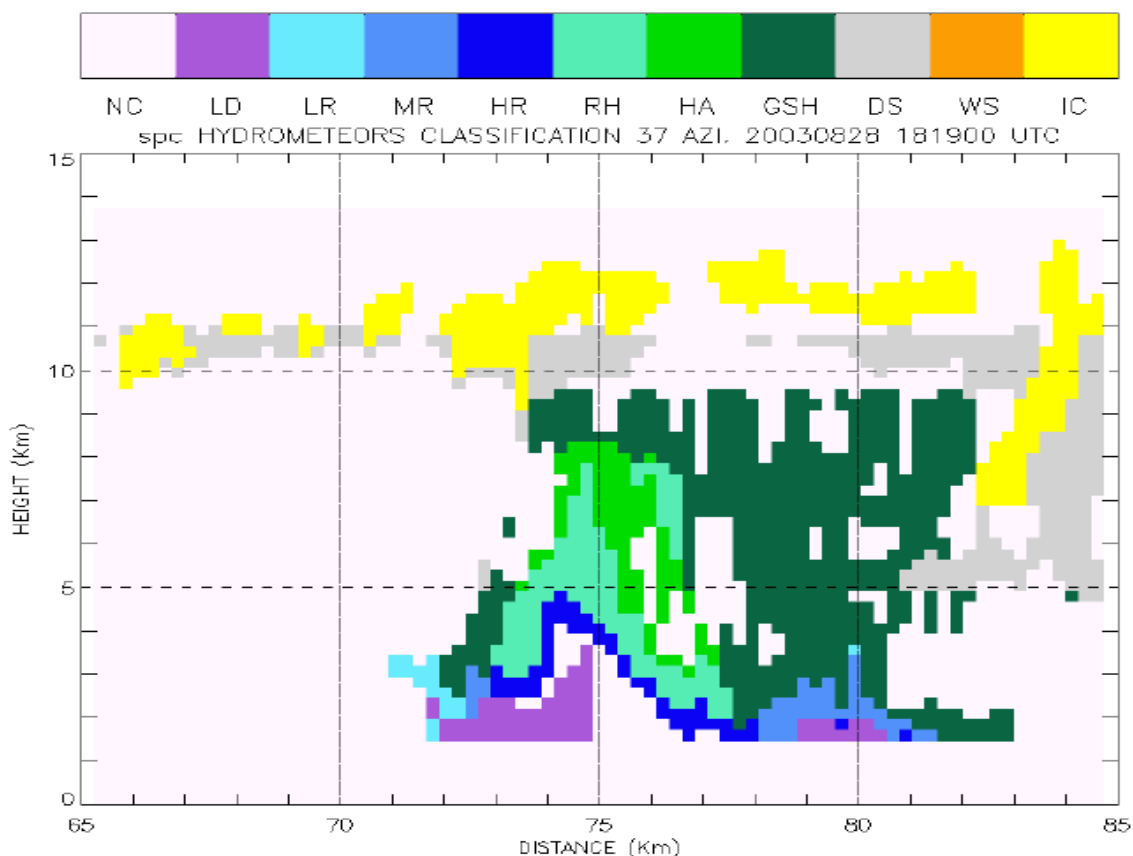


Figura 2.18: Sezione verticale (RHI) con identificazione delle idrometeorie di una supercella del 28-08-03 sul Veneto. Nella legenda a partire da sinistra abbiamo: non classificato, grandi gocce di pioggia, pioggia debole, pioggia moderata, pioggia intensa, pioggia e grandine, grandine, graupel e grandine, neve secca, neve bagnata e ghiaccio. [Arpa EMR].

È possibile classificare le supercelle in tre tipologie fondamentali a seconda della distribuzione della precipitazione e delle caratteristiche strutturali della cella temporalesca: supercella classica, supercella ad alto tasso precipitante (*high precipitation*, HP) e supercella a basso tasso precipitante (*low precipitation*, LP). Generalmente la differenziazione in una di queste strutture supercellulari dipende dall'intensità dei venti in quota, valutabile nella misura della velocità del vento al livello

dell'incudine (*Anvil Storm-Relative Wind*, SR_{anvil}); questo diventa, quindi, un indicatore della capacità dei venti in quota di trasportare le idrometeore lontano dall'updraft, evitandone un nuovo ingresso nel temporale e, pertanto, influenzando la morfologia della struttura temporalesca. Da uno studio effettuato da Rasmussen and Straka (1998) sono stati individuati tre intervalli nei quali è possibile effettuare una classificazione delle strutture supercellulari:

- *Supercelle HP*: $SR_{anvil} \leq 18 \text{ m s}^{-1}$;
- *Supercelle classiche*: $18 \text{ m s}^{-1} \leq SR_{anvil} \leq 28 \text{ m s}^{-1}$;
- *Supercelle LP*: $SR_{anvil} \geq 28 \text{ m s}^{-1}$.

2.2.3.2.3 Effetti dello shear direzionale e unidirezionale

Lo shear del vento, oltre ad essere nodale per la genesi e la caratterizzazione delle diverse strutture temporalesche, definisce l'evoluzione dinamica dei sistemi supercellulari. In relazione alle sue modificazioni si possono distinguere due tipologie di supercelle: le *right moving* e le *left moving*. Come si è visto precedentemente, durante la formazione di una cella temporalesca si generano al suo interno, per l'entrata nell'updraft di vorticità orizzontale preesistente, due zone a vorticità verticale ciclonica e anticiclonica (Figura 2.19a), determinando la formazione di un mesociclone e di un meso-anticiclone. Le precipitazioni e la diversa rotazione dei due vortici causano la divisione dell'updraft originario con la formazione di due sistemi temporaleschi del tutto autonomi (Figura 2.19b).

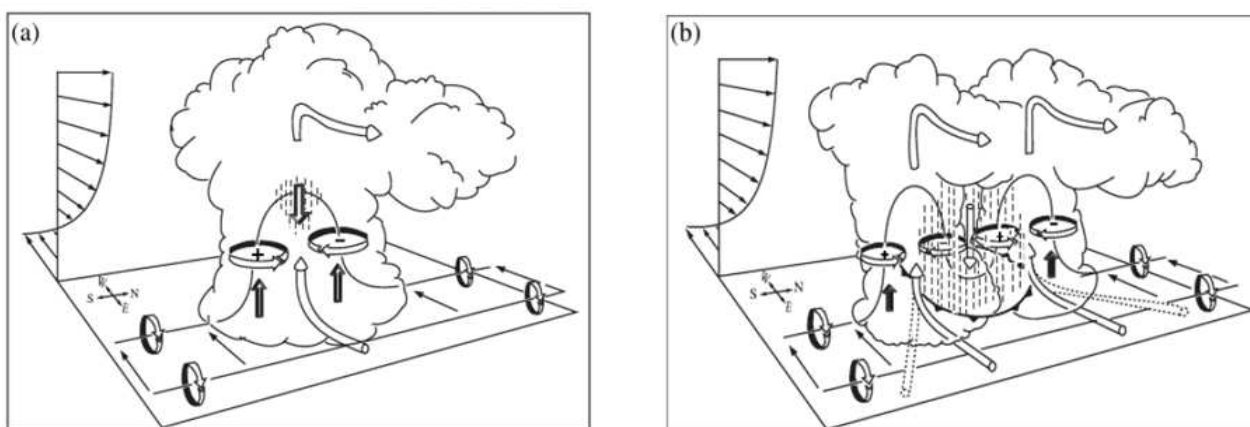


Figura 2.19: Schematizzazione del fenomeno dello storm splitting. Formazione del mesociclone e del meso-anticiclone (a) e divisione nei due nuovi sistemi temporaleschi (b).

Il fenomeno, anche se non comune, per il quale i due sistemi originati tendono a deviare in relazione alle correnti portanti rispettivamente verso sud (*right mover*) e verso nord (*left mover*) è noto come *storm splitting* (o processo di frazionamento). Il comportamento delle due tipologie di celle dipende fortemente dalla variazione del vettore dello shear del vento: se questo mantiene una direzione costante con la quota (shear unidirezionale) entrambe le celle possono proseguire nella

loro evoluzione, continuando a propagarsi indifferentemente (Figura 2.20 sopra); se, invece, si osserva la presenza di shear direzionale (il vettore shear varia in senso orario con la quota) la cella *left mover* in breve tempo si esaurirà mentre la cella *right mover* risulterà molto intensa (Figura 2.20 sotto) presentando condizioni per la formazione di fenomeni particolarmente severi (*severe right mover*, SR). In questo contesto risulta molto utile l'utilizzo dell'odografo per mettere in evidenza la variazione del vettore di shear con la quota e con il quale è possibile facilmente distinguere situazioni con shear direzionale (linea curva in senso orario) da quelle con shear unidirezionale (linea retta).

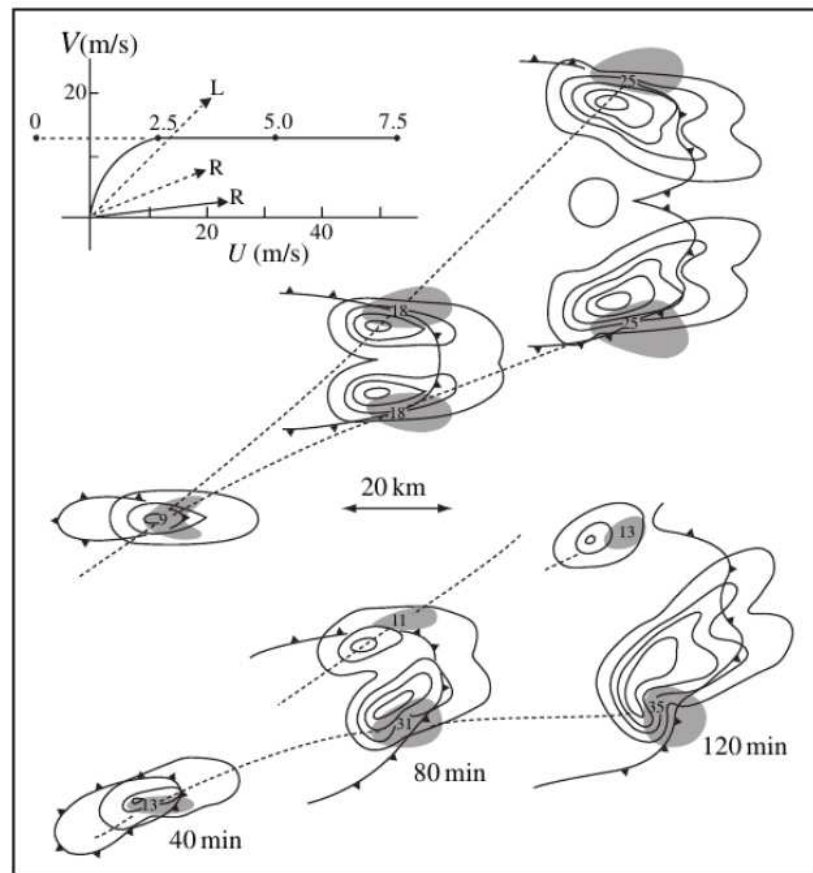


Figura 2.20: Evoluzione delle celle temporalesche dopo il fenomeno dello storm splitting in ambiente con shear unidirezionale (sopra) e direzionale (sotto).

2.2.3.3 Cenni sulla tornado-genesi

Si è analizzata la conversione di vorticità orizzontale dell'ambiente in vorticità verticale di un temporale supercella. A volte si può osservare anche la conversione di vorticità orizzontale internamente al temporale, associata al flusso uscente, in verticale. Si è in presenza della manifestazione più violenta associata alle supercelle con venti che possono superare anche i 400 km h⁻¹: il tornado. I fenomeni tornadici dipendono dalla genesi e dal mantenimento del mesociclone di basso livello che crea rotazione in prossimità del suolo. In un temporale supercella nelle vicinanze del fronte delle raffiche, a causa degli elevati gradienti termici tra flusso uscente e l'ambiente

circostante, si ha un'elevata generazione baroclina di vorticità orizzontale. In altri termini si ha un forte contributo del termine baroclino nell'equazione di vorticità (2.24) che può essere esplicitato nella forma di seguito indicata:

$$\nabla_x(b\hat{k}) = \frac{\partial b}{\partial y} \hat{i} \cdot \frac{\partial b}{\partial y} \hat{j} \quad (2.34)$$

Si osserva che la generazione di vorticità orizzontale è dovuta alla variazione orizzontale della forza di galleggiamento b attraverso il fronte delle raffiche che separa la corrente discendente e il settore caldo. In una supercella SR in fase di maturazione si evidenzia la presenza di un sistema frontale al suolo (Figura 2.21).

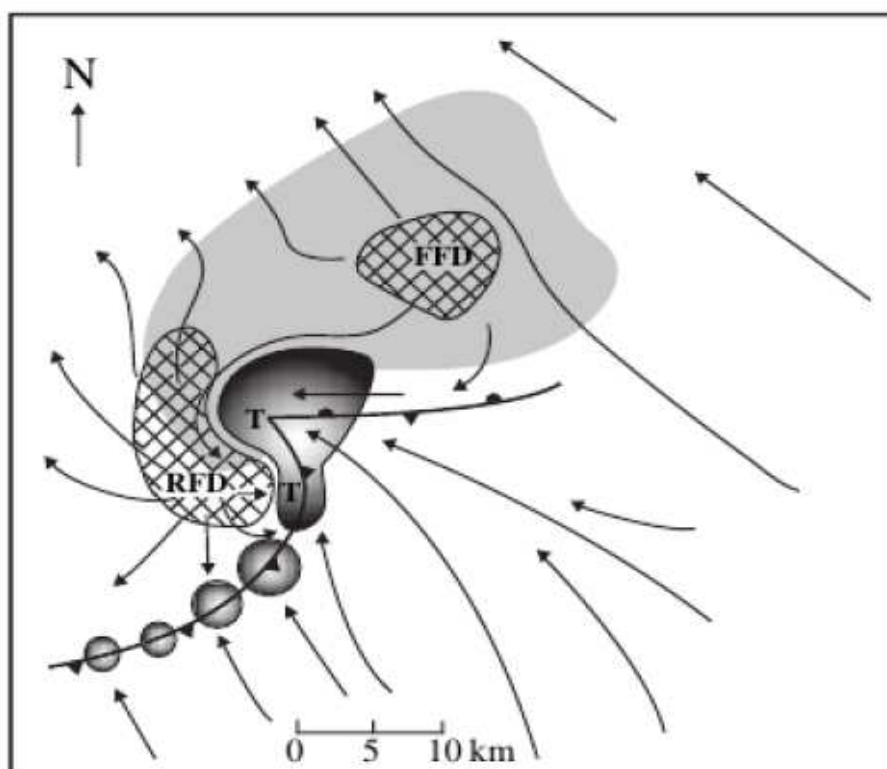


Figura 2.21: Schematizzazione delle correnti di una supercella nella fase tornadica; si evidenzia la presenza dell'RFD e dell'FFD. Le due T rappresentano i punti nel quale può aver luogo la tornado-genesi.

Nella parte avanzante della struttura temporalesca è presente l'FFD nel quale si genera uno pseudo fronte freddo a causa del raffreddamento evaporativo. Contestualmente un flusso d'aria caldo umida proveniente da E-SE viene richiamato dal mesociclone determinando la presenza di uno pseudo fronte caldo annesso all'FFD: è in questa zona che si genera vorticità orizzontale solenoidale per la presenza di baroclinicità dovuta alle diverse caratteristiche delle masse d'aria a contatto; questa vorticità è, poi, assorbita dal mesociclone che intensifica così la rotazione di basso livello. Pertanto, le particelle d'aria dei bassi livelli, che acquistano vorticità orizzontale lungo il fronte delle raffiche, sono trasportate (avvezione) orizzontalmente nel centro del temporale in prossimità della corrente

ascendente associata al mesociclone. In questa zona si osserva, inoltre, un aumento della vorticità verticale per la conversione di vorticità orizzontale in verticale (tilting) e per l'intensa convergenza (stretching) alla base della corrente ascendente. La crescita della rotazione nei bassi livelli determina un minimo di pressione al suolo che favorisce la formazione della corrente discendente posteriore. Ugualmente importante è lo sviluppo dell'RFD che, generato in parte anche esso dal raffreddamento evaporativo, aggira il mesociclone da O-SO determinando la presenza di un altro pseudo fronte freddo che si muove in senso antiorario fino ad occludere il fronte caldo preesistente, ovvero una parte del flusso associata alla corrente discendente posteriore si diffonde in modo tanto rapido da determinare il processo di *cut off*, dal flusso caldo entrante, della corrente ascendente principale e del tornado ad esso associato (processo di occlusione). In questo contesto esistono numerose evidenze scientifiche che dimostrano l'importanza dell'RFD nella cui fase di occlusione si osserva avvenire l'accelerazione della rotazione del mesociclone di basso livello che realizza la tornado-genesi (Lemon and Doswell 1979). Il tornado può, quindi, formarsi nella zona d'interfaccia tra il fronte caldo ed il fronte freddo dell'RFD o nella zona del gust front dell'RFD, simultaneamente ad una diminuzione di intensità dell'updraft. Il vortice tornadico generatosi è visibile per la presenza della *funnel cloud* (o nube ad imbuto) causata dalla condensazione dell'aria conseguente al brusco calo di pressione in prossimità del vortice, anche di 40 hPa nei casi più estremi. Questo è generalmente collegato alla base del temporale dalla *wall cloud* (Fujita 1960) che si forma al livello dell'LCL per condensazione dell'aria più fredda e umida richiamata dall'FFD: questa formazione nuvolosa ruota in senso ciclonico in quanto parte del mesociclone di basso livello. È molto utile nell'analisi tornadica il radar Doppler in quanto in prossimità dell'eco ad uncino è comunemente rilevabile un segnale caratteristico, noto come *Tornado Vortex Signature* (TVS), che mostra la presenza di rotazione "stretta" alla base della nube e, quindi, di un possibile vortice al suolo. La durata del fenomeno tornadico dipende principalmente dall'equilibrio che si realizza tra vorticità orizzontale in ingresso, che incrementa la rotazione di basso livello, e l'occlusione da parte dell'RFD. Nel momento in cui l'RFD determina un arresto dell'alimentazione caldo umida, interrompendo anche l'ingestione di vorticità orizzontale, si ha un indebolimento dell'updraft ed una intensificazione del downdraft che invade, quindi, la circolazione tornadica causandone la dissipazione. Ad ogni modo quanto scritto non esaurisce lo studio della tornado-genesi in quanto ancora oggi non è chiaro quale sia il fattore decisivo che la determina, rendendo di fatto non possibile prevedere se una supercella darà origine o meno ad un evento tornadico.

3 METODI DI OSSERVAZIONE E MODELLISTICA PER IL “NOWCASTING” NELLA METEOROLOGIA AERONAUTICA

Negli ultimi decenni, nel campo delle osservazioni meteorologiche si è assistito a una forte implementazione delle tecnologie tese al miglioramento della capacità di osservazione dei fenomeni meteorologici, in particolare modo di quelli alla mesoscala. Nello studio analitico dei fenomeni temporaleschi è, quindi, fondamentale un approccio multi-strumentale con il fine di descriverne tutte le caratteristiche dinamiche, termodinamiche e microfisiche, e nella fattispecie risulta decisiva l'analisi alla scala sinottica e alla mesoscala delle cause che concorrono alla formazione del fenomeno per poi ricavare successivamente il *setup* termodinamico della zona analizzata. In relazione alla navigazione aerea, in particolare per quella militare, occorre, inoltre, sviluppare un prodotto di previsione che sia orientato esclusivamente all'attività di volo e al tipo di missione operativa. In questo capitolo si evidenzierà l'importanza delle osservazioni delle grandezze meteorologiche, sia di superficie che in quota, per il *nowcasting* degli eventi meteorologici estremi (temporali, alluvioni, uragani, tornado), attività di previsione fondamentale per la pubblica sicurezza e l'assistenza al volo. Pertanto, la previsione a brevissima scadenza è fortemente correlata all'osservazione *real-time* delle condizioni atmosferiche in cui si renderà necessario l'utilizzo della strumentazione delle stazioni meteorologiche (informazioni su strati bassi dell'atmosfera), dei radiosondaggi (informazioni sulla struttura verticale dell'atmosfera e sulla sua stabilità), dei radar meteorologici (informazioni sulle aree e sulle intensità di precipitazione, e dai radar a doppia polarizzazione la discriminazione della fase di sviluppo delle idrometeore), dei radar Doppler (informazioni su alcune configurazioni del flusso del vento) e delle immagini da satellite (basilari per il *nowcasting* del previsore). L'esposizione che seguirà avrà un taglio principalmente orientato alla meteorologia aeronautica, in particolare a quella militare, in cui si mostrerà il decisivo apporto in termini di assistenza al volo in presenza di fenomenologia convettiva di due prodotti: la *Nefodina* e la rete *Lampinet*.

3.1 La rete osservativa del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare

Nell'ambito del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare è gestito un complesso sistema di osservazione. La rete osservativa è costituita da stazioni di superficie presidiate, stazioni di superficie automatiche e stazioni per la rilevazione dei parametri atmosferici in quota. Questo sistema è corredato dalla stazione nazionale per l'acquisizione e l'elaborazione in tempo reale dei dati dai satelliti METEOSAT e TIROS. Oltre alle stazioni per le osservazioni meteorologiche, il

Servizio mantiene operativa una rete per le osservazioni speciali, per la rilevazione della radiazione globale e della durata del soleggiamento, dell'ozono totale, dell'anidride carbonica e degli inquinanti chimici nelle precipitazioni.

Nelle stazioni di superficie presidiate le osservazioni sono rappresentative di un'area di circa 70 chilometri di raggio e vengono effettuate ogni 3 ore. Per scopi aeronautici, la cadenza delle osservazioni è di ogni ora o di mezz'ora. La maggior parte delle osservazioni sono strumentali, ma alcune avvengono a vista, in particolare sulle stazioni aeroportuali, ove è di fondamentale importanza per l'assistenza alla navigazione aerea la valutazione del tipo, della quantità e dell'altezza delle nubi, della visibilità, del tipo e dell'intensità dei fenomeni. Un ulteriore parametro monitorato è il *ceiling*, ovvero l'altezza della base delle nubi più basse, quando la base è al di sotto di 1500 metri o al di sotto dell'altitudine minima di settore più elevata, se quest'ultima è superiore a 1500 metri, e quando le nubi coprono più della metà della volta celeste. Si utilizza una semplice formula empirica per stimare l'altezza della base delle nubi cumuliformi, ovvero la quota a cui avrà inizio la loro formazione:

$$H = 125(T - T_d) \quad (3.1)$$

dove H è espressa in metri, T e T_d in °C. La misurazione sufficientemente precisa del ceiling, oltre ad identificare meglio in tipo di nube osservata, è fondamentale per l'assistenza al volo, in modo particolare sugli aeroporti, nelle fasi finali del volo, dell'avvicinamento e dell'atterraggio, soprattutto quando le condizioni meteo sono prossime alle minime prefissate per le operazioni aeroportuali. Particolarmente negli aeroporti per la misurazione si usano i seguenti strumenti: lancio del palloncino pilot, nefoipsometri elettronici e a luce coerente (nefoanalisi), proiettori (di notte) e radar.

La rete di stazioni in superficie presidiate è integrata da una rete di Stazioni automatiche, denominata *Data Collection Platform* (D.C.P. - piattaforma per la raccolta di dati). Le Stazioni automatiche per il loro funzionamento non necessitano di operatori poiché acquisiscono con continuità tutti i parametri meteorologici rilevati dai sensori e compilano automaticamente il bollettino di osservazione che trasmettono al METEOSAT; successivamente il satellite invia i dati a un centro di raccolta che li immette sulla rete di telecomunicazioni meteorologiche *Global Telecommunication System* (GTS) per la disponibilità a tutti Servizi Meteorologici Nazionali.

La rete di stazioni per il rilevamento di parametri atmosferici in quota è costituita da 6 postazioni che effettuano 4 osservazioni giornaliere. Le osservazioni in quota sono strumentali e vengono realizzate mediante radiosonde, apparati equipaggiati con sensori che rilevano la pressione, la temperatura e l'umidità e con una radio trasmittente che invia le misurazioni ad una stazione ricevente a terra. La sonda è portata in quota da un pallone ascendente a velocità costante di circa 5

metri al secondo. La ricezione del segnale a terra permette di registrare automaticamente i valori di pressione, temperatura e umidità alle diverse quote dal suolo sino a 30 km d'altezza; la direzione e l'intensità del vento si derivano dalla posizione istantanea della radiosonda, dotata di un sistema di radionavigazione GPS o Loran-C. Le Stazioni per le osservazioni in quota sono rappresentative di un'area circolare di circa 200-250 chilometri di raggio e le osservazioni vengono effettuate ogni 6 ore.

Per quanto riguarda il telerilevamento da satellite l'Italia è tra i 18 Paesi che contribuiscono a EUMETSAT, l'organizzazione europea con sede a Darmstadt (Germania) costituita nel 1986, preposta al lancio e alla gestione dei satelliti meteorologici. Il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare ha, presso il Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica di Pratica di Mare (CNMCA), il sistema Andromeda, per la ricezione e l'elaborazione, in tempo reale, dei dati dei satelliti meteorologici europei (METEOSAT) e americani (NOAA). Il METEOSAT è un satellite geostazionario, con un'orbita equatoriale a circa 36.000 km dalla Terra. Dato che esso osserva sempre la medesima porzione di Terra, tale satellite viene utilizzato prevalentemente per monitorare le condizioni meteorologiche nei canali del visibile, dell'infrarosso e del vapor d'acqua. Il TIROS della NOAA è, invece, un satellite polare che orbita alla quota di circa 850 chilometri. Esso viene utilizzato prevalentemente per l'estrazione di parametri quantitativi relativi alla struttura verticale dell'atmosfera.

3.1.1 L'assistenza alla navigazione aerea

Il Servizio Meteorologico ha il compito primario di fornire ai Reparti dell'Aeronautica Militare il supporto necessario alla pianificazione e all'esecuzione delle missioni di volo. In campo aeronautico al Servizio competono anche l'organizzazione e l'erogazione dell'assistenza meteorologica a favore del trasporto aereo civile, lungo tutte le rotte di responsabilità nazionale e sugli aeroporti militari aperti al traffico aereo civile. Questa attività, che discende da precise disposizioni di legge, viene assicurata in stretto coordinamento operativo con gli organi di assistenza al traffico aereo di Forza Armata e dell'Ente Nazionale Assistenza al Volo (ENAV) conformemente alle procedure internazionali stabilite dall'*International Civil Aviation Organization* (ICAO). Nell'espletamento dei suddetti compiti, in cui devono essere garantiti i requisiti di sicurezza, regolarità ed economia dei voli, il Servizio svolge un continuo monitoraggio del tempo significativo (visibilità atmosferica, copertura nuvolosa, direzione e forza del vento, precipitazioni, fenomeni temporaleschi, turbolenza, possibili formazioni di ghiaccio su aeromobile, ecc.), fornendo previsioni specializzate ai fini aeronautici e avvisi di sicurezza.

Il Servizio opera attraverso due strutture, una nazionale, il 1° Centro Meteorologico Regionale di Milano (1° CMR), l'altra territoriale, costituita dagli Uffici Meteorologici Aeroportuali (UMA).

Entrambe queste strutture ricevono dati 24 ore su 24 dal Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica di Pratica di Mare (CNMCA) che provvede alla raccolta, elaborazione e diffusione di dati e prodotti meteorologici (analisi, previsioni, avvisi, ecc.) su tutto il territorio nazionale necessari allo svolgimento dei propri compiti. Al 1° CMR è demandato il servizio di Veglia Meteorologica su tutto lo spazio aereo di responsabilità nazionale mediante l'emissione di avvisi di sicurezza per la navigazione aerea (SIGMET), degli AIRMET (per i bassi livelli di volo) e di produzioni grafiche come la carta denominata *Significant Weather Low Level – Italia* (SWL), sulla cui cadenza esadaria vengono riportati i fenomeni previsti significativi e pericolosi alla navigazione area fino ad una quota di 3000 metri (Figura 3.1). Gli UMA provvedono all'assistenza meteorologica aeroportuale, emettendo messaggi di osservazione regolari, METAR, e speciali, SPECI, a carattere locale, previsioni d'aerodromo (*Terminal Aerodrome Forecast*, TAF), avvisi d'aerodromo per la salvaguardia da condizioni meteorologiche avverse delle infrastrutture a terra e dei velivoli in sosta; essi forniscono, inoltre, consulenza agli equipaggi di volo attraverso rapporti collettivi o consultazioni individuali, provvedono alla preparazione e consegna agli equipaggi di volo della documentazione meteorologica necessaria alla pianificazione e alla condotta dei voli sia militari sia civili.

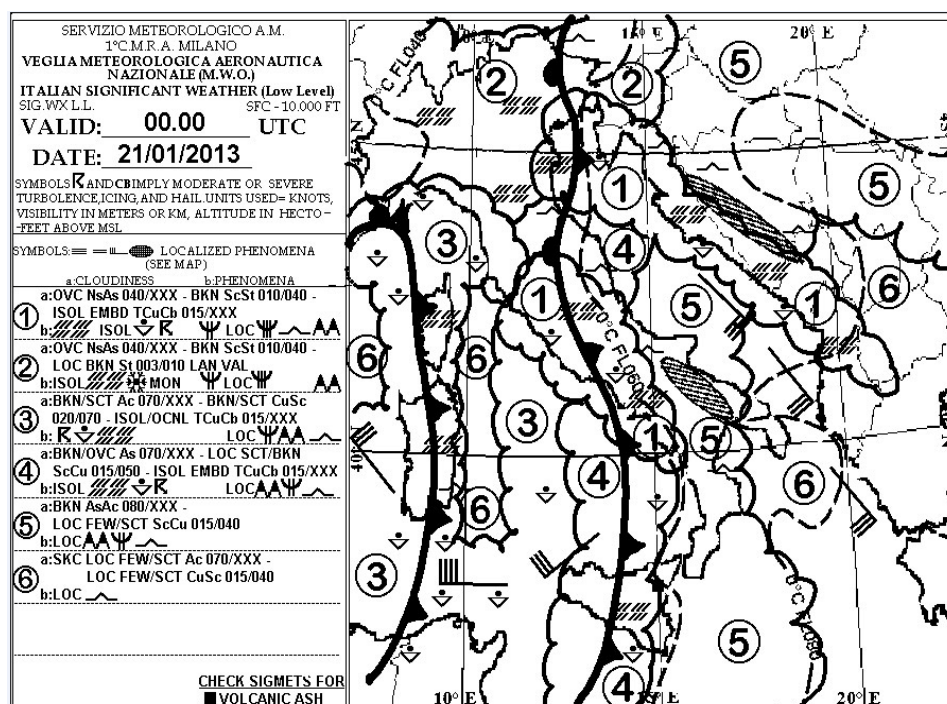


Figura 3.1: Italian Significant Weather (Low Level) prodotta dal 1° C.M.R. di Milano (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.2 Le osservazioni radar

Il radar (*R*ADIO *D*ETECTION AND *R*ANGING) meteorologico rappresenta un importante strumento di analisi dei fenomeni temporaleschi in quanto permette di analizzarli completamente nelle tre

dimensioni, garantendo un'elevata risoluzione spazio-temporale. Questo strumento diventò fondamentale a partire dagli anni '60 (Byers and Atlas 1963; Browning 1964, 1965) per la determinazione dei modelli concettuali delle supercelle, più tardi perfezionati grazie all'introduzione dei radar Doppler e più recentemente dei radar polarimetrici.

3.2.1 I principali tipi di radar meteorologico: radar convenzionale, radar Doppler e radar polarimetrico

Un radar permette la rivelazione e la localizzazione delle particelle di precipitazione che interagendo con la radiazione elettromagnetica emessa dal radar sotto forma di impulsi, la assorbono, la diffondono e la riflettono. Nel dettaglio, il principio sul quale si basa il radar consiste nella trasmissione di impulsi elettromagnetici in atmosfera e la ricezione degli echi causati dallo *scattering* di eventuali idrometeore presenti. Questo processo è dovuto alla capacità delle onde elettromagnetiche di creare dipoli oscillanti nei corpi colpiti dalla radiazione i quali a loro volta rimettono onde elettromagnetiche (molto più deboli) in tutte le direzioni. La frazione di energia (eco) che ritorna al radar viene elaborata ed in base al ritardo di ricezione è possibile determinare la distanza dei bersagli dal radar; la loro posizione nello spazio tridimensionale è poi ricavata conoscendo azimuth ed elevazione dello stesso. In estrema sintesi un radar misura, per ogni impulso, la potenza riflessa dalle idrometeore situate entro un dato volume V dell'atmosfera, volume il quale è definito dalla lunghezza dell'impulso, dall'ampiezza del fascio elettromagnetico e dalla distanza del sito radar. La risoluzione spaziale del radar, nella direzione di propagazione del fascio, dipende dalla durata τ del singolo impulso secondo la seguente relazione:

$$Risol = \frac{1}{2} \cdot c \tau \quad (3.2)$$

dove c è la velocità della luce. La scansione del fascio radar permette misure quasi simultanee in volumi diversi. Ricevuto ed elaborato il segnale è possibile ricavare l'equazione radar per bersagli multipli che mette in relazione la potenza trasmessa (P_T) e quella media ricevuta ($\bar{P}_r$):

$$\bar{P}_r = P_T \cdot C \cdot l^2(r) \cdot \frac{\eta}{r^2} \quad (3.3)$$

dove C rappresenta una costante che dipende dalle caratteristiche del radar, l è il fattore di perdita che dipende dalla distanza dal radar r . Il simbolo η rappresenta la riflettività, identificabile nella sezione d'urto di *backscattering* (σ_b) mediata su tutto il volume, definita come:

$$\eta = \int_0^V \frac{\sigma_b}{V} \quad (3.4)$$

Nell'approssimazione di Rayleigh ($\lambda \gg \text{diametro idrometeore}$) la sezione di backscattering σ_b può essere espressa come:

$$\sigma_b \approx \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \cdot D^6 \quad (3.5)$$

dove K è la costante dielettrica del materiale, D il diametro delle gocce e λ la lunghezza d'onda incidente. Sostituendo la (3.5) nella (3.4) è possibile ricavare il fattore di riflettività Z :

$$Z = \int_0^V \frac{D^6}{V} = \sum n_i \cdot D_i^6 = \int_0^\infty N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad (3.6)$$

Si può osservare che questa quantità è indipendente dalla lunghezza d'onda utilizzata e direttamente proporzionale al numero di idrometeore e al loro diametro alla sesta all'interno del volume scansionato. Utilizzando il fattore di riflettività Z l'equazione radar (3.3) può essere espressa come:

$$\bar{P}_r = P_T \cdot C \cdot l^2(r) \cdot \frac{Z}{r^2} \quad (3.7)$$

L'equazione del radar (3.3) è valida nell'ipotesi che:

- il volume osservato sia completamente riempito di piccole particelle di precipitazione distribuite casualmente;
- le particelle siano solo di acqua e ghiaccio;
- il segnale emesso dalle particelle sia uniforme nel volume e sia costante durante l'intervallo di campionamento.

La lunghezza d'onda λ dei radar meteorologici è situata nella regione delle microonde dello spettro elettromagnetico. I valori maggiormente utilizzati sono compresi tra 1 e 10 cm, in relazione alle particelle da rilevare, tenendo presente che minore è il diametro delle particelle, più piccola deve essere la lunghezza d'onda. Nello studio della fisica delle nubi (piccole particelle) sono idonei radar con $\lambda=1$ cm, mentre per il rilevamento delle precipitazioni (gocce di dimensioni maggiori) sono usate normalmente radiazioni con lunghezze d'onda comprese nel range 5÷10 cm (in Europa è usata $\lambda=5.6$ cm – categoria “banda C”).

La (3.7) è valida solo nella approssimazione di Rayleigh e quando non si è in queste condizioni ($\lambda \cong \text{diametro idrometeore}$) si rientra nella formulazione più generale di Mie per la quale non è più valida la (3.5) e la sezione d'urto di backscattering deve essere rappresentata da funzioni molto più complesse. Infatti la relazione (3.6) per $\lambda=5.6$ cm è valida per pioggia e neve, ma non per grandine di grandi dimensioni o fiocchi di neve fusi. Le dimensioni e la forma irregolare delle particelle di grandine comportano che sia valida la teoria più generale della diffusione di Mie piuttosto che quella di Rayleigh. Quindi, nel caso non siano verificate tutte le ipotesi (quali l'approssimazione di Rayleigh, il fascio completamente riempito dai bersagli sferici composti di acqua e distribuiti in

maniera isotropica nello spazio ecc.), ci si riferisce al fattore di riflettività radar equivalente Z_e che rappresenta il fattore di riflettività di una popolazione di idrometeore che soddisfa le ipotesi producendo una potenza pari a quella che realmente giunge al ricevitore, ovvero il fattore di riflettività (nelle ipotesi di Rayleigh) di quelle gocce che rifletterebbero la stessa potenza misurata per la grandine. In questo caso l'equazione (3.7) diventa:

$$\bar{P}_r = P_T \cdot C \cdot l^2(r) \cdot \frac{Z_e}{r^2} \quad (3.8)$$

La (3.7) può essere scritta anche come:

$$\bar{P}_r = \frac{C_1 C_2 Z K}{r^2} \quad (3.9)$$

dove C_1 dipende dall'hardware del radar, C_2 dipende dal tipo di precipitazione (in particolare dall'indice di rifrazione delle particelle) e K è un coefficiente di attenuazione che tiene in considerazione la perdita di energia del fascio radar nell'attraversare la precipitazione. La grandezza che solitamente viene rappresentata in un'immagine radar è la riflettività Z' data dal prodotto del fattore di riflettività Z con la costante C_2 che, come visto, è funzione dell'indice di rifrazione della sostanza riflettente. È importante notare che, a causa del diverso comportamento ottico (diverso indice di rifrazione) delle due fasi (liquido-solido) dell'acqua, a parità di dimensioni, una goccia di pioggia liquida ha una riflettività circa cinque volte superiore a quella di una particella di ghiaccio. Nel caso dei temporali i valori tipici di riflettività in $(\text{mm})^6 \cdot \text{m}^{-3}$ variano nell'intervallo $10^2 \div 10^6$. Esprimendo la riflettività in decibel:

$$dBZ = 10 \log_{10} \frac{Z}{Z_0} \quad (3.10)$$

con $Z_0 = 1 (\text{mm})^6 \cdot \text{m}^{-3}$, i valori di riflettività scritti, quindi, sono compresi tra 20 e 60 dBZ. Questo fattore di riflettività, espresso in dBZ e che si può ricavare dall'equazione fondamentale del radar (3.8), è, quindi, utile nell'analisi dell'intensità di precipitazione e del sistema temporalesco analizzato. Esso permette inoltre di evidenziare importanti caratteristiche di un sistema supercellulare come la presenza dell'eco ad uncino mediante l'analisi di mappe PPI e quella della BWER utilizzando mappe RHI (Figura 2.15). Una problematica connessa a questa quantità è il fenomeno dell'attenuazione in quanto forti rovesci convettivi possono ridurre di molto la potenza degli impulsi, a causa del loro assorbimento, riducendo, quindi, il segnale di ritorno legato ad eventuali precipitazioni situate dietro di essi: questo fenomeno è legato alla lunghezza d'onda utilizzata in quanto lunghezze d'onda minori (banda X e C) sono maggiormente soggette ad attenuazione da parte delle idrometeore. Dalle misure di Z è possibile stimare il rate di precipitazione R , in mm h^{-1} , tramite la *relazione empirica di Marshall-Palmer*:

$$Z=a \cdot R^B \quad (3.11)$$

dove a e B sono due coefficienti correlati al tipo di precipitazione; non esistendo una coppia universale di valori (a, B) adatta per tutti i tipi di precipitazione, a rigore il radar dovrebbe essere calibrato di volta in volta per trovare i coefficienti più idonei per il tipo di idrometeora da rilevare. Ad ogni modo il rate di precipitazione può essere stimato in modo più preciso utilizzando ulteriori grandezze misurate con radar più sofisticati.

Oltre al radar convenzionale è utilizzato anche il radar Doppler il quale, confrontando la differenza di fase tra il pacchetto d'onda inviato e quello ricevuto (*shift Doppler*), è in grado di ricavare la velocità di spostamento radiale delle idrometeore rispetto al radar, definita dalla seguente relazione:

$$v_r = (\pm) \frac{\lambda}{2} \cdot f_d \quad (3.12)$$

dove f_d è la frequenza Doppler. Esso fornisce anche la varianza della velocità radiale, ovvero una misura della dispersione della velocità intorno al valore medio del volume in esame, da cui si può ottenere una stima della turbolenza (moti vorticosi su scala più piccola del volume esaminato). Questo parametro è, anche, fondamentale nell'analisi dei campi di vento (inflow e outflow) all'interno dei fenomeni temporaleschi ed in particolare nelle supercelle in quanto permette di determinare la presenza del mesociclone e in alcuni casi della TVS che indica la probabile presenza di un tornado al suolo. Una problematica legata a questa quantità è l'*aliasing* che causa un'errata interpretazione delle velocità radiali poiché superano il *limite di Nyquist* imposto dalla PRF utilizzata, che verrà introdotta più avanti: si vengono quindi a determinare zone con velocità radiali completamente opposte anche se nella realtà il sistema si muove in un'unica direzione.

In generale un radar Doppler può essere utilizzato per:

- la determinazione della componente radiale della velocità del vento a varie altezze, dando dettagliate informazioni sullo shear verticale del vento, getti, massimi di vento e stime di divergenze;
- l'identificazione di brusche variazioni del vento, associate a saccature o fronti e misura della loro velocità e direzione di moto;
- l'identificazione di intensi fenomeni temporaleschi dalle loro caratteristiche configurazioni di velocità (fronti delle raffiche, downburst e tornado);
- la distinzione di oggetti non meteorologici stazionari (*clutter*) dalle aree di precipitazioni mobili.

Introdotta la *pulse repetition frequency* (PRF) del modulatore radar come l'inverso dell'intervallo tra un impulso radar ed il successivo, per un sistema radar viene definita la velocità massima osservabile, chiamata *velocità di Nyquist*, che dipende linearmente dalla PRF. Quindi, è fondamentale definire la PRF in quanto valori minori (maggiori) permettono di ottenere un range

maggiore (minore) a fronte di una diminuzione (aumento) del limite delle velocità di Nyquist (“*dilemma Doppler*”).

Particolare importanza ha assunto negli ultimi anni il radar polarimetrico, in grado di emettere impulsi elettromagnetici polarizzati lungo direzioni predefinite e ricavare, pertanto, diverse grandezze polarimetriche: questo permette un alto grado di affidabilità della calibrazione del sistema radar, una migliore accuratezza delle stime pluviometriche e una migliore caratterizzazione della microfisica delle nubi in particolare di quelle temporalesche. Questa tipologia di radar a doppia polarizzazione fornisce misure di Z ottenute con due polarizzazioni ortogonali (verticale e orizzontale) alternate del campo elettrico trasmesso che procurano ulteriori informazioni sulle dimensioni, la forma e la fase delle gocce e sul rate di precipitazione. Le gocce liquide in caduta assumono una forma sferoidale oblate con l’asse maggiore disposto orizzontalmente, mentre i chicchi di grandine mantengono approssimativamente una forma sferica. Si può osservare che, nel caso di particelle oblate, si hanno echi più intensi per onde polarizzate orizzontalmente. Per i radar a doppia polarizzazione è utile definire, quindi, una nuova grandezza, detta riflettività differenziale:

$$ZDR = Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right) (dB) \quad (3.13)$$

dove Z_{HH} e Z_{VV} sono i fattori di riflettività misurati rispettivamente con radiazione (trasmessa e rilevata) polarizzata orizzontalmente e verticalmente. È immediato osservare che la riflettività differenziale per particelle quasi sferiche (grandine), essendo $Z_{HH} \approx Z_{VV}$, è minore di quella ottenuta per gocce più deformabili (pioggia liquida). Valori di Z' e Z_{DR} possono, quindi, essere usati simultaneamente per identificare la fase dell’idrometeora, anche se non esauriscono la casistica di tutte le tipologie di particelle di precipitazione. Quindi, con l’analisi della Z_{DR} è possibile determinare la forma delle idrometeore in quanto rappresenta una misura media del rapporto tra i diametri delle stesse: valori di Z_{DR} prossimi allo zero indicano che la forma in caduta delle idrometeore è pressoché sferica suggerendo quindi la presenza di graupel o grandine; valori positivi indicano, invece, uno schiacciamento delle idrometeore in caduta (presentano un diametro orizzontale maggiore di quello verticale) che sono quindi identificate da gocce di pioggia. Questa grandezza, che è indipendente dalla concentrazione delle idrometeore, è un buon indicatore della mediana della “*drop size distribution*” in quanto gocce più grosse tendono ad essere più oblate (Pruppacher and Beard 1970). Se inoltre viene combinata con la riflettività e altre particolari grandezze polarimetriche, permette di determinare la caratterizzazione microfisica all’interno delle nubi temporalesche. Di contro la Z_{DR} essendo ricavata dalla riflettività è estremamente sensibile all’attenuazione, rendendo quindi l’analisi di fenomeni temporaleschi particolarmente violenti piuttosto complicata.

Un'ulteriore grandezza che i radar delle ultime generazioni possono misurare, utile per rilevare il *melting layer* e la grandine, è il rapporto di depolarizzazione lineare LDR, connesso alla depolarizzazione che subisce l'onda incidente in seguito all'interazione con l'idrometeora, dato da:

$$LDR = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_{HV}}{Z_{HH}} \right) (dB) \quad (3.14)$$

dove Z_{HV} è il fattore di riflettività dovuto alla componente dell'onda riflessa polarizzata verticalmente quando la radiazione trasmessa ha polarizzazione orizzontale. Le osservazioni congiunte Z_{DR} e LDR permettono una classificazione più dettagliata del tipo di particelle di precipitazione.

Vi sono ulteriori quantità polarimetriche, come il coefficiente di correlazione (ρ_{HV}) e la fase differenziale specifica (K_{DP}), che vengono utilizzate per scopi diversi: la prima per identificare la forma delle idrometeore e la presenza di precipitazione mista, la seconda per determinare sia la forma obolata delle idrometeore che l'intensità delle precipitazioni (in quanto è dipendente dalla concentrazione delle gocce di pioggia).

3.2.2 I metodi di scansione e la rappresentazione dei dati radar

I dati radar (Z o R) sono rappresentati come immagini su visualizzatori che possono essere di diverse tipologie; di seguito le principali:

- *Plan Position Indicator* (PPI) è la più comune rappresentazione radar, ottenuta mediante una scansione orizzontale circolare dopo aver fissato un dato angolo di elevazione dell'antenna. Gli echi visualizzati sullo schermo sono quelli situati sulla superficie conica coinvolta dalla scansione ma proiettati su un piano orizzontale. Quindi gli echi visualizzati sono da associare a bersagli situati ad altezze crescenti con l'allontanamento dal punto centrale in corrispondenza della postazione radar. La PPI consente di ottenere azimuth e distanza del volume riflettente (Figura 3.2);

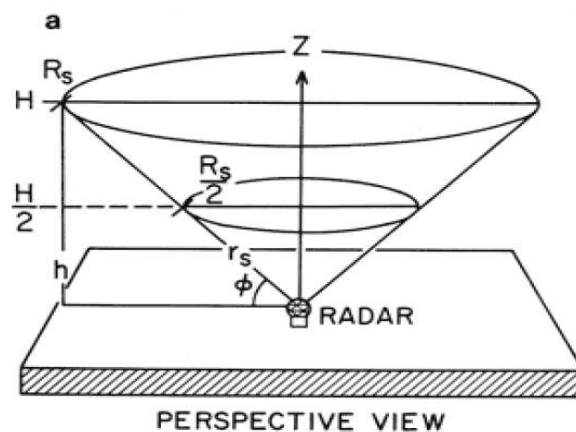


Figura 3.2: Schematizzazione di una scansione PPI vista in tre dimensioni. Sono evidenziati: l'angolo di elevazione ϕ , il range r_s e l'altezza H raggiunta dalla PPI.

- *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) è costruita per interpolazione da un elaboratore dopo una serie di scansioni circolari ad angoli di elevazione differenti, riportando su di un piano i dati relativi ad una data altitudine. La CAPPI fornisce, quindi, una visualizzazione degli echi su piani ad altitudine costante;
- *Range Height Indicator* (RHI) è ottenuta mediante una scansione verticale, variando l'elevazione, dopo aver fissato l'angolo di azimuth e rappresenta una sezione verticale dell'atmosfera (Figura 2.18). Questa rappresentazione permette di determinare l'altezza e la proiezione orizzontale della distanza del volume riflettente. Un'immagine RHI è utile per evidenziare l'estensione verticale degli elementi di precipitazione di un sistema nuvoloso. Se si visualizza la riflettività, invece, si può individuare il livello delle strato di fusione delle particelle di ghiaccio di una nube stratiforme (in prossimità dello zero termico) in corrispondenza del quale si ha un'intensa banda di segnali riflessi (*bright band*), permettendo, quindi, di discriminare le precipitazioni di tipo stratiforme da quelle di tipo convettivo. In relazione a questa banda accade che poco al di sotto del livello di fusione (*melting level* o ML) dei cristalli di ghiaccio in caduta dai livelli superiori, in cui si ricoprono di una pellicola di acqua liquida, la dimensione relativamente grande delle particelle e l'elevato indice di rifrazione dell'acqua liquida rispetto al ghiaccio determinano questa banda di massima riflettività radar. La *bright band* in una rappresentazione PPI, invece, assume approssimativamente una forma ad arco circolare. La grandine in un cumulonembo, se di grandi dimensioni e se ricoperta da uno strato di acqua, può dare alta riflettività fornendo, quindi, la possibilità di individuare temporali di forte intensità.

È importante sottolineare che l'interpretazione delle immagini radar in relazione all'intensità delle precipitazioni è resa difficoltosa da diverse sorgenti di errori, tra cui si individuano come principali la formazione o l'evaporazione di precipitazione sotto il fascio, e l'approssimazione della relazione Z-R che si sovrastima nei CB (cumulonembi). Inoltre, un radar può rilevare segnali non associabili a precipitazione come gli echi spuri dovuti a oggetti non meteorologici (*clutter*, aerei e insetti), gli echi dovuti alla propagazione anomala e gli echi secondari.

3.2.3 La rete radar e il mosaico dei prodotti a scala nazionale della Protezione Civile

La realizzazione di un sistema operativo d'interconnessione e integrazione di dati radar meteorologici in tempo reale implica la definizione di un processo di mosaicatura. L'esigenza di realizzare una rete di questo tipo nasce sia dalla necessità di un monitoraggio meteorologico a copertura nazionale sia dalla necessità di migliorare la qualità delle misure effettuate dal singolo radar. Di seguito, sono riportati i prodotti della Protezione Civile riferiti al composito nazionale e la relativa frequenza temporale con cui vengono resi disponibili:

- CAPPI (*Costant Altitude Plan Position Indicator*) a 2, 3 e 5 km – Frequenza di 15 minuti;
- VMI (*Vertical Maximum Intensity - dBZ*) – Frequenza di 10 minuti: è un prodotto in cui vengono riportati i massimi valori assunti dalla variabile rappresentata lungo la verticale; rappresenta, quindi, il valore massimo di riflettività, o valore di ritorno, presente sulla verticale di ogni punto (Figura 3.3);
- SRI (*Surface Rainfall Intensity – mm h⁻¹*) – Frequenza di 15 minuti: è un prodotto già elaborato che non si riferisce a dati grezzi quali la riflettività, ma offre una stima dell'intensità di precipitazione al suolo;
- SRT (*Surface Rainfall Total – mm*) – Frequenza di 60 minuti: da una serie di mappe di SRI è possibile derivare una mappa denominata SRT nella quale si rappresenta la pioggia totale caduta al suolo con riferimento al periodo di integrazione. Le cumulate generate sono relative a 1, 3, 6, 12 e 24h.



Figura 3.3: Composito nazionale delle immagini riferite al *Vertical Maximum Intensity* (VMI) e acquisite ogni 10 minuti dai radar operativi e regolarmente funzionanti della Rete Radar Nazionale.

I radar che concorrono attualmente alla Rete Radar Nazionale sono:

- *Radar del Dipartimento della Protezione Civile operativi:* Monte Crocione (LU), Monte Pettinascura (CS), Monte Serano (PG), Monte Il Monte (CH), Monte Zoufplan (UD), Monte Lauro (SR), Aeroporto dello Stretto (RC) e Aeroporto di Fontanarossa (CT);
- *Radar regionali:* Bric della Croce (TO), Settepani (SV), Gattatico (RE), S. Pietro Capofiume (BO), Monte Grande (PD), Concordia Sagittaria (VE), Monte Macaion (BZ), Fossalun (GO), Monte Rasu (SS), Monte Midia (AQ);
- *Radar dell'Aeronautica Militare:* Brindisi, San Giusto (PI), Grazzanise (CE), Decimomannu (CA) e Istrana (TV); il servizio di accentramento radar (SADR) del CNMCA di Pratica di Mare gestisce l'accentramento, il controllo, l'elaborazione e la successiva diffusione dei dati radar;
- *Radar dell'Enav:* Linate (MI), Fiumicino (RM).

3.3 Le osservazioni da satellite

Le immagini da satellite sono ottenute elaborando le misure di radiazione elettromagnetica proveniente dalla superficie terrestre e dall'atmosfera effettuate dai radiometri. Il satellite geostazionario METEOSAT fornisce immagini nella banda del visibile (VIS) e in quella dell'infrarosso (IR) ogni quindici minuti. In dettaglio il radiometro SEVIRI (*Spanning Enhanced Visible Infrared Imager*) a bordo del Meteosat di Seconda Generazione (MSG), opera su 12 bande spettrali e permette di mandare a terra 12 diverse immagini del nostro pianeta ogni quarto d'ora. Di queste, 11 immagini hanno una risoluzione spaziale di 3 km, mentre quella corrispondente al canale 12 (HRV, *High Resolution Visible*) ha una risoluzione di 1 km. L'aumentata risoluzione temporale di MSG rispetto al Meteosat di prima generazione, che trasmetteva invece immagini ogni mezzora, permette di monitorare più efficientemente fenomeni che evolvono rapidamente nel tempo, come le celle convettive temporalesche, che mediamente nell'arco di un'ora nascono si sviluppano e poi decadono. Il monitoraggio di queste strutture di piccola scala, che hanno una dimensione inferiore ai 10 km, è inoltre migliorato grazie alla nuova risoluzione spaziale delle immagini (quella del Meteosat di prima generazione era di 5 km, 3 km per le immagini del visibile). I canali spettrali 1, 2, 3 e 12 (Tabella 3.1) sono relative a radiazione solare, i canali da 5 a 11 contengono la radiazione termica terrestre, infine il canale 4 a 3.9 micron, contiene di giorno sia radiazione solare che termica terrestre, di notte naturalmente solo questa ultima. Dei canali termici il 5 ed il 6 operano su bande di assorbimento del vapore acqueo, il canale 8 nella banda di assorbimento dell'ozono a 9.7 micron, il canale 11 nella banda di assorbimento dell'anidride carbonica a 13.4 micron. Infine i rimanenti canali 7, 9 e 10 operano su cosiddette finestre dello spettro, ossia su bande dove la radiazione atmosferica, purché non venga intercettata da nubi.

CH 1	VIS	0.6 μm	3 km
CH 2	VIS	0.8 μm	3 km
CH 3	NIR	1.6 μm	3 km
CH 4	NIR	3.9 μm	3 km
CH 5	WV	6.2 μm	3 km
CH 6	WV	7.3 μm	3 km
CH 7	IR	8.7 μm	3 km
CH 8	IR (Ozono)	9.7 μm	3 km
CH 9	IR	10.8 μm	3 km
CH 10	IR	12.0 μm	3 km
CH 11	IR (CO ₂)	13.4 μm	3 km
CH 12	HRV (High Resolution Visible)	0.8 μm	1 km

Tabella 3.1: Canali spettrali del METEOSAT.

3.3.1 I canali 1 e 2 (0.6 e 0.8 micron)

In questi due canali il sensore del satellite registra la frazione di luce solare riflessa o diffusa all'indietro. Superfici con albedo più alto diffondono più luce solare e nell'immagine sono riportate in toni più chiari. Generalmente la tonalità dipende anche dalla radiazione incidente per metro quadro; quindi di due superfici di uguale albedo, nell'immagine avrà un tono più chiaro quella con angolo zenitale più basso (ossia sole più alto rispetto all'orizzonte). Per evitare questa dipendenza i dati sono stati normalizzati rispetto alla radiazione incidente. I valori di albedo più bassi sono quelli dei mari e dei laghi (8% circa), purché non siano coperti di ghiaccio. Le nuvole hanno un albedo che va dal 30% per quelle semitrasparenti come i cirri, al 90% per i cumulonembi. I vari tipi di suolo, purché non coperti da neve, hanno valori intermedi tra quello dei mari e quello delle nubi. Nel caso invece di superficie coperta da neve l'albedo va dal 60% (neve vecchia) all'80% (neve fresca). La riflettanza del suolo a 0.8 micron è superiore a quella a 0.6 micron, questa differenza è ancora più marcata in caso di vegetazione. Per questo motivo il canale a 0.8 micron (Figura 3.4) è più adatto per individuare le strutture di superficie (laghi, confini tra terra mare).

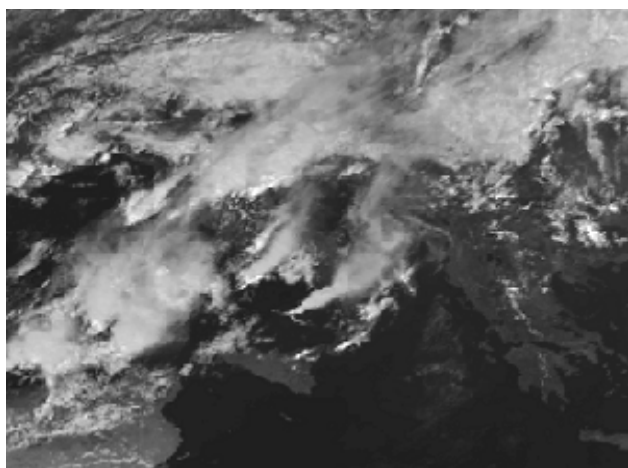


Figura 3.4: Immagine del canale 1 (0.6 micron).

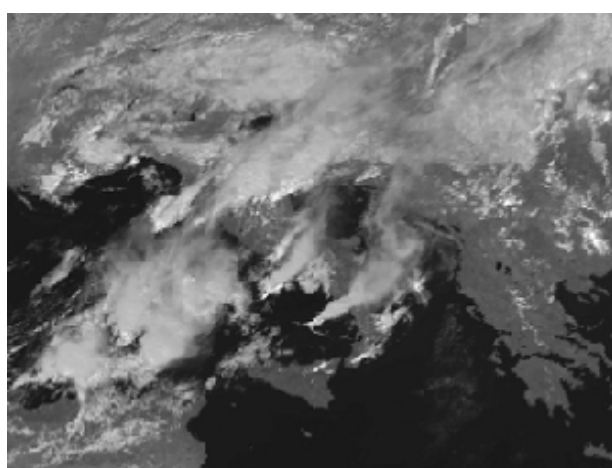


Figura 3.5: Immagine del canale 2 (0.8 micron).

Al contrario il canale a 0.6 micron (Figura 3.5) mette meglio in risalto le nubi semitrasparenti a causa dello sfondo più scuro. Le nubi delle immagini a forma di V sul Mediterraneo sono formate da celle convettive nelle diverse fasi del loro sviluppo, trasportate dal vento in quota di Sud-Ovest. Quelle situate sul vertice della V sono nella fase iniziale.

3.3.2 Il canale 3 (1.6 micron)

Questo canale serve a distinguere le nubi di ghiaccio da quelle di acqua liquida e ad individuare la neve. In questa banda infatti le nubi di ghiaccio e la neve assorbono maggiormente la radiazione rispetto alle nubi d'acqua, perciò la riflettanza è molto minore. Questo dipende dal valore più alto della parte immaginaria dell'indice di rifrazione. In queste immagini le nubi di ghiaccio appaiono perciò più scure rispetto alle altre. La superficie innevata appare ugualmente più scura rispetto al suolo nudo e al suolo con vegetazione. Nell'immagine in Figura 3.6 è evidente la neve sulle Alpi, ben in risalto rispetto alle nubi di acqua presenti sia sul versante Svizzero sia sulle Prealpi del Piemonte e della Lombardia. La macchia scura a forma di V capovolta sull'Italia meridionale è invece una nube di ghiaccio. La fascia grigia che si estende in longitudine sulla Francia sono nubi alte semitrasparenti di ghiaccio che lasciano intravedere le nubi basse di acqua sottostanti. La parte settentrionale e orientale dell'immagine è in penombra per il tramonto.

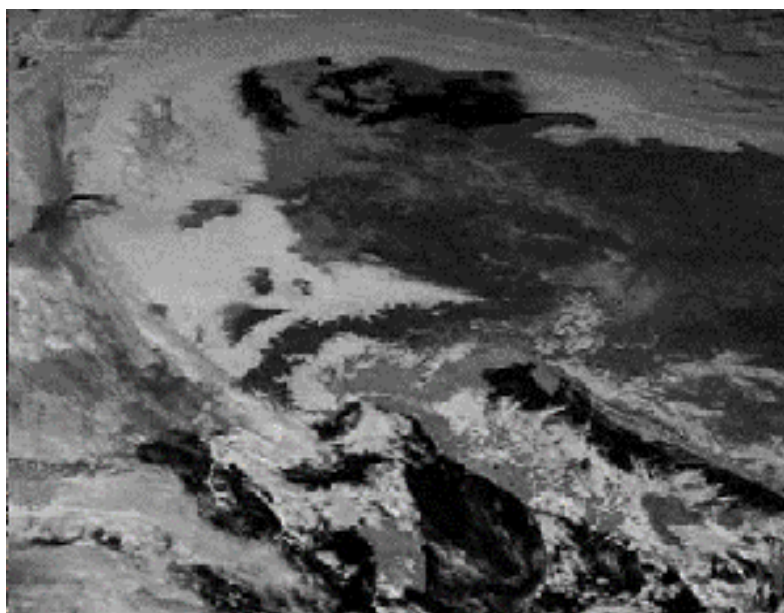


Figura 3.6: Immagine del canale 3 (1.6 micron).

3.3.3 Il canale 12 (HRV)

La caratteristica di questa banda è l'alta risoluzione spaziale: 1 km contro i 3 km al *sub-satellite point* delle altre bande. Essa è utile per lo studio delle strutture a piccola scala come le celle temporalesche e più in generale tutti i fenomeni convettivi. Considerando il fatto che la singola cella

convettiva ha un diametro che non supera i 10 km e una vita media di un'ora, si capisce come la risoluzione spaziale e temporale dell'MSG sia la più adatta per questi tipi di fenomeni. Questa banda copre le lunghezze d'onda tra 0.5 e 0.9 micron, quindi è più larga della banda 1 e della due messe insieme. Corrisponde alla banda del visibile del Meteosat 7 (di prima generazione), il quale però ha una risoluzione di 2.5 km. Le immagini mostrano un confronto tra l'HRV (Figura 3.8) ed il canale del visibile di Meteosat 7 (Figura 3.7) e si riferiscono ad un tratto dell'arco alpino. Le valli alpine circondate da montagne innevate sono molto più marcate nell'immagine MSG. La struttura a piccola scala delle onde sottovento, ben chiara nelle nuvole sul lato in basso a destra e sinistra dell'immagine MSG, non è evidente nell'immagine Meteosat 7.

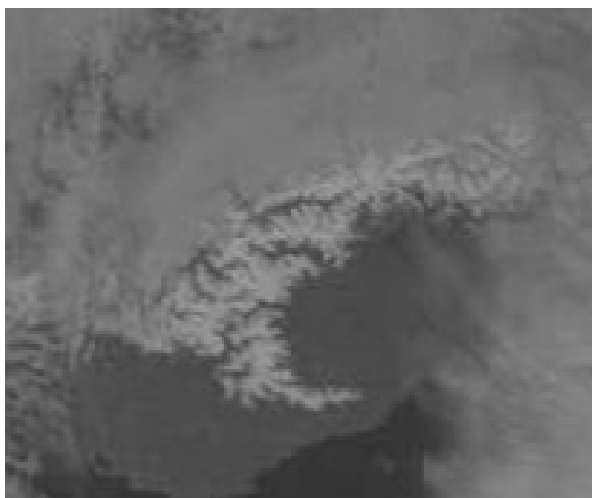


Figura 3.7: Immagine del canale visibile Meteosat 7.

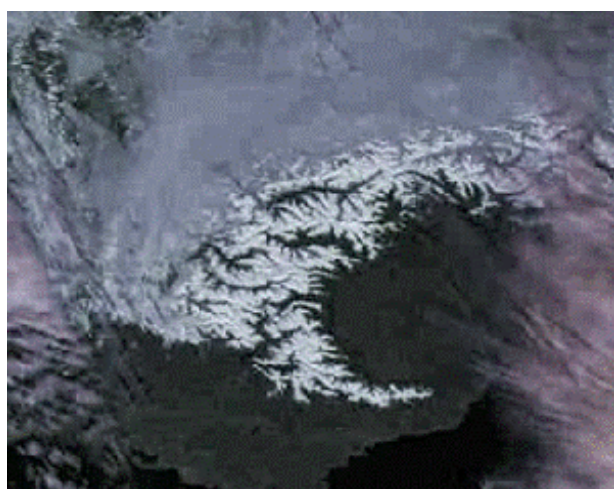


Figura 3.8: Immagine del canale 12 (HRV).

3.3.4 Il canale 4 (3.9 micron)

Questa banda si trova in una zona spettrale che contiene sia radiazione solare che radiazione termica terrestre. Di notte il SEVIRI registra solo radiazione termica emessa dal pianeta, mentre di giorno anche radiazione solare riflessa o diffusa. L'interpretazione di queste immagini quindi è diversa tra giorno e notte. La convenzione usata in queste immagini per visualizzare i dati è la solita dell'infrarosso, cioè toni chiari per basse radianze e toni scuri per alte radianze. Di notte ciò significa quindi toni chiari per le superfici fredde e toni scuri per quelle calde. Quindi grigio chiaro o bianco per le nubi alte, toni intermedi per quelle medie e basse e per le terre emerse, toni scuri o nero per i mari ed i laghi. Di giorno però i toni più chiari sono dati da superfici fredde e con bassa riflettanza e i toni più scuri da superfici calde e con alta riflettanza. Di giorno l'interpretazione dell'immagine deve inoltre tener conto che in questa banda la riflettanza delle nubi dipende sia dalla fase, sia dalle dimensioni delle goccioline. Nubi di ghiaccio riflettono meno di quelle di acqua liquida; nubi composte da grandi goccioline (per esempio cumulonembi) riflettono meno di nubi con piccole goccioline (come bassi strati di tipo continentale). Quindi le superfici più chiare saranno

nubi alte di ghiaccio, in grigio i laghi e i mari, in grigio scuro le nubi basse di acqua e le terre emerse fredde, in nero le terre emerse calde. Nell'immagine in Figura 3.9, diurna, le macchie scure sul mare sono le nubi basse di acqua, apparentemente più calde del mare perché diffondono verso il satellite radiazione solare, oltre ad emettere radiazione termica.

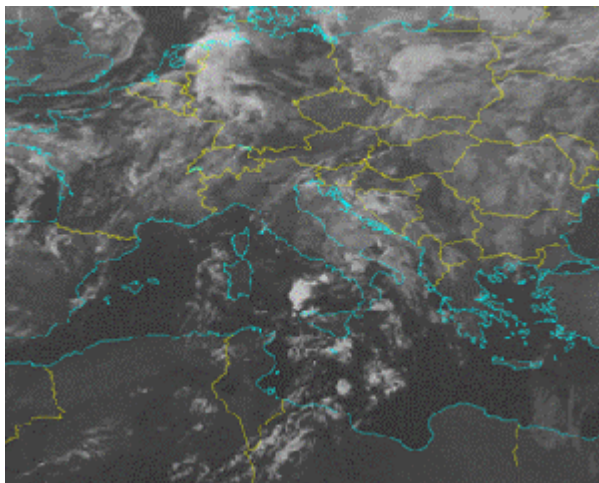


Figura 3.9: Immagine diurna del canale 4 (3.9 micron).

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

I dati infrarosso di questi tre canali corrispondono alla radiazione emessa (dal suolo, dalle nuvole o dal mare) nelle tre bande: 8.30-9.10, 9.80-11.80, 11-13 micron. Le ultime due sono nella zona di lunghezze d'onda di massima emissione da parte del pianeta, in una cosiddetta "finestra" dove è trascurabile l'assorbimento da parte dei gas atmosferici, in particolare anidride carbonica, ozono e vapore acqueo. Se la nube ha le caratteristiche di corpo nero a queste bande è possibile ricavare la temperatura della sua sommità. Se si dispone di un radiosondaggio con il profilo verticale di temperatura si può determinare anche la sua altezza. L'ipotesi di corpo nero è valida per molte nubi purché sufficientemente spesse. Le immagini IR indicano la temperatura di brillanza delle superfici irradianti e in particolare le nubi appaiono tanto più fredde tanto più è elevato il top. Le immagini di queste tre bande sono molto simili e spesso indistinguibili a occhio nudo. Esistono tuttavia differenze fondamentali. L'emissività del suolo nudo, specialmente di quello sabbioso, a 8.7 micron è inferiore rispetto agli altri due canali, per cui i deserti hanno una temperatura apparente inferiore anche di 6°C. Anche le nubi di ghiaccio a 8.7 micron hanno un'emissività inferiore rispetto agli altri due canali. La conseguenza è che lasciano passare radiazione dalla superficie, per cui risultano più calde; questo effetto è più accentuato se la nube è sottile. Uno dei limiti di METEOSAT 7 è l'individuazione della nebbia e dei bassi strati di notte, poiché si confondono con il suolo. Grazie alla differente emissività dell'acqua tra il canale a 10.8 (Figura 3.10) e quello a 3.9 invece è possibile ora la loro individuazione anche nelle ore notturne.

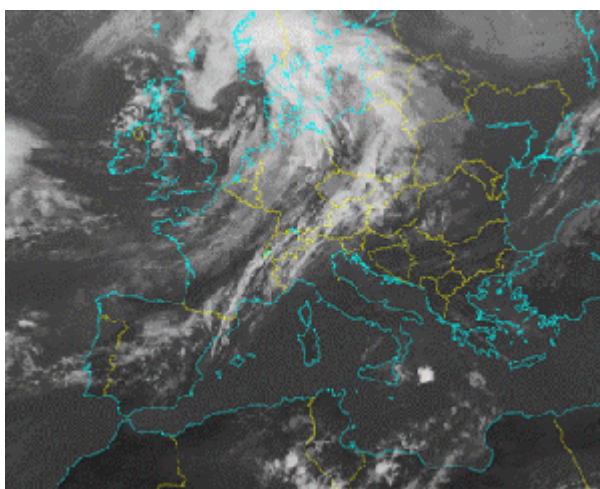


Figura 3.10: Immagine della finestra IR corrispondente al canale 10.8 micron.

3.3.6 I due canali del vapore acqueo (6.2 e 7.3 micron)

In queste bande il vapore acqueo atmosferico assorbe, in tutto o in parte, la radiazione emessa dal suolo o dal mare sottostanti. Poiché ogni corpo che assorbe a una data lunghezza d'onda emette alla medesima lunghezza d'onda, il vapore acqueo atmosferico emette radiazione che è misurata dal SEVIRI in questi due canali. Il canale a 6.2 micron è situato nel centro della banda di assorbimento, mentre quello a 7.3 micron su un estremo. Per questo motivo, in assenza di nubi, a 6.2 l'assorbimento da parte del vapore acqueo atmosferico è maggiore e l'immagine generalmente con toni più chiari dell'altra. Sempre per lo stesso motivo il canale a 6.2 micron fornisce informazioni di umidità su livelli atmosferici medio alti e l'altro su livelli medio bassi. I valori di radianza a 6.2 sono quindi generalmente più bassi che a 7.3, come evidenziato dalle immagini. È di particolare interesse, per il monitoraggio di eventi convettivi intensi, il caso opposto, perché significa che il cumulonembo ha superato la tropopausa e ha raggiunto i livelli bassi della stratosfera.

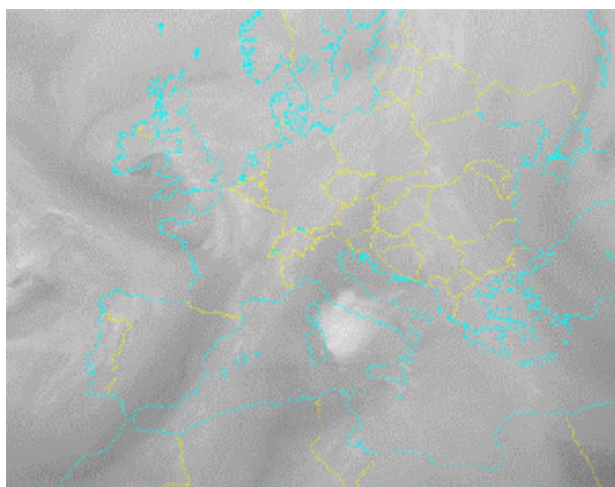


Figura 3.11: Immagine diurna del canale 6 (7.3 μm).

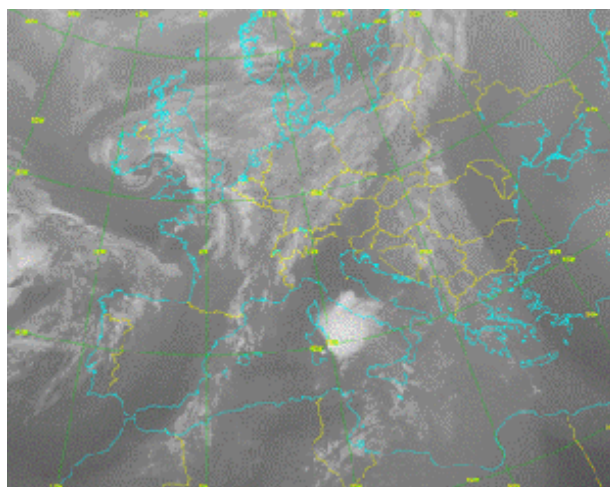


Figura 3.12: Immagine notturna del canale 5 (6.2 μm).

L'immagine in Figura 3.11 è relativa al canale a 7.3 micron, quella in Figura 3.12 al canale 6.2 micron. Si può osservare sul Tirreno la sommità di alcune celle temporalesche che hanno raggiunto la stratosfera. Sono inoltre ben delineate le aree post-frontali di aria secca tra l'Inghilterra e il Marocco.

3.3.7 Tre composizioni RGB

In Figura 3.13 è visualizzata la composizione RGB dei canali 3 (Red) e 1 (Green) dello spettro solare e 10 (Blue) dell'infrarosso termico, per evidenziare il manto nevoso e le nubi di ghiaccio.

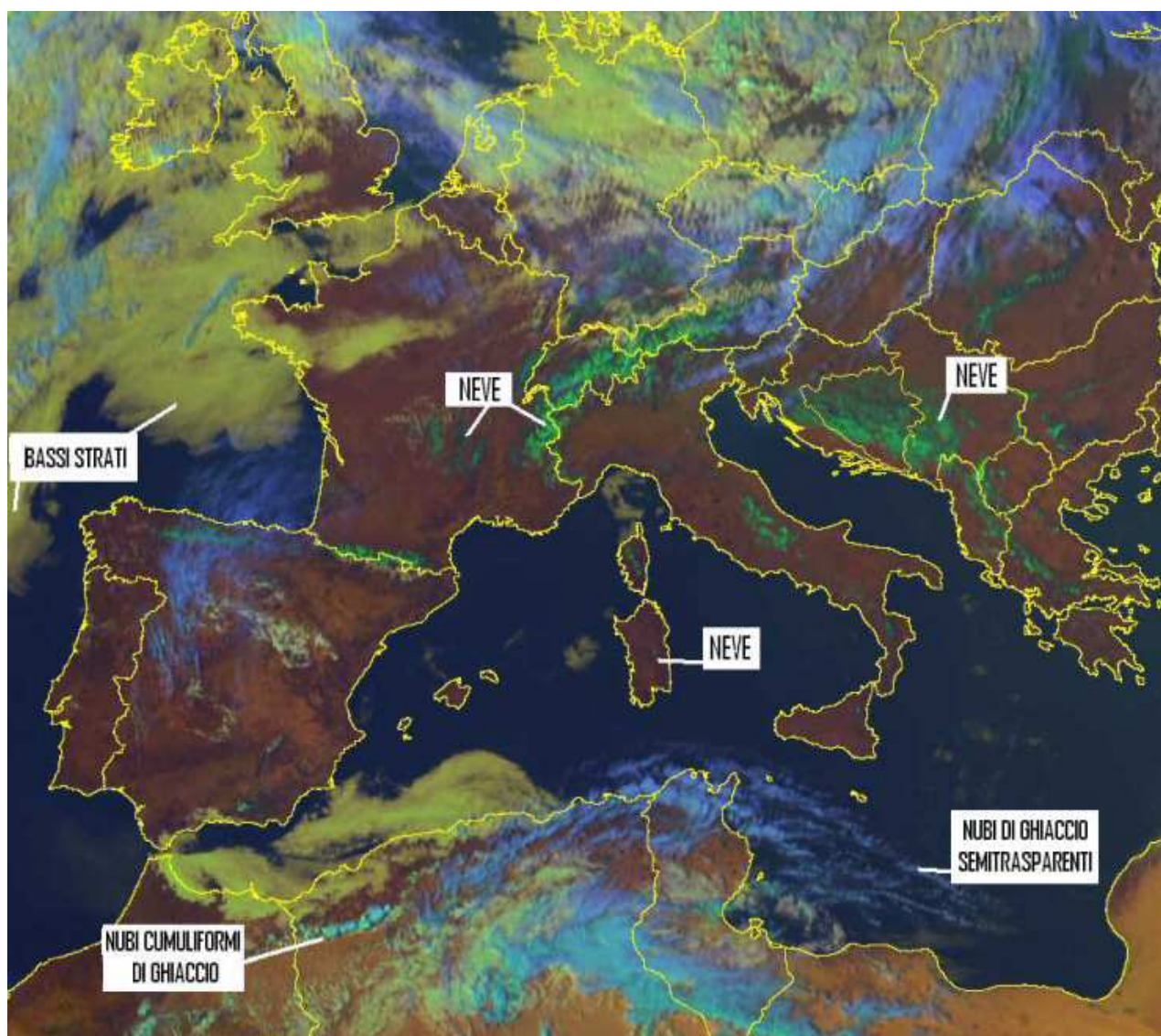


Figura 3.13: Composizione RGB dei canali 3 (Red) e 1 (Green) dello spettro solare e 10 (Blue) dell'infrarosso termico.

In Figura 3.14, invece, si osserva la composizione RGB dei canali 12 (Red), 12 (Green) del visibile ad alta risoluzione e 10 (Blue) dell'infrarosso termico, per identificare le nubi basse, le nubi alte e le nubi semitrasparenti.

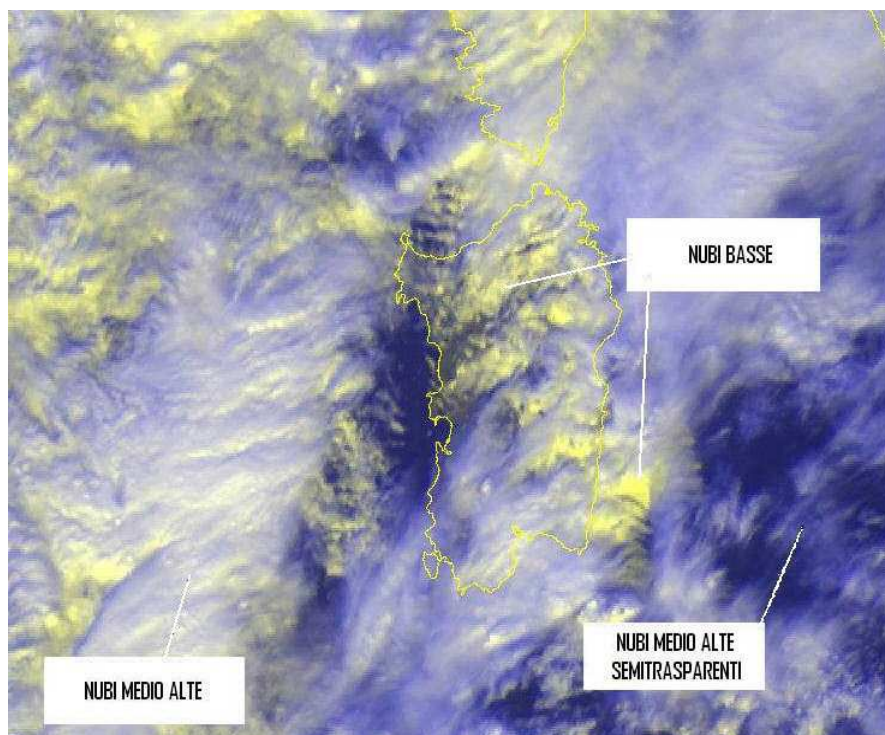


Figura 3.14: Composizione RGB dei canali 12 (Red) e 12 (Green) del visibile ad alta risoluzione e 10 (Blue) dell'infrarosso termico.

Infine in Figura 3.15 è visibile la composizione RGB dei canali 3 (Red), 2 (Green) e 1 (Blue) dello spettro solare, per identificare le nubi di ghiaccio e quelle di acqua e distinguere le superfici aride da quelle con vegetazione.

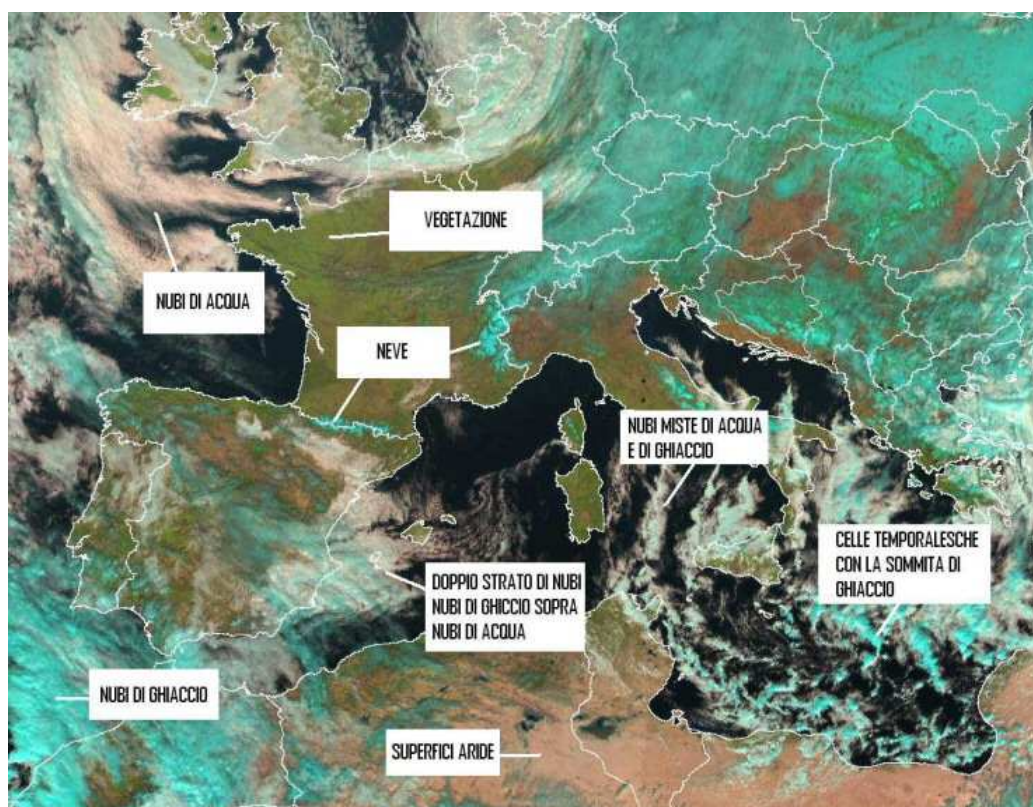


Figura 3.15: Composizione RGB dei canali 3 (Red), 2 (Green) e 1 (Blue) dello spettro solare.

3.4 Due prodotti basilari per il nowcasting e l'assistenza alla navigazione aerea del Servizio Meteorologico dell'A.M.: la Nefodina e la Lampinet

Nel capitolo successivo, dedicato alle previsioni finalizzate all'assistenza al volo, nonché alla protezione civile, si introdurrà il portale web dell'Aeronautica Militare (intranet di Forza Armata ad area riservata) per la consultazione delle informazioni meteorologiche grafiche e alfanumeriche: il sistema "Prometeo". Tra una vasta gamma di prodotti del Servizio Meteorologico A.M., due prodotti in particolare risultano essere fondamentali per il nowcasting dei fenomeni convettivi e l'assistenza al volo: la Nefodina e la rete Lampinet.

3.4.1 La Nefodina

3.4.1.1 Introduzione

"NEFODINA" (DYNAmic NEFOanalysis) per l'area italiana, o "NEFOMEDI" per l'area del Mediterraneo, è un modello sviluppato dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana in grado di individuare sistemi convettivi intensi la cui sommità abbia una temperatura di brillanza (TB) nell'infrarosso inferiore ai 236 K e di prevederne l'evoluzione nei successivi 15 minuti (De Leonibus, Rosci e Zauli 1998). Questo prodotto, che consta di un modello a soglia variabile e da un sistema di reti neurali, utilizza combinazioni delle immagini nella finestra dell'infrarosso 10.8 μm (IR) e nei canali di assorbimento del vapor d'acqua 6.2 μm (WV1) e 7.3 μm (WV2) del MSG, ricavando informazioni relative a quota e morfologia della struttura nuvolosa, e alla temperatura di brillanza del vapor d'acqua nella media ed alta troposfera. Esso è in grado di individuare, non solo questi sistemi nuvolosi nel loro complesso, ma anche le singole celle convettive che li compongono, rendendo possibile, con lo studio della loro distribuzione, la definizione della tipologia del fenomeno (Tabella 3.2). L'utilizzo di questi risultati di derivazione satellitare, integrato con il prodotto Lampinet sull'attività elettrica, fornisce una visione completa e particolareggiata della convettività dello scenario meteorologico in analisi.

Classe	Durata	Dimensioni Lineari (km)	Dimensioni superficiali (km ²)
Temporale a singola cella	30-50 min.	5-10	20-80
Temporale multicella	2-6 ore	20-30	310-700
Temporale a supercella	1-6 ore	20-30	310-700
Sistemi convettivi a mesoscala	6-12 ore	350-500	100.000-200.000

Tabella 3.2: Classificazione, per dimensione e durata, dei sistemi convettivi intensi. Per tali fenomeni le correnti verticali vanno dai 15 m/s per i temporali a singola cella fino ai 40 m/s per i temporali a supercella.

3.4.1.2 Output grafico

L'output è costituito dall'ultima immagine nell'infrarosso 10.8 micron dell'MSG disponibile, dove sono riportate le celle convettive individuate e l'evoluzione prevista sull'area italiana (Figura 3.16)

e del Mediterraneo (Rosci, P., Balzamo, De Leonibus e Zauli 2000). Sono state utilizzate differenti tonalità di blu e di giallo per indicare nubi a differenti quote: il blu scuro è utilizzato per nubi più basse mentre il blu chiaro e il giallo per nubi alte. La scala cromatica adottata, relativa alla TB della sommità delle nubi, permette di avere un'idea immediata circa la morfologia dei sistemi nuvolosi (Figura 3.17). I colori associati alle TB (10.8 micron) sono riportati, in relazione ai gradi centigradi rappresentati, nella parte inferiore dell'immagine (Figura 3.16). I colori rosso e rosa sono invece utilizzati per evidenziare la sommità delle celle convettive individuate: rosso per quelle previste in crescita, come si vedrà più avanti, e rosa per quelle previste in dissolvimento (Figura 3.18). L'informazione, in ordine allo sviluppo delle singole celle convettive, consente di valutare la tendenza ad un aumento o ad una diminuzione dell'attività convettiva (sezione "previsione") nei successivi 15 minuti.

Per ciascun oggetto convettivo individuato è possibile avere le seguenti informazioni passandoci sopra con il mouse:

LAT: latitudine della TB IR minima della cella convettiva;

LONG: longitudine della TB IR minima della cella convettiva;

TMIN: TB IR minima in gradi centigradi della cella convettiva;

DETMIN: $TB_{min}(t) - TB_{min}(t-1)$, dove $TB_{min}(t)$ indica la TB IR minima al tempo t ;

TMOD: TB IR modale della cella convettiva;

DETMOD: $TB_{mod}(t) - TB_{mod}(t-1)$, dove $TB_{mod}(t)$ indica la TB IR modale al tempo t .

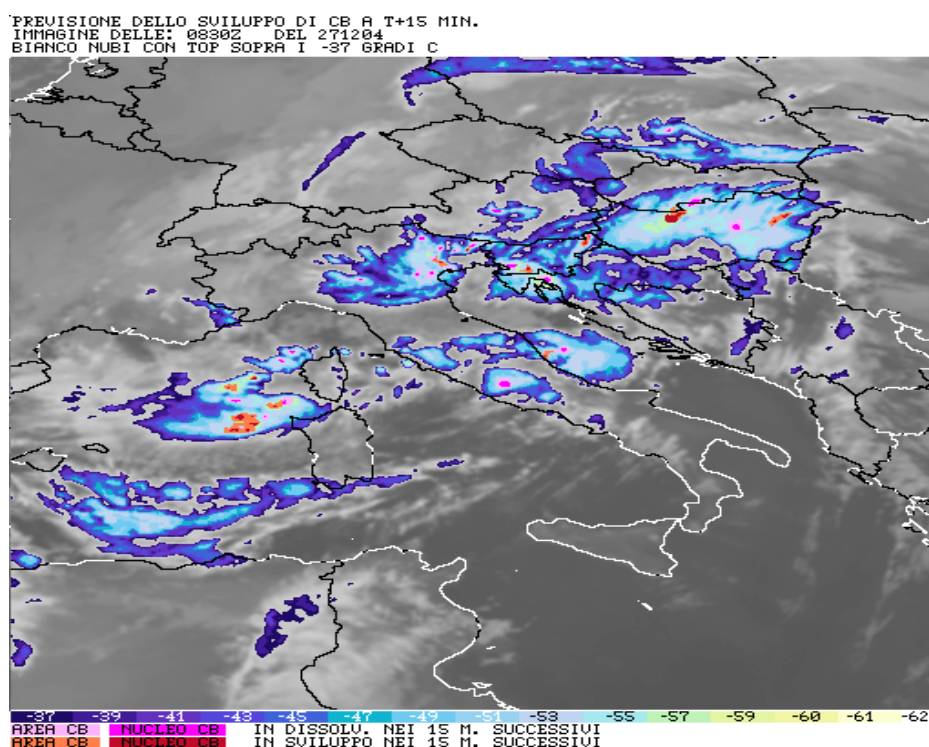


Figura 3.16: Un esempio dell'output grafico di "Nefodina" sull'area italiana. Analogamente esiste l'output grafico sull'area Mediterranea estesa da Gibilterra a Cipro (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

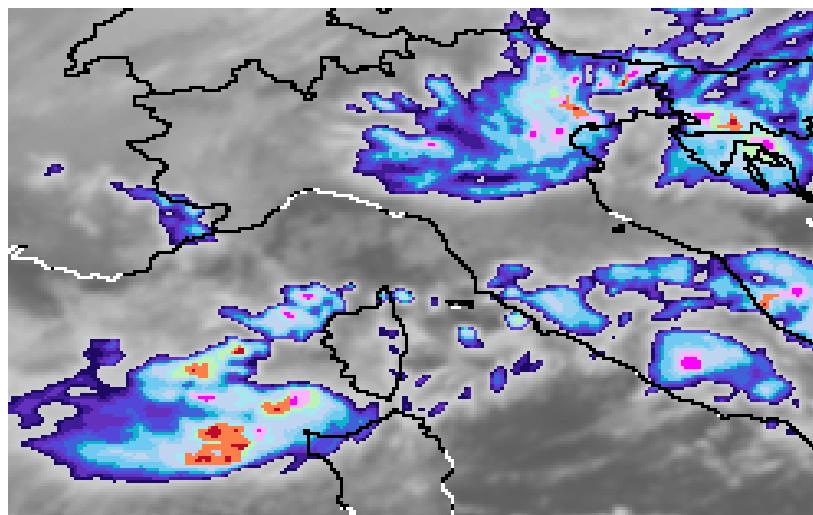


Figura 3.17: Il **blu scuro** è utilizzato per nubi basse mentre il **blu chiaro** e **giallo** per nubi alte (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

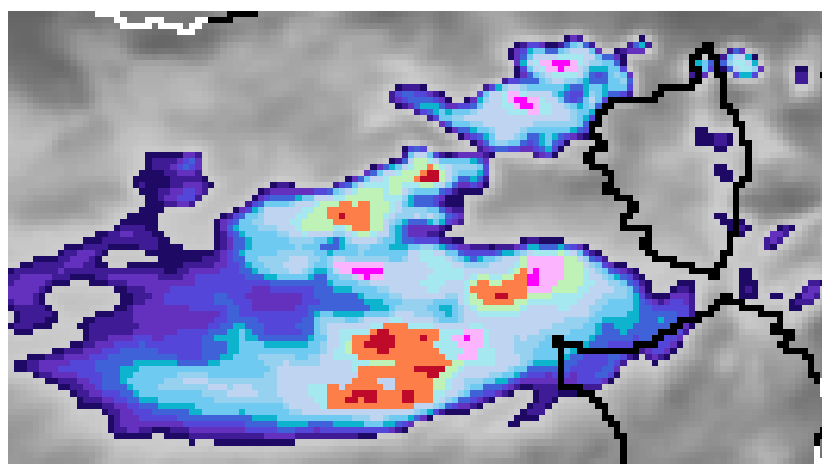


Figura 3.18: I colori rosso e rosa sono utilizzati per evidenziare la sommità delle celle convettive individuate: **rosso** per quelle previste in sviluppo e **rosa** per quelle previste in dissolvimento. Con il **rosso/rosa** scuro è indicata la regione di maggiore connettività (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.4.1.3 Descrizione del modello

La Nefodina analizza l'ultima immagine disponibile del MSG nei canali 10.8 (IR), 6.2 (WV1) e 7.3 micron (WV2) e, dopo una prima fase di pre-elaborazione dei dati nei diversi canali, procede all'individuazione ed alla previsione delle celle convettive (Figura 3.18).

3.4.1.3.1 Pre-elaborazione dei dati satellitari

In questa fase viene effettuata la calibrazione e il filtraggio dei dati per i differenti canali. Per la calibrazione si sono considerate le nubi come corpi neri ed è stata applicata la funzione di Planck. La proiezione è di tipo equatoriale ed il filtro utilizzato è il seguente:

$$\tilde{T}_{i,j} = 0.2 \cdot T_{i,j} + 0.07 \cdot (T_{i-1,j-1} + T_{i-1,j+1} + T_{i+1,j-1} + T_{i+1,j+1}) + 0.12 \cdot (T_{i,j-1} + T_{i,j+1} + T_{i+1,j} + T_{i-1,j}) \quad (3.15)$$

dove $T_{i,j}$ è l'elemento i -esimo, j -esimo della matrice delle TB nell'IR.

3.4.1.3.2 Individuazione delle celle convettive

Il metodo è basato sull'assunto che le celle convettive più intense siano nubi la cui sommità abbia una temperatura di brillanza inferiore ai 236 K nell'IR, una forma torreggiante, ed un'area orizzontale circolare e limitata da una forte discontinuità nella distribuzione spaziale del vapor d'acqua. E' stata scelta una soglia piuttosto 'calda' (236 K), rispetto alle nubi interessate, per cercare di rintracciare le celle convettive dall'inizio della loro formazione e per non escludere possibili casi interessanti di convettività limitata ai bassi strati. L'individuazione degli insiemi nuvolosi è fatta attraverso un metodo a soglia variabile. Variando la temperatura dai 236 ai 200 K (Figura 3.19), si riescono ad individuare tutti gli oggetti presenti nella scena caratterizzandoli nel canale IR e WV1. Nell'IR vengono dedotti diversi parametri fra cui la posizione, la quota massima, l'area orizzontale, l'indice di pendenza, la quota modale e l'ellitticità; mentre nel WV1 si ricava una stima del vapor d'acqua e della sua distribuzione nella media ed alta troposfera. Queste informazioni permettono di stabilire quali degli oggetti individuati siano convettivi o meno.

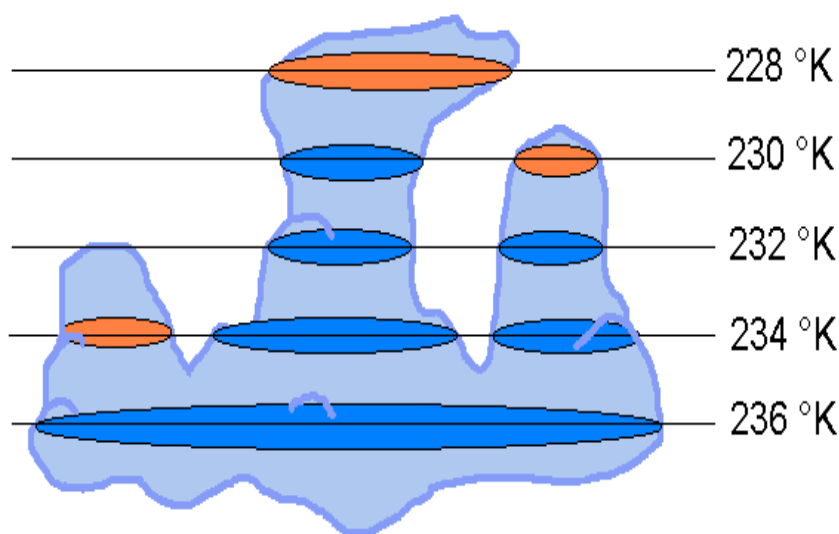


Figura 3.19: Applicando un algoritmo di contiguità ed un metodo a soglia variabile si individuano tutti gli oggetti nuvolosi la cui sommità abbia una temperatura inferiore ai 236 K. Quindi, analizzandone le caratteristiche nel canale 10.8 e 6.2 micron, si discriminano le celle convettive (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Successivamente, un algoritmo basato sullo studio della correlazione esistente tra le celle convettive individuate nell'ultima slot e quelle della slot precedente, permette di seguire gli oggetti convettivi nel tempo. Tale algoritmo è basato sulla minimizzazione della distanza tra differenti oggetti valutata rispetto a posizione, temperatura minima e temperatura modale. Sono disponibili, inoltre, file ASCII in cui è riportata la storia (TB minima nel IR, area, TB minima nel WV1, TB media nel IR, TB modale nel IR, indice di pendenza, ecc.) di ogni cella convettiva presente sulla scena.

3.4.1.3.3 Previsione

La previsione delle fasi evolutive future di una cella convettiva è difficoltosa poiché il fenomeno convettivo in se stesso è piuttosto complesso e richiede in linea di principio la conoscenza di numerosi parametri interni alla cella ed esterni, che descrivono le caratteristiche termodinamiche dell'ambiente in cui la cella convettiva si sviluppa. Sono, quindi, state fatte delle assunzioni che consentono di semplificare le condizioni di sviluppo e l'algoritmo di previsione stesso. In Nefodina (schema operativo mostrato in Figura 3.20) la fase di previsione della futura evoluzione della cella convettiva si basa sulla seguente modellizzazione del comportamento di una cella convettiva:

- Cella convettiva in fase di crescita: $\left(\frac{dT_{IR}}{dT} < -1\right) \wedge \left(\frac{dT_{WV}}{dT} \leq 0\right)$ oppure se $\left(\frac{dT_{WV}}{dT} \leq -0.7\right)$,
- Cella convettiva in fase di dissolvimento: $\left(\frac{dT_{IR}}{dT} > 1\right) \wedge \left(\frac{dT_{WV}}{dT} \geq 0\right)$ oppure se $\left(\frac{dT_{WV}}{dT} \geq 0.7\right)$,

dove T_{IR} rappresenta la TB minima nel IR e T_{WV1} la TB minima nel WV1 (Melfi 2012). In tutti gli altri casi si assumerà la persistenza della fase precedente. In relazione alla fase di crescita si osserva quanto segue: la crescita della nube è legata, secondo la formula, alla diminuzione delle temperature di brillantezza nei canali all'infrarosso in finestra (IR 10.8 micron) e in assorbimento (WV1 6.2 micron). Considerando che il canale a 6.2 micron del radiometro SEVIRI è un canale in assorbimento, una diminuzione della TB deve essere interpretata o come un aumento (a causa dell'entrainment) del vapor d'acqua all'interno della cella convettiva o come una modifica del profilo verticale della distribuzione del vapor d'acqua, specialmente nello strato in cui ha il massimo la funzione peso del sensore (medio-alta troposfera) alla frequenza di assorbimento del WV.

Le analisi dei dati RAPID SCAN del METEOSAT 6, del METEOSAT 7 e del MSG1 hanno evidenziato come questa definizione sia stabile e realmente rappresentativa della fase di sviluppo della cella convettiva. Dopo aver applicato modelli lineari e non-lineari si è individuata in una rete neurale di *back-propagation*, l'algoritmo migliore per la previsione a breve termine dell'evoluzione delle celle convettive. Un'analisi statistica delle correlazioni fra i differenti canali durante lo sviluppo delle celle convettive ha portato all'introduzione del canale WV2, non utilizzato durante la fase d'individuazione. L'utilizzo delle informazioni deducibili dal WV2 ha permesso di migliorare i risultati precedentemente ottenuti. La fase di addestramento della rete neurale è stata eseguita su di un campione di circa 10000 dati per i canali IR, WV1 e WV2, applicando il metodo di *simulated annealing*. Mentre la fase di verifica è stata sviluppata su circa 3000 dati. Durante questa ultima fase si è calcolato che la rete neurale commette un errore medio assoluto (MAD) nell'11% dei casi, nella previsione sulla fase di sviluppo delle celle convettive nei successivi 15 minuti, e nel 13% dei

casi per previsioni sulla mezz'ora, con una deviazione standard del 6% in entrambi i casi. Si ha dunque una probabilità del 80% che l'evoluzione prevista da Nefodina si realizzi nei prossimi 30 minuti. La correlazione misurata fra le previsioni fatte dalla rete neurale e il reale sviluppo delle celle convettive analizzate è dello 0.8.

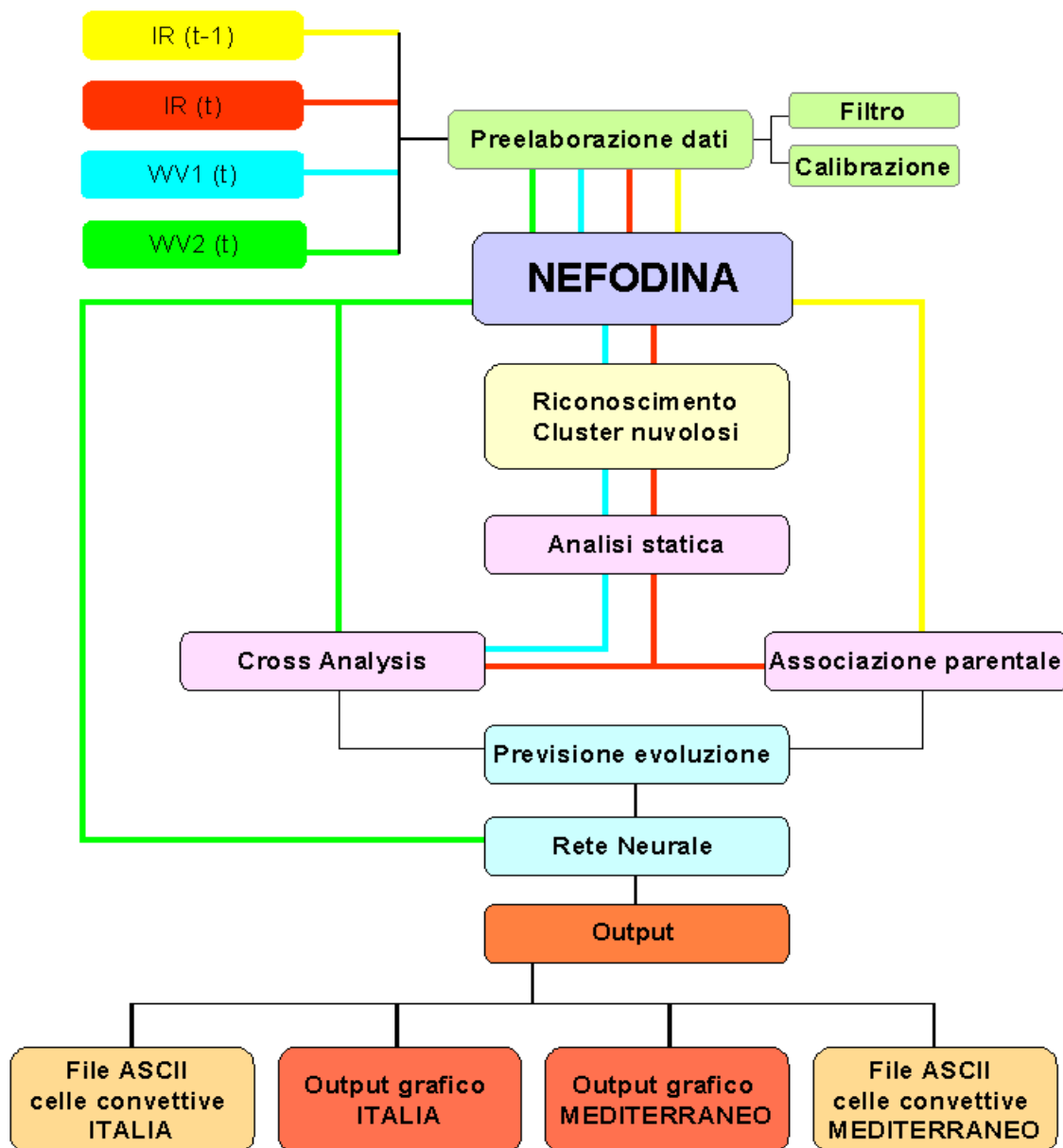


Figura 3.20: Schema di elaborazione di NEFODINA. Modello di individuazione e previsione delle celle convettive attraverso l'utilizzo di dati MSG e l'applicazione di modelli non lineari (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.4.1.3.4 Back-propagation

È stata definita una rete neurale di back propagation con un apprendimento di tipo supervisionato. La struttura è costituita da uno strato nascosto di 60 neuroni, da uno strato di input di 6 neuroni ed da uno strato di output di un neurone (Figura 3.21).

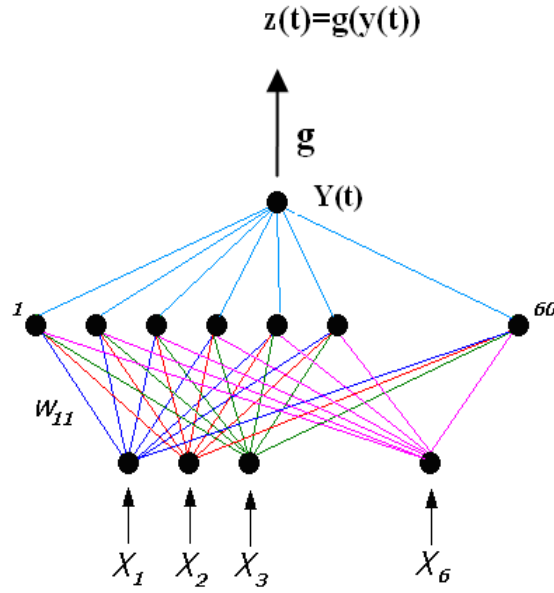


Figura 3.21: Rete neurale di *Back Propagation* a due strati utilizzata per le previsione dello sviluppo delle celle convettive (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Lo studio della funzione di correlazione e di cross-correlazione delle serie storiche dei canali IR, WV1 e WV2 ha portato alla definizione del seguente vettore di input $\bar{x}(t)$:

$$\bar{x}(t) = (T_{IR}(t), T_{IR}(t-1), T_{WV1}(t), T_{WV1}(t-1), T_{WV2}(t), T_{WV2}(t-1)) \quad (3.16)$$

dove con $T_{IR}(t)$, $T_{WV1}(t)$ e $T_{WV2}(t)$ sono indicate rispettivamente le TB minime nei canali IR, WV1 e WV2 al tempo t . Le funzioni di attivazione $\sigma_i(x)$ utilizzata fra i neuroni dei diversi strati è di tipo sigmoidale come per il neurone biologico:

$$\sigma_i(x) = \frac{1}{1 + e^{-\lambda_i x}} \quad (3.17)$$

L'output $y(t)$ della rete neurale è, dunque, il seguente:

$$y(t) = \sigma_i \left(\sum_{j=1}^{60} w_j \sigma_0 \left(\sum_{i=1}^6 v_{j,i} x_i \right) \right) \quad (3.18)$$

dove con $v_{j,i}$ e w_j sono indicati i vettori dei pesi sinaptici fra i neuroni dello strato di input e quello nascosto, e fra i neuroni dello strato nascosto e quello di output. All'output della rete neurale viene poi applicata una funzione binaria g il cui risultato indica $\{ \text{dissolvimento, crescita} \}$ (Figura 3.21).

3.4.2 La rete Lampinet

La rete Lampinet dell'Aeronautica Militare costituisce un sistema di rilevamento delle scariche elettriche (*strokes*) registrate da sensori distribuiti sulla penisola e le isole (De Leonibus, Raspanti, and Melfi, 2007). Essa rileva con maggiore precisione i lampi nube-terra (fulmini negativi). Queste

rilevazioni confluiscono nel sistema di elaborazione centrale del CNMCA che opera l'identificazione della scarica, la sua localizzazione e il calcolo dei parametri di potenza (KAmpere), di polarizzazione e di tipologia (nube-terra o nube-nube) I parametri caratteristici della rete sono:

- Efficienza: l'identificazione della scarica viene realizzata con una efficienza del 95% sull'area italiana, anche se questo non esclude la possibilità di osservare scariche in un intorno molto più vasto;
- Accuratezza: con l'identificazione del lampo viene calcolata la sua posizione con un livello di accuratezza che dipende dal numero di sensori impiegati; con l'impiego di tre sensori si arriva ad una accuratezza di 0.5 km, il quale valore risulta degradato quando i sensori impiegati sono solo due.

Questo prodotto è costituito da un'immagine ove viene riportata, mediante una 'X', la posizione delle scariche che si sono verificate negli ultimi 15 minuti, non fornendo informazioni riguardo l'intensità, la polarità e la tipologia della scarica (Figura 3.22).

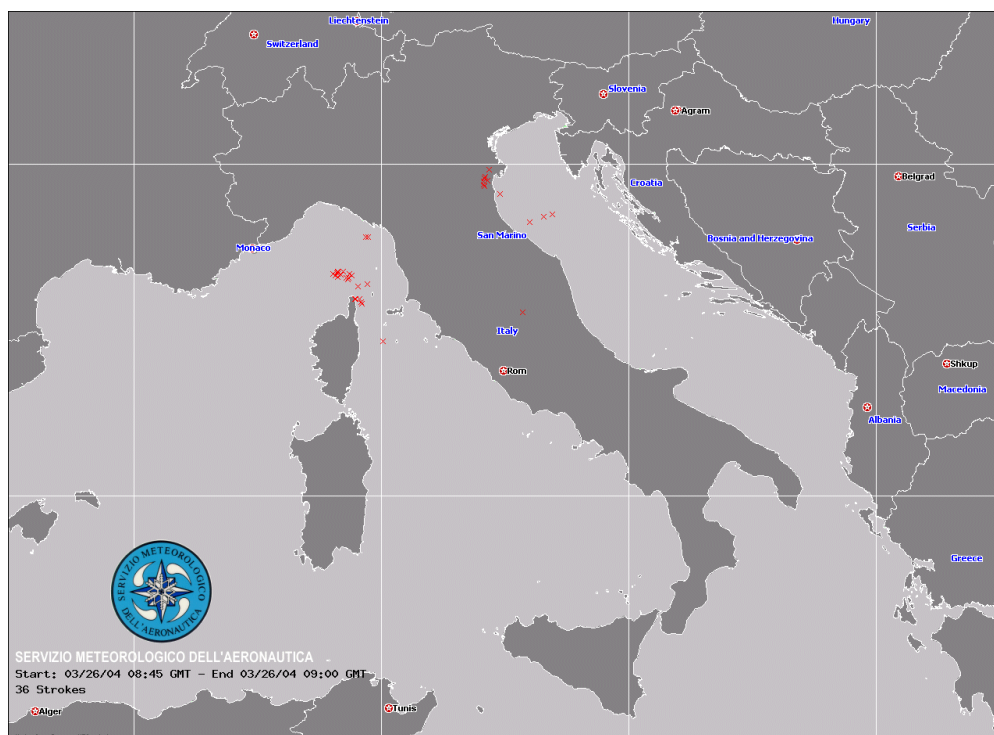


Figura 3.22: Immagine Lampinet del 26 marzo 2004 - finestra temporale 08:45 - 09:00 UTC (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Tenendo presente che la fenomenologia elettrica non è sempre correlata a precipitazioni, quando si osservano agglomerati (*cluster*) di più scariche si è sicuramente in presenza di attività convettiva di natura temporalesca. In relazione al rilevamento di scariche singole integrate nell'ultimo quarto d'ora, non inserite in un cluster ben definito, sono da ritenersi non necessariamente indicative della

presenza di una fenomenologia temporalesca. Per una valutazione obiettiva del fenomeno in atto è fondamentale il *matching* con le corrispondenti immagini da satellite nei diversi canali e con le immagini radar. Questo approccio multilaterale consente di identificare meglio le celle temporalesche attive, specialmente in presenza di strati nuvolosi particolarmente estesi e associati a perturbazioni complesse. Un'interpretazione ancora migliore si ottiene animando una sequenza di immagini. Il sistema Lampinet, allo scopo di fornire maggiore informazione, è integrato con ulteriori prodotti riferiti ad aree geografiche più dettagliate; in essi con gli indicativi ICAO vengono rappresentati i nuclei di osservazione al suolo e gli aeroporti significativi (Figura 3.23), evidenziando con un cerchio la rispettiva ATZ (raggio di 5 miglia intorno all'aeroporto, indispensabile per la navigazione aerea). L'immagine in dettaglio viene prodotta solo se vi è presenza di scariche nell'area geografica rappresentata. L'integrazione di questi prodotti è un utile complemento dell'immagine sull'area italiana che, al contrario, viene prodotta ogni quarto d'ora anche in assenza di scariche.



Figura 3.23: Immagine sistema Lampinet integrato del 20 marzo 2007 - 09:30 UTC (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.5 Il prodotto “Top delle Nubi” del Servizio Meteorologico dell’A.M.

Questo prodotto, da utilizzare a corredo della Nefodina e della Lampinet, fornisce la quota della sommità della nube attraverso una comparazione tra i profili verticali dell’atmosfera (ricavati dalle radiosonde, dai modelli matematici e dalla climatologia) ed i dati nel infrarosso dell’MSG. La procedura di calcolo si basa su uno screening iniziale dei dati IR per separare in modo oggettivo le

nubi dal suolo. Questa tecnica, in letteratura indicata con *maschera delle nubi*, è di particolare aiuto perché consente di filtrare la presenza di corpi freddi come le catene montuose e la neve. Una stima della tipologia della nube in base alla quota è riportata nella Tabella 3.3.

	BASE (metri)	SOMMITA' (metri)	NOTE
NUBI ALTE	6500-7000	> 10000	
Cirri			
Cirro/Strato – Cumuli			
Deep convention			Turbolenza, Ghiaccio, Precipitazioni intense
NUBI MEDIE		6500-7000	
Alto cumuli-strati			
Nembostrati			Ghiaccio, Precipitazioni intense
NUBI BASSE	50	2500-3000	
Cumuli di bel tempo	600	1500	Scarsa turbolenza
Cumuli congesti	600	2000	Turbolenza. mod e ghiaccio
Strato cumuli	800-1000	2000	Possibilità di pioviggine
Strati	50-200	600-800	

Tabella 3.3: Stima della tipologia della nube (base/sommità) in base alla quota (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

L'immagine è costituita da una legenda e da una rappresentazione della morfologia superiore delle nubi osservate; una scala di colori è utilizzata per differenziare le diverse temperature e quote. L'area analizzata è individuata da un cerchio centrato nel centro dell'immagine. Il prodotto viene aggiornato ogni 15 minuti. In Figura 3.24 è riportato un esempio d'analisi condotta su Cagliari, in cui si vede che la legenda riporta l'orario di osservazione del satellite, il sondaggio termodinamico con cui è stato effettuato il confronto per ottenere la quota della sommità della nube ed, infine, la quota e la temperatura della sommità delle nubi. L'impiego di questo prodotto può essere finalizzato per distinguere le strutture cellulari da quelle stratificate. Le strutture cellulari, come quelle in Figura 3.24, possono essere assimilate a nubi a sviluppo verticale. Quindi controllando la sommità della struttura (quota e temperatura) è possibile dedurre la fase della nube.

Nella Figura 3.24 si osserva una serie di nubi convettive a nord che si spingono oltre gli 8000 metri (viola), in cui si nota, inoltre, a ridosso della Sardegna la presenza di un oggetto, con temperatura al di sotto dei -44°C (intorno ai 10000 metri). Pertanto nella zona di interesse è già presente un'intensa attività convettiva che raggiunge la tropopausa. La presenza di altri oggetti cellulari nella zona consente di valutare (attraverso il confronto con le immagini temporalmente vicine) se l'attività convettiva è in fase di attenuazione o meno. Nella Figura 3.25 si osserva un altro impiego di questo prodotto: l'individuazione di nubi stratificate, con particolare interesse alle nebbie e agli strati bassi; nella fattispecie si può rilevare una copertura nuvolosa che non supera i 200 metri (colore ocra).

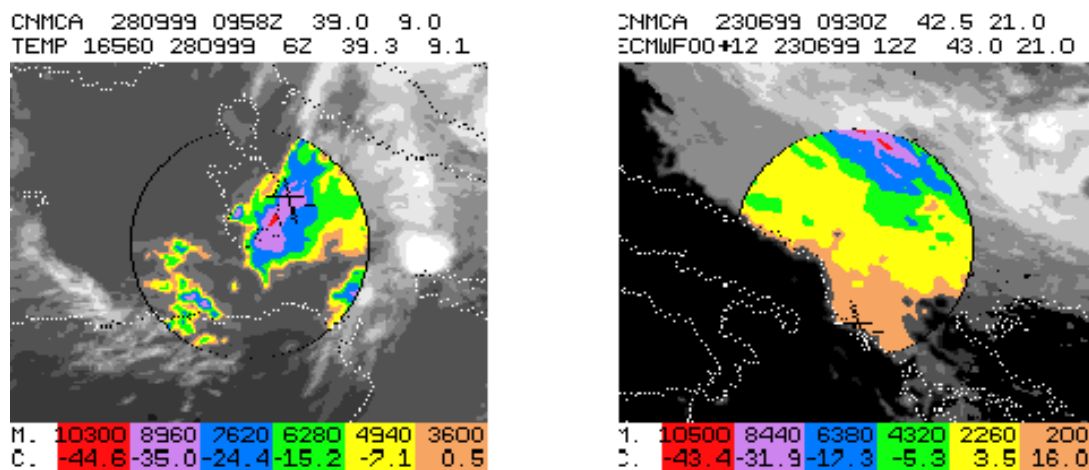


Figure 3.24 e 3.25: Nella Figura 2.24 (sinistra) è presentata l'analisi del "Top delle Nubi" condotta su Cagliari, mentre nella Figura 2.25 (destra) l'analisi rileva una copertura nuvolosa (colore ocra) che non supera i 200 metri (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.5.1 Limiti dell'algoritmo

Per un corretto impiego operativo del prodotto è necessario conoscere i limiti di questo prodotto dovuti alla maschera nuvolosa e alla trasparenza di alcune nubi.

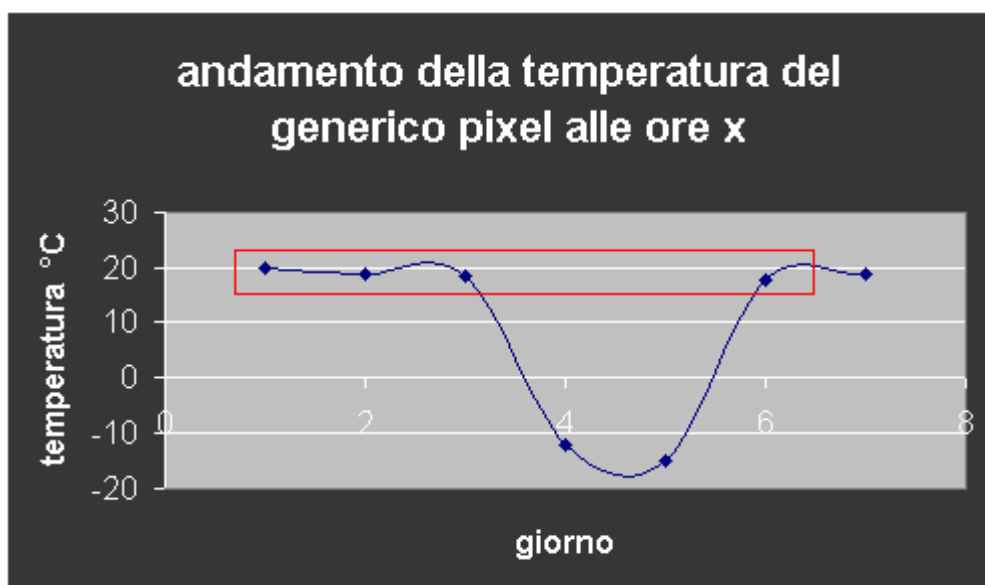


Figura 3.26: Tipica sequenza temporale della temperatura per un dato pixel ad un'ora definita, in cui il settore rosso definisce l'area di tolleranza intorno al valore più caldo della sequenza (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

La maschera delle nubi è il filtro che seleziona in modo oggettivo i corpi condensati. Questa lavora su una sequenza di sei giorni definendo per ogni elemento della scena e per ogni osservazione il valore di temperatura più caldo a cui può essere associato il sereno. In pratica per ogni pixel della scena al momento dell'osservazione è disponibile l'andamento della temperatura dello stesso pixel, al momento dell'osservazione, per i sei giorni precedenti, ovvero si assume che in questi sei giorni ci sia stato almeno una volta la condizione di sereno a cui si associa il valore più caldo della

sequenza. Il valore della temperatura del pixel osservato si confronta con la sequenza, se esso risulterà più freddo del valore di riferimento (a meno di una tolleranza), il pixel verrà considerato nuvoloso, viceversa se risulterà più caldo sarà considerato sereno. Nella Figura 3.26 è riportata una tipica sequenza temporale della temperatura per un dato pixel ad un'ora definita. Il settore rosso definisce l'area di tolleranza intorno al valore più caldo della sequenza. Il valore della temperatura del settimo giorno risulta confrontabile (nei limiti della tolleranza) con il valore più caldo della sequenza, pertanto il pixel verrà definito sereno. I valori del quarto e quinto giorno presentando valori più freddi della sequenza segnalano la presenza di un oggetto freddo sul pixel (nube). Questa tecnica è robusta e affidabile ma in presenza di alcune particolari condizioni può fallire. Nel caso di nebbie persistenti il segnale di riferimento più caldo non è il suolo bensì la nebbia, quindi in questi casi il sistema riconosce la nebbia come sereno dopo il sesto giorno. Nel caso di sequenze serene con suoli molto freddi (alba e mattino presto in inverno e primavera) il valore di riferimento del sereno può essere più freddo della temperatura di una nebbia di inversione (o starti caldi). Quindi in questi casi il corpo nuvoloso viene considerato sereno. Questo caso è facilmente riconoscibile quando si determina in prossimità delle coste perché si determina una netta discontinuità della struttura nuvolosa. Nel caso di brusche irruzioni fredde il suolo si presenterà più freddo della sequenza mostrando un valore inferiore alla soglia del sereno dettato dalla sequenza. Questa condizione confonderà il sistema che mostrerà il suolo freddo (ma sereno) come nuvoloso. Anche in questo caso l'evento è riconoscibile se in prossimità delle coste. La trasparenza delle nubi invece determina una sovrastima della temperatura del top della nube. Infatti in presenza di nubi sottili, quali i cirri, la radiazione osservata dal satellite è il contributo della radiazione emessa dalla nube e dal suolo. Quindi tanto più caldo è il suolo tanto più i Cirri presenteranno la sommità più calda della realtà. Questo fenomeno è ben visibile sul deserto. La contaminazione del suolo si riscontra inoltre nei pixel presenti ai bordi delle strutture nuvolose.

3.6 I prodotti compositi del Servizio Meteorologico dell'A.M. per il monitoraggio dei fenomeni convettivi

3.6.1 Scariche elettriche

Il prodotto presenta la sovrapposizione delle posizioni ed intensità delle scariche elettriche acquisite dalla rete di fulminazione Lampinet sull'immagine del METEOSAT di Seconda Generazione, in frequenza infrarossa. Il prodotto viene realizzato ogni 15 minuti. La legenda presenta il tempo delle osservazioni da satellite e delle scariche. Le scariche vengono rappresentate con una X nel caso di corrente negativa e con un + se positiva, mentre i differenti colori rappresentano gli intervalli di intensità di corrente registrate in kA. Il prodotto può essere utilizzato per individuare l'area dove è

presente l'attività elettrica delle nubi. Il prodotto è utilizzato per individuare l'area dove è presente l'attività elettrica delle nubi. Solitamente questa attività è collegata alla presenza delle correnti ascendenti delle nubi e quando caratterizzate da intensi moti verticali si genera una differenza di potenziale che innesca le scariche. Questo prodotto è quindi un indicatore della presenza di nubi convettive imponenti, che possono essere associate alle nubi temporalesche. Quindi tanto maggiore sarà il numero di scariche elettriche presenti, tanto maggiore è la probabilità che l'area sia interessata da un forte temporale. Di seguito, in Figura 3.27, è riportato il prodotto:

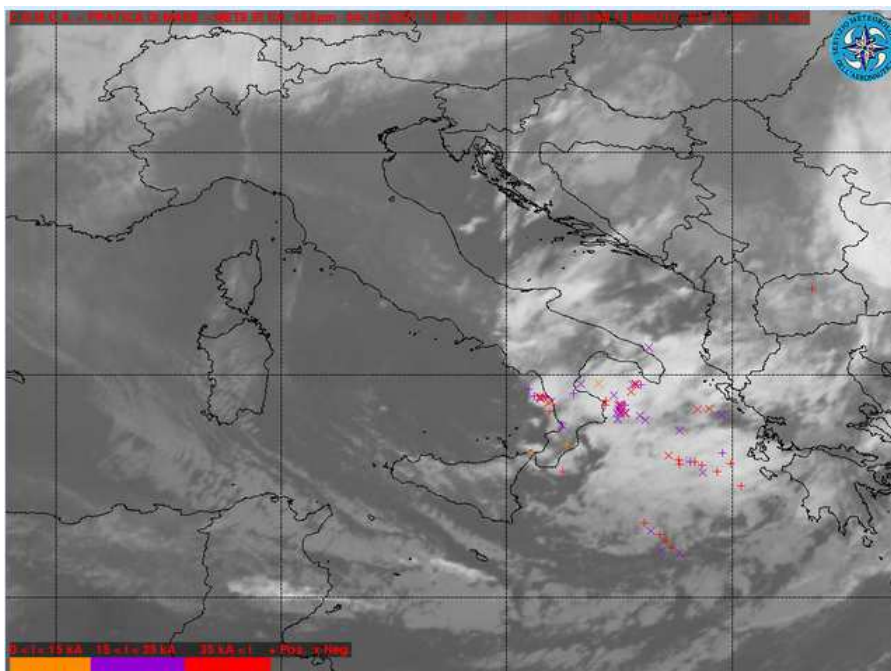


Figura 3.27: Immagine del prodotto composito MSG IR (10.8 μm)+Scariche Elettriche del 04.12.2007 - 14:30 UTC (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.6.2 Sovrapposizione dei dati satellitari, dati radar e scariche elettriche

3.6.2.1 Introduzione

I dati ottenuti dalla strumentazione a bordo dei satelliti e le informazioni ricavate dai radar meteorologici sono da considerare tra le fonti primarie per il monitoraggio dell'atmosfera e per il *nowcasting*. L'eterogeneità di informazione ricavata dalle due tipologie di strumentazione è dovuta alle differenti lunghezze d'onda della radiazione elettromagnetica analizzata dai satelliti e dai radar. Si è visto che i primi, operando in un range che varia dalle microonde sino alle lunghezze d'onda del visibile, forniscono principalmente informazioni sulle nubi e sui sistemi nuvolosi mentre i radar meteorologici sono strumenti attivi che emettono e ricevono radiazione a più bassa frequenza (campo delle microonde – λ di 5÷10 cm), risultando, quindi, più “sensibili” a particelle di dimensioni più grandi (gocce nella fase terminale dell'accrescimento o in via di precipitazione) e più adatti a rilevare le precipitazioni. È fondamentale prendere in considerazione, inoltre, le

osservazioni relative alle scariche elettriche rilevate dai sensori della rete Lampinet poiché, da un punto di vista fisico, sono ottimi indicatori dell'attività convettiva di natura temporalesca, essendo l'attività elettrica intensa associata a situazioni di forte convezione. Pertanto, le informazioni provenienti dai satelliti, dai radar meteorologici e dai sensori della rete Lampinet rappresentano aspetti complementari dell'osservazione remota dell'atmosfera. Da questo presupposto è nata l'esigenza di combinare queste tipologie di osservazioni in un unico prodotto grafico di sintesi, quale ulteriore supporto per i previsori nella fase di analisi e nowcasting.

3.6.2.2 Il prodotto grafico

Il prodotto grafico è il risultato dell'implementazione di un algoritmo di sovrapposizione dei dati di osservazione rilevati dalle tre diverse tipologie di sensori: radar (intensità di precipitazione), satellite (nuvolosità nel canale IR) e sensori della rete Lampinet (localizzazione spazio temporale delle scariche elettriche). Al fine di garantire, anche di notte, la continuità del flusso di informazioni di cui i previsori necessitano, questo prodotto viene generato con continuità ogni 30 minuti (corsa 00^{min} e 30^{min} di ogni ora), il periodo minimo per i tre tipi di scansione (Tabella 3.4).

Sensore	Dato	Frequenza della scansione
Radar	Riflettività => SRI (mm/h) (Surface Rainfall Intensity)	30 min
Satellite MSG (IR ch.10.8 micron)	Radianza => Nuvolosità	15 min
Rete Lampinet	Scariche elettriche	15 min

Tabella 3.4 Frequenza delle scansioni degli strumenti (radar, satellite e rete Lampinet) che implementano il prodotto composito (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Per la generazione del prodotto grafico finale si tiene conto della scansione satellitare relativa al periodo più prossimo a quello dell'acquisizione radar sulla medesima area di interesse, l'Italia. Infatti le osservazioni dallo spazio sono il risultato di una scansione dell'atmosfera da Sud a Nord e da Est a Ovest a partire dall'Equatore, con passaggio sull'Italia intorno alle hh. 25. Pertanto l'immagine da satellite con orario nominale hh.15 contiene, in realtà, dati acquisiti sul Mediterraneo intorno alle hh. 25. Le informazioni contenute nel prodotto di sintesi sono:

- la nuvolosità osservata dal satellite MSG nel canale IR a 10.8 micron, rappresentata in tonalità di grigio. Se questa informazione non è presente vengono utilizzate, in sostituzione di essa, solo due tonalità di grigio per distinguere rispettivamente l'area interna ed esterna alla copertura del segnale radar;
- l'intensità di precipitazione stimata dai radar del composito nazionale, rappresentata con un colore tra le tre possibili tonalità del blu (celeste, azzurro e blu) o del rosso (giallo, arancione e rosso) a seconda del valore numerico che essa assume. Il colore rosso è solitamente associato ad

una segnalazione di “pericolo” e nella fattispecie costituisce un *warning* per il previsore, sulla presenza di fenomeni di precipitazione molto intensi;

- le scariche elettriche rilevate dai sensori della rete Lampinet colorate in verde se rilevate nell'intervallo di tempo concomitante o immediatamente successivo all'osservazione radar (ad esempio dalle hh.30 alle hh. 45), colorate in nero se rilevate nell'intervallo di tempo immediatamente precedente all'osservazione radar (ad esempio dalle hh. 15 alle hh. 30). L'assenza di scariche elettriche nell'immagine può essere dovuta a due possibili situazioni: a) i sensori della rete Lampinet hanno rilevato segnale elettrico solo al di fuori dell'area riprodotta nell'immagine; b) i sensori della rete Lampinet non hanno rilevato alcun segnale elettrico (“attività elettrica assente”);
- il perimetro della copertura radar colorato in rosa, che costituisce un'indicazione importante ai fini della completezza dell'informazione da fornire al previsore; esso individua l'area di sovrapposizione delle tre tipologie di dati, al di fuori della quale non è possibile affermare se, nonostante la copertura nuvolosa e la presenza di scariche elettriche, sia presente pioggia o meno. Inoltre, il perimetro di quest'area dipende dai radar attivi al momento della scansione.
- la geografia (coste e confini nazionali) a cui è associata il colore biscuit.

Pertanto, il prodotto finale è il risultato della sovrapposizione dei dati radar su quelli satellitari (Figura 3.28) a cui a sua volta si sovrappongono ulteriormente, ove presenti, le scariche elettriche (Figura 3.29). Dall'analisi delle immagini, con o senza scariche elettriche, il previsore è in grado di stabilire se a una intensa attività elettrica corrispondano effettivamente intensi echi radar di precipitazione.

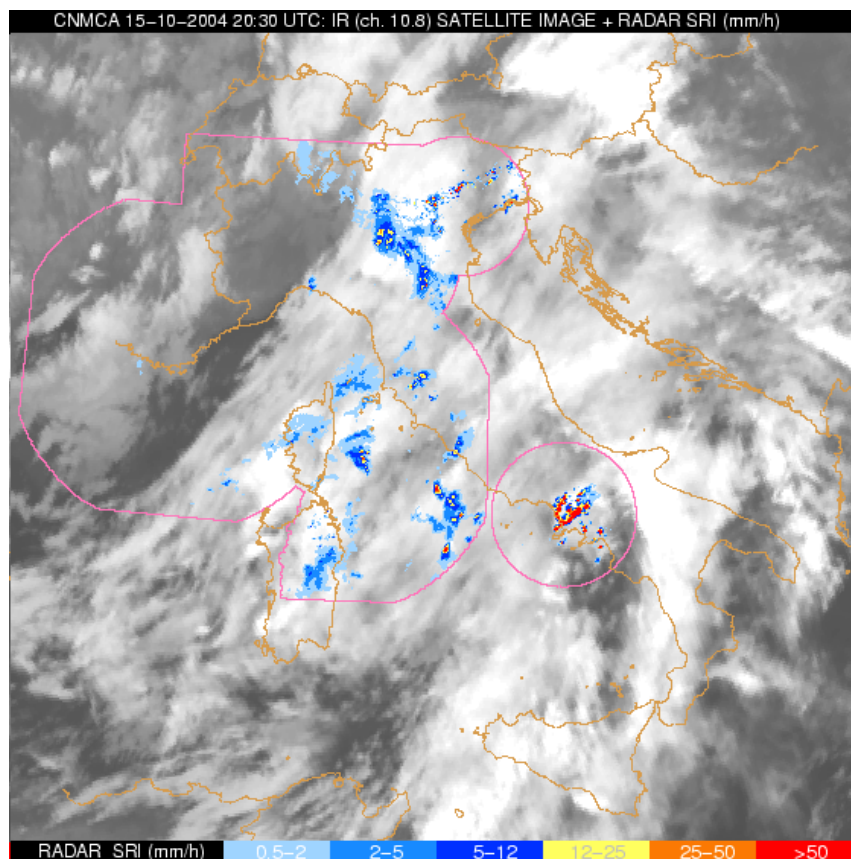


Figura 3.28: Immagine ottenuta dalla sovrapposizione dei dati *raster* di radar SRI (mm h^{-1}) e satellite (MSG ch. IR 10.8) del 15 Ottobre 2004 - ore 20:30 (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

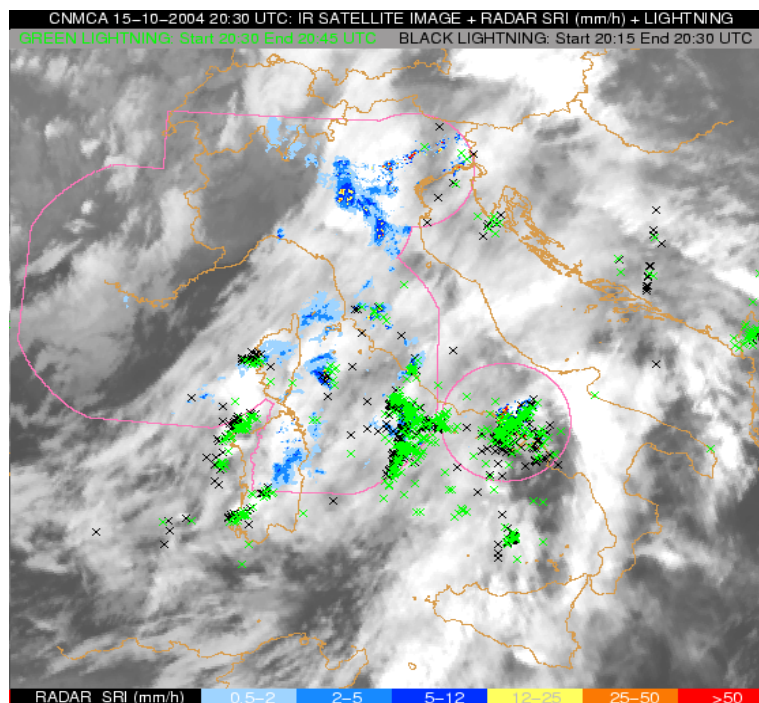


Figura 3.29: Immagine ottenuta dalla sovrapposizione dei dati *raster* di radar SRI (mm h^{-1}), satellite (MSG ch. IR 10.8) e scariche elettriche del 15 Ottobre 2004 - ore 20:30 (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.6.3 Composito fenomeni intensi

3.6.3.1 Introduzione

Il prodotto “Produzione Integrata – Composito Fenomeni Intensi”, distribuito attraverso il portale del Servizio Meteorologico dell’A.M. “Prometeo” è stato implementato per integrare numerosi dati satellitari allo scopo di veglia (Zauli 2009). Il prodotto, al contrario delle usuali mappe satellitari ove l’informazione è a livello di singolo pixel, restituisce informazioni simboliche per aree rettangolari con lato medio di 70 km. L’impiego della simbologia, la riduzione dell’informazione e la combinazione di più parametri, consente di impiegare la mappa per il monitoraggio degli eventi meteorologici significativi e finalizzare la decisione in tempi estremamente ristretti, come spesso richiedono le attività di natura operativa della FF.AA.

3.6.3.2 Impiego

Il prodotto integra i parametri ricostruiti con i dati satellitari riportati in Tabella 3.5.

PARAMETRO	Mappa corrispondente su Prometeo
Precipitazione	http://www.meteoam.it/modules.php?name=hsaf
CTH	NOWCASTING\Nubi\Top Nubi
CB	NOWCASTING\Nubi\NefoDina
Scariche elettriche	NOWCASTING\Lampi\Conteggio Scariche
Incendi	Non Disponibile
Neve	NOWCASTING\Nubi\Tipologia delle nubi

Tabella 3.5 Osservazioni riportate sulla mappa composita (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

La mappa “Composita”, per consentire una visione sinottica della fenomenologia, degrada la risoluzione dell’informazione. A titolo esemplificativo la quota della sommità delle nubi è classificata in soli tre differenti livelli di volo a cui corrispondono tre simboli associati. Questo comporta che ciascun parametro sia degradato dalla risoluzione nominale del pixel di partenza. In Figura 3.30 è stato riportato il prodotto “Tipologia di Nube” che identifica una serie di corpi condensati presenti sulla scena e la relativa degradazione effettuata su una singola classe di nubi. Dato che la lista di 10 oggetti del prodotto “Tipologia di Nube” potrebbe essere fuorviante per un *decision makers*, per il quale i parametri meteo sono soltanto degli indicatori che consentono o meno di dare il via alla missione, è stato scelto di selezionare soltanto alcuni parametri, di classificarli secondo esigenze per l’assistenza al volo e riprogettare l’informazione su un’area allargata.

Il “Composito” per la veglia è stato realizzato sulle quattro aree italiane: Nord, Centro, Sud e Sardegna; nelle Figure 3.31 si riportano alcuni esempi, in cui è riportata la legenda del fenomeno con le indicazioni di riferimento. In ciascuna immagine è presentato un grigliato bianco (costituito da crocette bianche) che evidenzia le aree dove è presente il fenomeno rappresentato dalla

simbologia. In Figura 3.31b nel quadrante sulla Sardegna meridionale sono identificate sia le nubi molto basse e compatte (con caratteristiche spettrali proprie della nebbia) sia le nubi con CTH (altezza nubi) compreso tra il suolo e 1400 metri. Tutti i quadranti privi di simboli rappresentano le aree dove nessun fenomeno della tabella 1 è stato identificato.

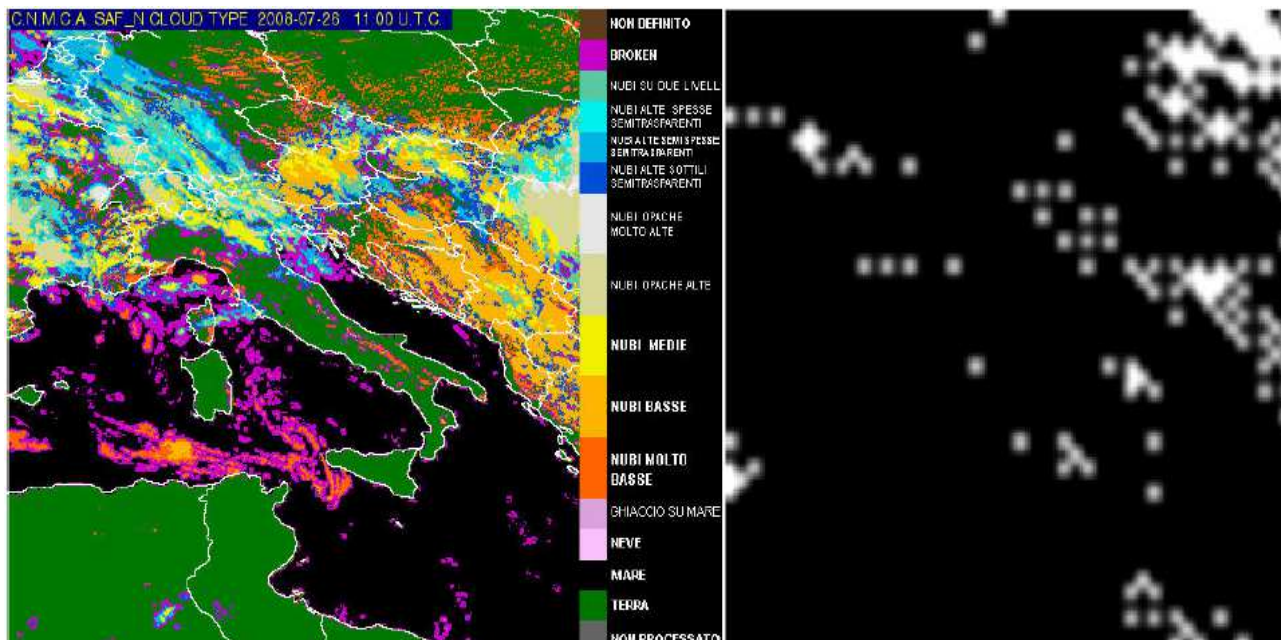


Figura 3.30: La figura mostra la mappatura areale dei parametri. A sinistra esempio della mappa Tipologia di Nube a destra la mappatura di una sola classe richiesta con risoluzione degradata di 51 volte rispetto quella iniziale (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).



Figura 3.31a: “Composito” sull'Italia settentrionale. Vasta area di nubi con CTH superiore ai 3600 metri. Presenza di neve al suolo sull'arco Alpino e sulla Corsica settentrionale. Fenomeni convettivi sul Trentino, Veneto, Marche ed Adriatico (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

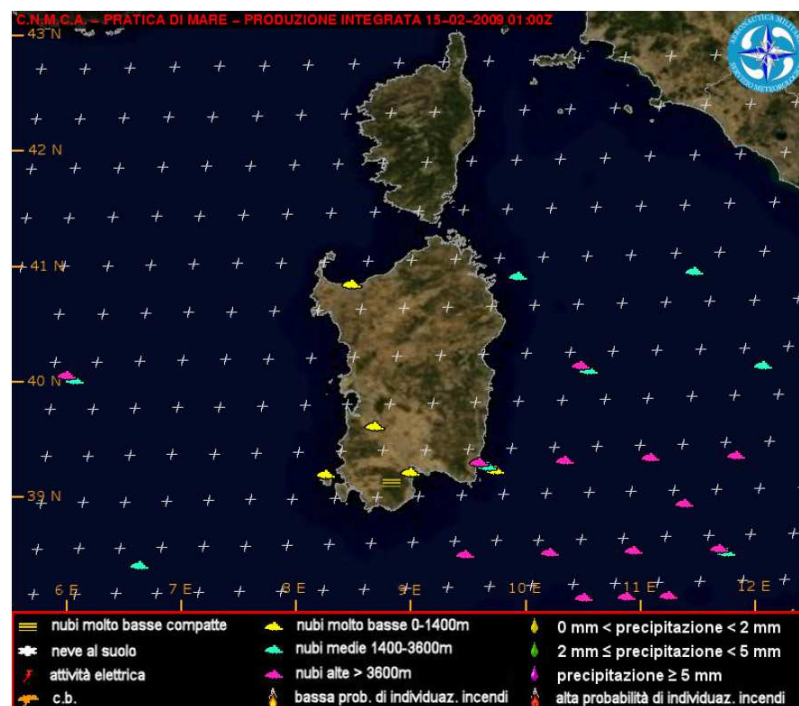


Figura 3.31b: L'assenza di simbologia all'interno dei quadranti bianchi rappresenta la mancanza dei fenomeni presenti in legenda (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

La rappresentazione degli incendi, dei fenomeni convettivi e delle scariche elettriche è riportata in modo puntuale, in cui il simbolo è posizionato esattamente dove è stato identificato il fenomeno. Pertanto, può accadere che in un singolo quadrante siano presentati più simboli identici (Figura 3.31c).

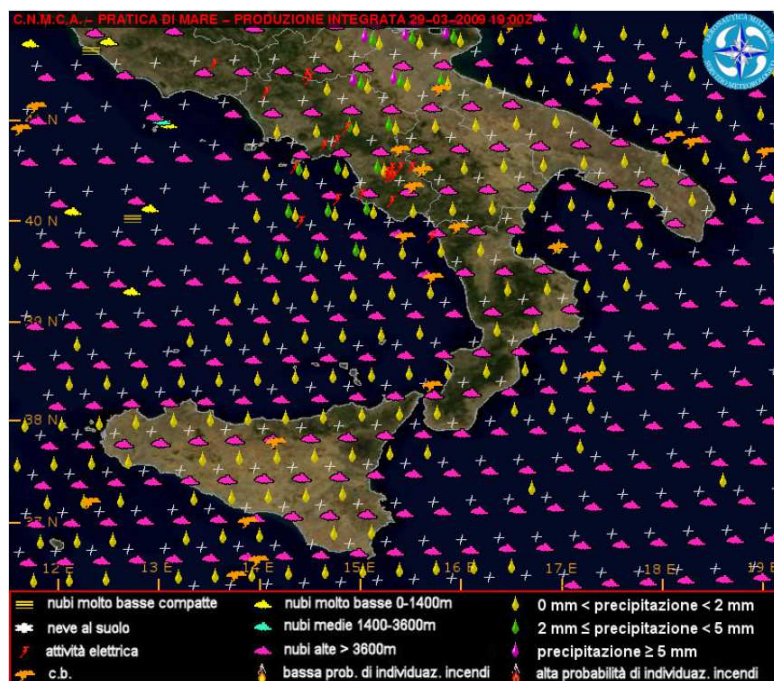


Figura 3.31c: Esempio di prodotto per l'Italia meridionale. Sulla Campania meridionale sono presenti contemporaneamente: CB, scariche elettriche, nubi medie e pioggia (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

3.7 Un ulteriore strumento: lo Stability Analysis Imagery (SAI) del Nowcasting SAF (NWCSAF)

Per il materiale scientifico su temporali e più in generale il supporto al nowcasting il CNMCA è anche “*leading centre*” per il programma EUMETSAT - HYDROLOGY SAF (*EUMETSAT Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management - HSAF*). L’obiettivo fondamentale dell’H-SAF è quello di fornire nuovi prodotti da satelliti con risoluzione spazio-temporale sufficiente a soddisfare le esigenze dell'idrologia operativa; tra i suoi prodotti principali si hanno:

- precipitazioni (liquido, solido, rateo, accumulato);
- umidità del suolo (a larga scala, alla scala locale, di superficie, in regioni boschive);
- parametri della neve (rilevamento, copertura, condizioni di fusione, acqua equivalente).

Inoltre, l’HSAF si propone di utilizzare ed implementare nuovi prodotti per la prevenzione delle inondazioni, frane, valanghe, e per la valutazione delle risorse idriche; l'attività comprende:

- modellazione *downscaling /upscaling* da campi osservati e campi previsti a livello di bacino;
- integrazione dei dati di derivazione satellitare con quelli delle reti radar e pluviometriche;
- assimilazione dei prodotti ottenuti via satellite in modelli idrologici;
- valutazione dell’impatto dei nuovi prodotti ottenuti via satellite sulle applicazioni idrologiche.

Intervallo in °C	Tonalità del colore	Livello di instabilità	Prob. dei temporali
LI > 11	Marrone	Condizioni estremamente stabili	Temporali improbabili
8 – 11	Marrone	Condizioni molto stabili	Temporali improbabili
4 – 7	Marrone	Condizioni stabili	Temporali improbabili
0 – 3	Marrone chiaro	Condizioni preval. Stabili	Temporali improbabili
-3 -- -1	Blu	Leggermente instabile	Temporali possibili
-5 -- -4	Verde	Instabile	Temporali possibili
-7 -- -6	Giallo	Molto instabile	Possibili temporali intensi
-12 -- -8	Rosso	Estremamente instabile	Possibili temporali violenti
LI < -13	Viola	Estremamente instabile	Possibili temporali violenti

Tabella 3.6: Classificazione dei valori del Lifted index - GFS (Global Forecast System) del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Senza entrare nel merito delle informazioni fornite da ognuno di questi prodotti, si prenderà in considerazione il prodotto per l’analisi di stabilità (*Stability Analysis Imagery – SAI*) del nowcasting SAF. Lo scopo essenziale del prodotto SAI è di fornire, nell’ambito delle applicazioni di nowcasting, una stima della stabilità atmosferica nelle aree serene utilizzando come indice potenziale il *Lifted Index* (LI). Esso è definito come la differenza di temperatura fra quella posseduta da una particella ascendente quando essa raggiunge il livello dei 500 hPa e la temperatura effettiva dell’ambiente sempre a 500 hPa: $LI = T_{obs}(500 \text{ hPa}) - T_{lifted}(500 \text{ hPa})$. Se tale differenza è

un numero negativo elevato, allora la particella sarà più calda dell'ambiente circostante e continuerà a salire. Essendo i temporali alimentati da intense correnti ascensionali, il LI risulta essere un buon indicatore del potenziale dell'atmosfera. Esistono diverse classificazioni dei valori assunti dal LI in relazione all'associata stabilità/instabilità atmosferica. Delle possibili soglie approssimate sono quelle riportate nella Tabella 3.6.

Sebbene esistano diverse classificazioni, è generalizzata l'assunzione che valori negativi del LI indicano condizioni di instabilità. Un valore pari a zero indica neutralità. LI dovrebbe essere usato solo durante la stagione estiva o nel settore caldo di una perturbazione delle medie latitudini poiché le masse d'aria non si sollevano nella zona fredda di una superficie frontale o all'interno di dense aree di aria polare. Il LI è da usare quando la troposfera ha il potenziale per produrre temporali con origini nel PBL (*Planetary Boundary Layer* o Strato Limite Planetario): più è negativo il LI è più alta è l'accelerazione potenziale che una particella d'aria avrebbe se sollevata al livello di libera convezione (LFC). LI non è utile in inverno poiché il PBL tende ad essere secco (bassi valori di T_{dp}) e freddo. LI, pur non raccordandosi bene con elevata convezione, forcing dinamico senza forcing termodinamico e sollevamento isentropico (in quanto può fornire indicazioni di stabilità a fronte di precipitazioni in troposfera in cui si manifestano i tre termini precedenti), non è da collegare rigidamente alla formazione di temporali ma può fornire ai previsori un'idea sul forcing convettivo. Se, poi, valori di instabilità del LI sono collegati ad alti valori di umidità relativa si può assumere che la troposfera sia prossima alla saturazione e quindi molto instabile. Un meccanismo di “*triggering*” come un fronte può essere in grado di produrre temporali e piogge intense in un ambiente così caratterizzato. Occorre tenere presente che i valori del SAFNWC LI tendono ad essere più instabili di quelli calcolati da radio-sondaggio quando ci sono strati di inversione nei bassi livelli. Inoltre, valori non realistici compaiono sopra il deserto africano di notte e nelle prime ore del giorno.

Il prodotto SAI utilizza le seguenti radianze del radiometro SEVIRI: 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 12.0 e 13.4 micron. Le aree di sereno dove il parametro SAI è calcolato sono identificate tramite l'output della *Cloud Mask* (il prodotto CMa del NWCSAF) e quindi tale dato è indispensabile per la generazione del prodotto SAI. Inoltre, affinché si abbia il calcolo del LI occorre anche che l'angolo zenitale del satellite ricada entro una soglia configurabile. La relazione tra i valori di radianza ed i valori calcolati del SAI dai profili verticali sono stati parametrizzati sotto la forma di un Percettrone a più strati (MLP).

L'output del prodotto SAI (Figura 3.32) è una immagine con il valore del Lifted Index nelle aree serene (con una opportuna legenda colorata da +11 C° a -13 C°) e la temperatura di brillantezza nel canale a 10.8 nelle zone nuvolose.

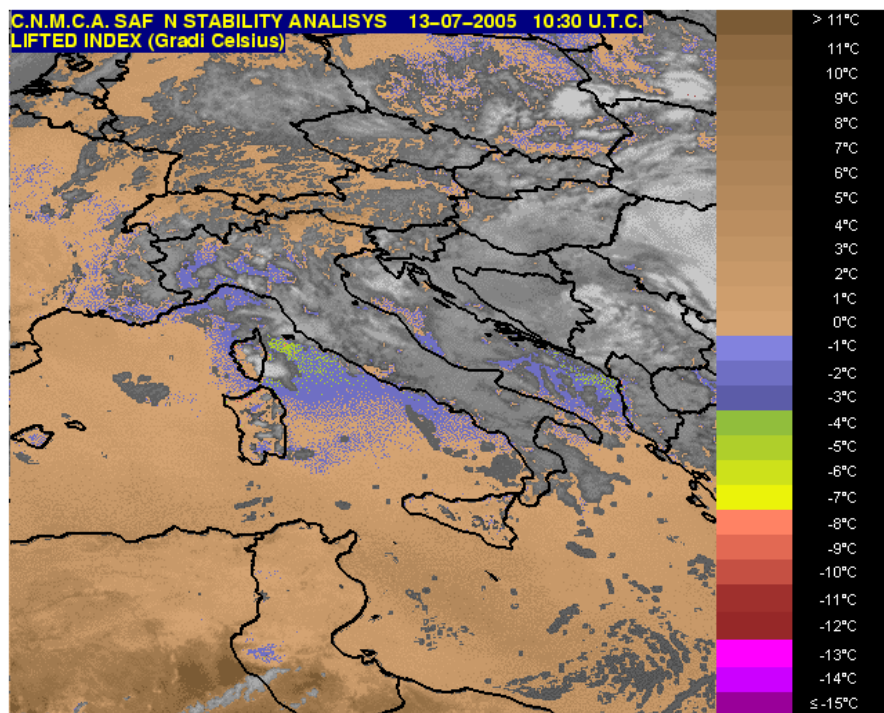


Figura 3.32: L'output del prodotto SAI (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

4 LE PREVISIONI PER IL VOLO

4.1 Considerazioni generali

Gli elementi fondamentali che concorrono alla formazione della previsione meteorologica sono:

- le osservazioni;
- i campi diagnostici e prognostici;
- il *background* professionale del previsore associato alla conoscenza del microclima di un territorio per le previsioni locali.

Per la navigazione aerea lo sviluppo della capacità previsionistica (all'atterraggio, al decollo, lungo la rotta e di BBQ) della meteorologia aeronautica risulta essere di basilare importanza, ed ancora un maggiore dettaglio di informazioni sono richieste per il volo militare (spettro della tipologia di nubi in relazione al livello di volo (Flight Level - FL), ceiling e top delle nubi, stato del mare, vento al traverso, ecc.). In questa dimensione i cumulonembi (CB) costituiscono un grave pericolo per l'aviazione a causa della possibilità di:

- grave turbolenza (*severe turbulence* – Tabella 4.1);
- formazione di ghiaccio (*severe icing* – Tabella 4.2 e Figura 4.1a-d);
- *micro-bursts*, dalle linee di groppo (squalls) o dai fronti di raffica (gust fronts) che genera una forte turbolenza nei bassi livelli (Figura 4.2.);
- fulmini (Figura 4.3.);
- alto contenuto di acqua liquida;
- grandine (Figura 4.4).

Regime	Vertical velocity			Turbulence
	(m/s)	~kt	~ft/min	
Small/medium Cumulus	1-3	2-6	200-600	Light
Towering cumulus	3-10	6-20	600-2000	Moderate
Cumulonimbus	10-25	20-50	2000-5000	Severe
Severe storms (eg in USA)	20-65	40-130	4000-13000	Extreme
Dry thermals	1-5	2-10	200-1000	Light/Moderate
Downdraughts	3-15	6-30	600-3000	Moderate/Severe
Downdraughts	up to -25	up to 50	up to 5000	Extreme

Tabella 4.1: Tabella delle tipiche correnti verticali dovute alla convezione.

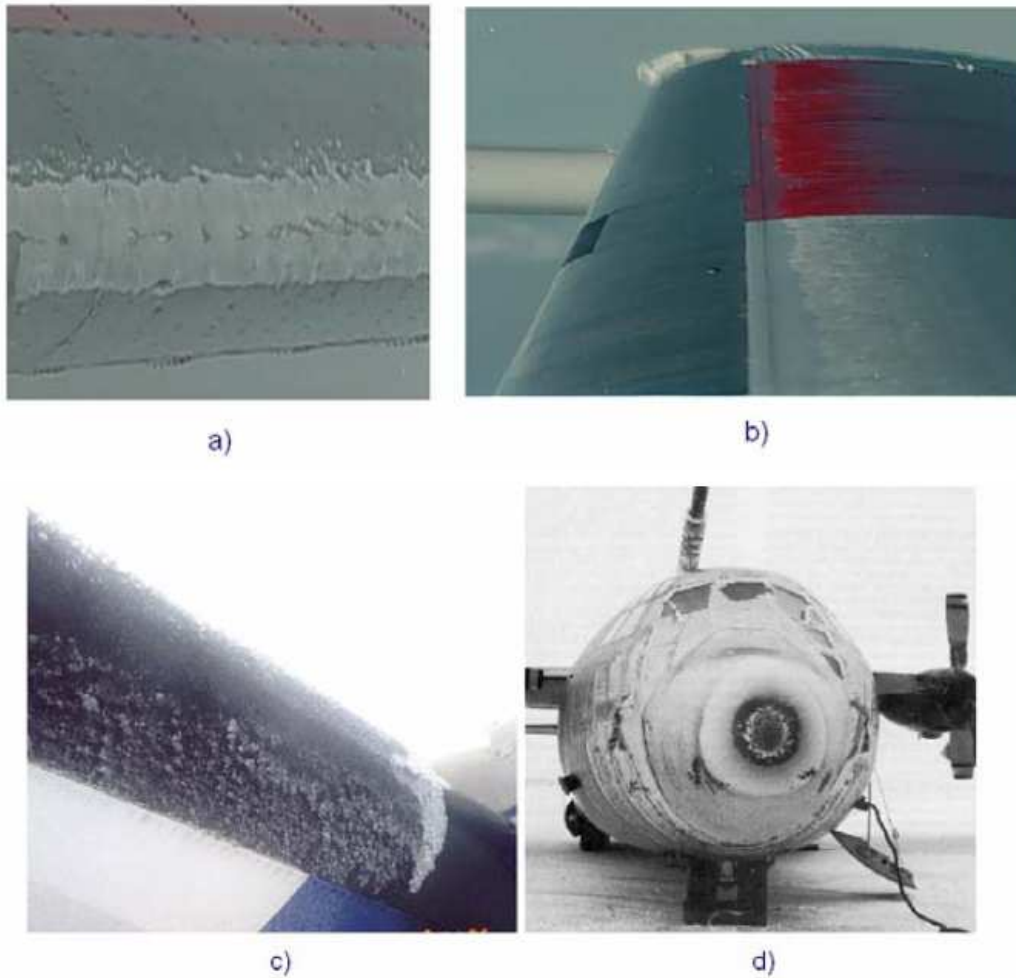


Figura 4.1: Esempi di ghiacciamento su aeromobili dovuti a: a) ghiaccio brinoso (*rime icing*); b) ghiaccio vetroso (*clear icing*); c) ghiaccio misto (*mixed icing*); d) pioggia gelata (*freezing rain*).

Cloud type	Probability of icing	Intensity of icing	Likely Type	Icing	Water content gm-3
CB	High	SEV	All		0.2– 4.0
CU	MOD/High	MOD/SEV	Clear		0.2-0.6
NS	High	SEV	All		0.2-4.0
SC, AC	MOD	Rarely more than MOD*	Mixed		0.1– 0.5
AS	Low	MOD/light	Rime		0.1– 0.3
ST	Low	Light	Rime		0.1– 0.5

Tabella 4.2: Tabella della probabilità/intensità di ghiaccio in relazione alla tipologia di nube. (*) Si noti che: a) il volo prolungato all'interno di una nube stratificata super-raffreddata può dare origine a un maggior grado di ghiaccio rispetto a quanto riportato nella tabella; b) gli stratocumuli (SC) possono talvolta dare inaspettatamente luogo a ghiaccio severo, soprattutto quando il velivolo si trova in uno strato al di sotto di 0°C e appena sotto un'inversione sul mare; esiste un rischio particolare in convezione “affogata”, e soprattutto in prossimità degli “overshooting” del top della nube: i piloti non riconoscono i cumuli affogati quando attraversano nubi stratificate. Inoltre, nelle nubi convettive si possono osservare ratei di accrescimento del ghiaccio molto elevati e particolarmente pericolosi.

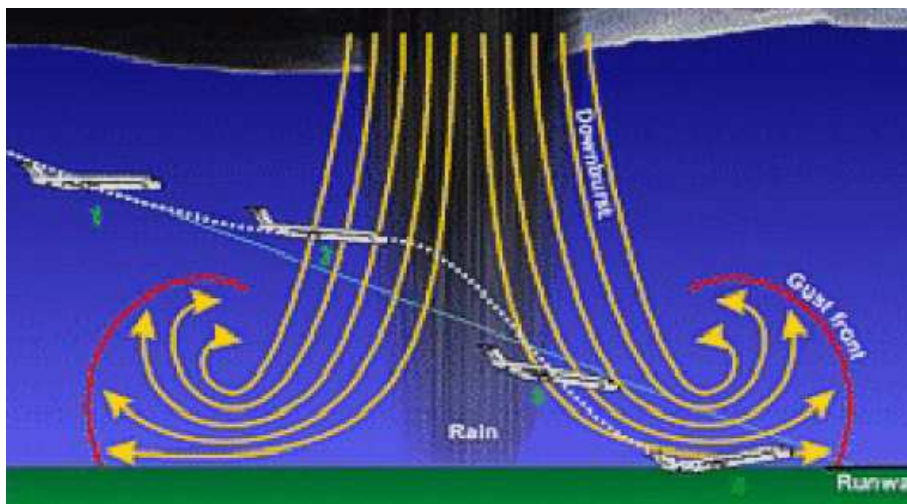


Figura 4.2: Effetto sul volo del wind shear: le correnti ascendenti e discendenti determinano una rapida variazione della componente longitudinale del vento. La discesa delle precipitazioni dal CB trascina con sé una colonna d'aria fredda: l'aria impatta con il suolo e si espande lateralmente formando il fronte delle raffiche (*gust front*). Il fronte si incunea sotto l'aria calda richiamata dal basso dal CB; pertanto, lungo il *gust front* il velivolo incontra forti variazioni di vento.



Figura 4.3: Aereo civile colpito da un fulmine.



Figura 4.4: Aereo militare dopo l'esposizione alla grandine.

Dato che i cumulonembi possono generare questi diversi tipi di pericoli non devono mai essere sottovalutati e i piloti degli aeromobili dovrebbero evitare sempre di volare in zone con una rilevata

presenza di CB, soprattutto quando nascosti o “affogati” in nubi stratificate (EMBEDDED CB CLOUDS). D’altro canto, anche i meteorologi devono essere sempre a conoscenza degli scenari sinottici tipici in grado di generare attività temporalesca.

La possibilità di prevedere le caratteristiche del tempo associato ai fenomeni convettivi dipende dal loro ciclo di vita che è strettamente connesso alla scala a cui essi sono correlati. La scala sinottica determina le condizioni ambientali necessarie affinché la convezione possa svilupparsi. Inoltre, l’innescò del processo che dà luogo allo sviluppo di fenomeni temporaleschi è molto spesso legato alle caratteristiche climatologiche a scala locale (orografia, fronti di brezza, evoluzione dello strato limite, ecc.). In questo contesto sia le previsioni schedulate (TAF o TAFOR) che quelle “*on event*” (avvisi) sono indispensabili per la pianificazione del volo, anche se un sistema di previsioni strutturato sulla base di emissione di avvisi, da diffondere solo in caso dell’effettiva insorgenza dei fenomeni convettivi, appare più aderente alla realtà dei processi fisici che li determinano. D’altra parte la possibilità di emettere avvisi in grado di allertare l’utenza sull’incipiente insorgenza di fenomeni convettivi e sulla loro probabile evoluzione presuppone, oltre che un continuo monitoraggio dell’atmosfera attraverso le reti osservative, soprattutto quelle basate sul telerilevamento, una sorta di forma di conoscenza “a priori” delle condizioni ambientali in cui gli eventi temporaleschi si generano e si sviluppano.

4.2 Previsioni schedulate

I modelli numerici di previsione forniscono con una data risoluzione i valori delle grandezze meteorologiche nell’atmosfera. Dai profili verticali si possono avere informazioni sulle condizioni ambientali che possono caratterizzare lo sviluppo di fenomeni. È ragionevole schedulare la previsione ogni 12 ore per una validità di 24 ore al fine di segnalare le possibili aree di sviluppo convettivo e descrivere l’evoluzione dell’eventuale fenomenologia convettiva in corso. È evidente che sono deducibili solo quelle informazioni sui fenomeni convettivi che hanno un ciclo di vita confrontabile con quello della scala di previsione (MCS, sistemi convettivi associati ai fronti, ecc.); infatti, dall’evoluzione delle condizioni a scala sinottica è possibile dedurre lo sviluppo e il movimento di questi sistemi individuando le regioni associate a fenomenologia più intensa (piogge, venti a raffiche, grandine, ecc.). Il primo step da realizzare, quando la convezione non è ancora iniziata, è quello di individuare le possibili aree in cui essa può avere luogo nelle immediate ore successive e valutare l’energia disponibile per stimare l’intensità dei fenomeni che possono verificarsi. Su queste aree occorre, quindi, valutare la probabilità di sviluppo temporalesco sulla base dei possibili meccanismi d’innescò associabili alle configurazioni sinottiche e sub sinottiche, generalmente, molto bene rappresentate dai modelli di simulazione numerica.

4.2.1 Previsione dell'area di sviluppo

Si è visto, in sintesi, che esistono due principali meccanismi che causano lo sviluppo di un intenso temporale: l'instabilità potenziale e la convergenza alla mesoscala; si comprende che per valutare le possibilità di un'intensa convezione occorre stimare l'instabilità potenziale ed identificare i possibili meccanismi di sollevamento. Uno strato di aria costituito da aria caldo-umida nei bassi livelli di aria fredda in quota, con uno strato di aria secca appena al di sopra dello strato umido, è potenzialmente instabile. L'aria secca contribuisce, anche, alla formazione e all'intensificazione delle correnti discendenti (raffreddamento per evaporazione); inoltre, lo shear verticale del vento, escludendo il caso della cella singola, assicura che il temporale si propaghi in modo tale da implementare il flusso entrante di aria umida nei bassi strati e la forma del profilo dello shear verticale del vento, come visto nel secondo capitolo, determina la struttura del sistema.

Gli indici d'instabilità, che si determinano da un sondaggio termodinamico o dai dati previsti da un modello numerico, sono una combinazione di informazioni di temperatura (gradiente termico verticale) e di umidità della bassa e media troposfera e costituiscono una misura dell'instabilità. Le nubi temporalesche sono infatti generate da intense correnti ascendenti di masse d'aria satura. Pertanto, essi sono utili per localizzare le aree di elevata instabilità e di potenziale sviluppo convettivo.

4.2.1.1 Indici di instabilità

Tra gli indici più utilizzati per stimare la probabilità di intensa convezione abbiamo l'*indice di Whiting* (o indice K) dato dalla somma di tre termini:

- $L = T_{850} - T_{500}$, differenza di temperatura tra la superficie isobarica a 850 hPa e quella a 500 hPa;
- $D = T_{d850}$, temperatura di rugiada a 850 hPa;
- $E = (T - T_d)_{700}$, differenza tra temperatura e temperatura di rugiada a 700 hPa; questo termine misura la possibilità che aria secca, nella media troposfera, si mescoli alla colonna ascendente di aria satura, diminuendo l'umidità e bloccando la convezione (*entrainment*);

quindi si ha $K = L + D - E = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700}$, in cui si osserva che alti valori dei primi due termini favoriscono i moti convettivi ascendenti e quindi la formazione di nubi temporalesche, mentre quanto più è grande E , tanto più la convezione è improbabile (Peirolo e Rotella 2007). L e D compaiono quindi nell'indice K con segno positivo, mentre E ha segno negativo. In generale, si hanno condizioni di stabilità per $K < 15$, condizioni di instabilità potenziale medio-bassa per $15 \leq K \leq 25$ e condizioni di instabilità potenziale medio-alta (maggior rischio di temporali) per $K > 25$. Affinché si inneschi la convezione, il profilo termodinamico deve essere reso ulteriormente

instabile ad opera di uno o più dei seguenti fattori: riscaldamento dei bassi strati (*fattore termoconvettivo*); sollevamento della massa d'aria su un pendio (*fattore orografico*); sollevamento sopra un'altra massa d'aria più fredda (*fattore frontale*). In base al fattore predominante nella loro genesi, i temporali vengono classificati in *termoconvettivi*, *orografici* o *frontali*. Limitandosi alla distinzione fra temporali termoconvettivi e frontali (ipotesi di stazioni meteorologiche in pianura Padana), si suppone che i primi siano i più 'prevedibili' avvalendosi degli indici di instabilità, in quanto le avvezioni termiche sono deboli o assenti e la colonna d'aria mantiene inalterate le sue caratteristiche termodinamiche nelle ore successive al sondaggio (fatta eccezione per il riscaldamento nei bassi strati). Viceversa, i temporali frontali sono caratterizzati da forti avvezioni termiche che alterano completamente il profilo termodinamico fornito dal sondaggio, e sono la principale causa della convezione. È ragionevole pensare che, per la previsione di questo tipo di temporali, siano più utili gli output dei modelli matematici e le carte di analisi sinottica e frontale. Vi è, però, un indice che, oltre all'instabilità della colonna d'aria, tiene conto delle situazioni sinottiche favorevoli allo sviluppo di temporali intensi: l'*Indice Sweat* (SW), acronimo di *Severe Weather Threat*, introdotto negli USA per la previsione dei tornado. L'*Indice Sweat* è dato dalla somma di due termini: $SW=H+V$, in cui il primo termine misura l'instabilità sulla base del gradiente termico e dell'umidità nei bassi stati, analogamente ai termini L e D dell'*Indice di Whiting*, mentre il secondo è invece funzione del vento a 850 e a 500 hPa. Senza soffermarsi in dettaglio sulla formulazione matematica di H , in quanto non si vuole utilizzare l'*Indice Sweat* come strumento previsionistico, ma la sua componente W per distinguere il tipo di temporale, è possibile scindere ulteriormente W in due termini W_f e W_d , funzioni rispettivamente di velocità e direzione dei venti: $W=W_f+W_d$. Se f_8 è la velocità del vento in nodi a 850 hPa, d_8 la sua direzione, f_5 è la velocità del vento in nodi a 500 hPa, d_5 la sua direzione, $\Delta\Omega=d_5-d_8$, si ha che:

$$W_f=2f_8+f_5 \text{ e } W_d=\begin{cases} 125(\sin\Delta\Omega+0.2) & \text{se } B=\text{vero} \\ 0 & \text{se } B=\text{falso} \end{cases} \quad (4.1)$$

La variabile logica è definita come di seguito:

$$B=(130^\circ < d_8 < 250^\circ) \text{ AND } (210^\circ < d_5 < 310^\circ) \text{ AND } (\Delta\Omega > 0) \text{ AND } (f_8 > 15) \text{ AND } (f_5 > 15) \quad (4.2)$$

In Figura 4.5 si osserva che $B=\text{vero}$ nei casi di forte baroclinicità e forti avvezioni termiche, condizioni cui sono associati intensi temporali di tipo frontale. In tali casi, W assume valori elevati. Fissato un opportuno valore soglia W_{th} , si può ritenere che, quando $W < W_{th}$, il fattore frontale sia debole e, se si verifica il temporale, questo possa essere classificato come termoconvettivo. In questo modo è possibile escludere quelle situazioni in cui il fattore frontale è consistente, e verificare se, in tal modo, il valore previsionistico dell'*Indice di Whiting* aumenta.

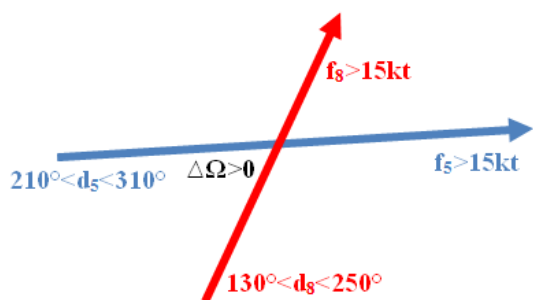


Figura 4.5: Direzioni e intensità del vento a 850 e 500 hPa per le quali la variabile logica B è vera, con conseguente incremento nel valore di W.

L'Indice di Whiting, al pari degli altri indici di instabilità, è tipicamente utilizzato per una previsione deterministica binaria (indice binario): fissato un valore di soglia K_{th} , si confronta il valore di K ricavato dal sondaggio con quello di soglia: se $K < K_{th}$, non si prevede temporale, mentre invece lo si prevede se $K \geq K_{th}$. Analogamente, si hanno solo due possibili eventi: nell'area e nel periodo di tempo considerati si è verificato almeno un temporale; nell'area e nel periodo di tempo considerati non si è verificato alcun temporale. Le frequenze assolute di ogni possibile coppia previsione-osservazione vengono riunite nella Tabella di contingenza 4.3. Si possono utilizzare come indici statistici per la verifica delle previsioni l'Hit Rate $H = (a/a+c)$, ovvero il rapporto fra il numero di volte in cui l'evento è stato previsto ed osservato e il numero totale di volte in cui è stato osservato e il False Alarm Ratio $FAR = (b/a+b)$, che rappresenta il quoziente tra il numero di casi in cui l'evento è stato previsto ma non osservato e il numero totale dei casi in cui l'evento è stato previsto.

		Osservazione		
		SI	NO	
Previsione	SI	a	b	a+b
	NO	c	d	c+d
		a+c	b+d	n=a+b+c+d

Tabella 4.3: Tabella di contingenza per una previsione deterministica binaria. L'evento temporalesco è stato previsto ed osservato a volte, previsto e non osservato b volte, non previsto ma osservato c volte, non previsto e non osservato d volte; normalizzando i valori rispetto alla loro somma n si ha la distribuzione congiunta di probabilità.

Indicando con la variabile $G=H-FAR$ l'indice complessivo della bontà della previsione, quest'ultima sarà tanto migliore quanto più avrà un elevato H e un basso FAR . Tra i "difetti" dell'indice K (e in generale degli indici d'instabilità), ci si limita a osservare che una combinazione lineare con peso uguale di tre fattori non è certo il modo migliore per tener conto delle loro complesse interazioni nel favorire la convezione. D'altro canto, anche prevedere i temporali basandosi solo sugli output da modello (mappe o meteogrammi di precipitazioni convettive ed estensione verticale delle nubi convettive) presenta notevoli controindicazioni in termini di precisione. Inoltre, poiché la distinzione delle precipitazioni in "convettive" e "a larga scala" dipende dal passo di griglia e dagli schemi di "parametrizzazione", gli output variano al variare di

questi fattori. Per questo è fondamentale finalizzare l'attività di ricerca alla realizzazione di un vero e proprio *post-processing* da modello. Si tratta, cioè, di ottimizzare statisticamente la previsione a breve termine di temporali in una determinata area tenendo conto di tutte le informazioni disponibili: il più recente sondaggio termodinamico reale sull'area in questione, i sondaggi previsti da modello su quell'area nelle ore successive, i valori di precipitazioni convettive previsti da modello nelle ore successive, l'estensione verticale delle nubi convettive prevista da modello nelle ore successive, i valori di divergenza, vorticità e velocità verticale previsti da modello nelle ore successive, i valori osservati al suolo e in quota e valori previsti da modello al suolo e in quota su aree circostanti al fine di tenere conto della situazione sinottica generale. Questo tipo di approccio alla previsione dei fenomeni convettivi, quanto più implementato, tanto più permette di passare dalla tradizionale previsione basata su indici d'instabilità a una previsione di tipo statistico, basata sulla combinazione, anche non lineare, di tutte le variabili disponibili.

Altri indici d'instabilità diffusi, oltre il *Liftet Index* già visto nel capitolo precedente, sono:

- *Showalter (SH)* = $T_{500} - T_{850-500}$, per cui si ha $SH > 2$ condizioni di stabilità, $-4 \leq SH \leq 2$ condizioni di instabilità potenziale medio-bassa e $SH < -4$ condizioni di instabilità potenziale medio-alta;
- $KO = \frac{1}{2}(\vartheta_{e500} + \vartheta_{e700}) - \frac{1}{2}(\vartheta_{e700} + \vartheta_{e1000})$, per cui si ha $KO > 2$ condizioni di stabilità, $-4 \leq KO \leq 2$ condizioni di instabilità potenziale medio-bassa e $KO < -4$ condizioni di instabilità potenziale medio-alta;
- $SWEAT (SW) = 12T_{d\ 850} + 20(TT - 49) + 2ff_{850} + ff_{500} + 125(s + 0.2)$, dove TT è il total-total index definito come $T_{850} + T_{d\ 850} - 2T_{500}$, ff_{xxx} è la velocità del vento in nodi a xxx hPa, s è il seno dell'angolo tra la direzione del vento a 500 hPa e a 850 hPa; l'indice *SWEAT (Severe Weather ThrEAT index)* è indicato nel caso di forti instabilità, dove valori $\geq 300-350$ indicano alta probabilità di condizioni estreme.

I valori degli indici appena visti dipendono criticamente da fattori diversi, quali la configurazione del territorio, la stagione dell'anno, ecc., pertanto, sarà cura del previsore locale stabilirne il grado di confidenza ai fini della valutazione dell'instabilità potenziale termodinamica. Come già scritto, le aree d'instabilità in corrispondenza di zone di sollevamento dinamico alla scala sinottica o alla mesoscala (onde corte in quota, massimi della corrente a getto, ecc.) o di zone di convergenza alla mesoscala (fronti di brezza, ecc.) o, ancora, causate dal rimescolamento nei bassi strati (sollevamento diurno dello strato limite) sono quelle con maggiore probabilità di sviluppo convettivo.

4.3 Previsioni “on event” (o avvisi)

In molti casi i dati utilizzati per le previsioni sono resi disponibili su scale spaziali e temporali molto maggiori di quelle dei fenomeni. Accade spesso che il comportamento alla mesoscala sia ricavato dalle osservazioni a scala più grande sulla base di ragionamenti fisici e dell'esperienza. In questa fase i sistemi di osservazione utilizzati correntemente per questa scala di fenomeni comprendono le immagini radar in tempo reale con alta risoluzione spaziale, le immagini satellitari e i dati sinottici (analisi, radiosondaggi). La disponibilità di questi dati fornisce la possibilità di emettere la previsione dello sviluppo iniziale e della crescita di un sistema convettivo su una località specifica. In relazione alle variazioni osservate, previo continuo monitoraggio dello stato dell'atmosfera, si aggiornerà contestualmente la previsione fornita, tenendo sempre presente i possibili meccanismi di innesco della convezione; quest'ultima può attivarsi in corrispondenza di zone di convergenza sul fronte della brezza, dei contorni dei flussi uscenti dei sistemi convettivi già in atto, della convergenza di umidità nello strato limite e degli effetti termici e orografici. Per l'individuazione del meccanismo di innesco di un fenomeno convettivo occorre integrare gli schemi concettuali con i dati sinottici e le osservazioni radar e da satellite. La localizzazione spaziale e temporale esatta della convezione profonda e successivamente del sistema temporalesco è basilare per la previsione degli eventi alluvionali istantanei (*flash floods*) e costituisce uno dei principali *target* della previsione a brevissimo termine (*nowcasting*). Inoltre la tempestiva classificazione del temporale che può evolvere in una data località di interesse, funzione del profilo del vento dell'ambiente, permette di effettuare previsioni maggiormente affidabili sul suo sviluppo e sulla sua propagazione.

4.3.1 Previsione dello sviluppo iniziale

Per localizzare l'avvio della convezione occorre monitorare in continuo, per mezzo delle reti osservative, le aree di instabilità. Quindi, le previsioni schedate possono essere corredate e perfezionate nel dettaglio dei campi forniti con le informazioni ricavate dagli *pseudosondaggi*, ovvero radiosondaggi modificati con le ultime osservazioni in superficie. Contestualmente occorre controllare eventuali meccanismi di innesco identificando eventuali fenomeni precognitori, come ad esempio le aree di cumuli crescenti (TCU o cumuli torreggianti a crescente sviluppo verticale) con l'ausilio del satellite e della nefoanalisi oppure le linee di convergenza nello strato limite osservate tramite radar. In relazione allo sviluppo iniziale di celle convettive occorre prendere in considerazione:

- le aree di forte instabilità e di elevata umidità nei bassi strati (elevati valori di θ_e), a cui si sovrappongono strati più secchi, identificabili con pseudosondaggi o immagini da satellite);

- le situazioni sinottiche (saccatura in quota, massimi di vento del getto, ecc.) e le caratteristiche locali che le favoriscono, utilizzando le immagini satellitari;
- le zone di convergenza in superficie preesistenti (fronti, regioni di nubi cumuliformi, fronti delle raffiche, ecc.) osservabili tramite radar o satellite;
- lo sviluppo imponenti di cumuli per mezzo della moviola delle immagini satellitari prima ancora di rilevare echi radar.

In definitiva per la previsione dello sviluppo della convezione profonda e del conseguente temporale occorre prendere in considerazione i dati sinottici e i dati telerilevati. Si è visto nel secondo capitolo che la tipologia di temporale è fortemente dipendente dallo shear verticale del vento, soprattutto nei primi 6 km, ma è anche influenzata da cause termodinamiche. Pertanto, è basilare coniugare entrambi questi due aspetti delle condizioni ambientali. A questo scopo è utile utilizzare il *numero di Richardson R* (Weisman and Klemp 1984), una grandezza definita come segue:

$$R = \frac{CAPE}{(1/2) \cdot (\Delta U)^2} \quad (4.3)$$

dove ΔU è una misura dello shear verticale del vento calcolato considerando la differenza tra il vento medio pesato dalla densità sui primi 6 km del profilo e un vento rappresentativo dello strato superficiale (vento medio nei primi 500 metri). Le osservazioni e i risultati dei modelli di simulazione suggeriscono che la crescita di multicelle è favorita per $R > 30$ e la crescita di supercelle per $10 < R < 40$. Dato che piccoli valori di CAPE ($< 1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) e moderati valori di ΔU determinano valori di R rientranti nell'intervallo delle supercelle, anche se quest'ultime poi non si realizzano, può risultare utile, per discriminare le eventuali supercelle, determinare R a partire dallo pseudosondaggio.

4.3.2 Previsione dell'evoluzione

In linea di massima quando si manifestano i prodromi dell'attività convettiva, come ad esempio l'osservazione da satellite di aree con temperature del top delle nubi decrescenti, in una zona precedentemente selezionata come area di potenziale sviluppo temporalesco, si procede poi a ricercare in essa i primi echi radar ed eventuali scariche elettriche. Con le immagini radar si riconoscono eventuali variazioni nella forma, nell'orientazione e nella velocità del sistema, per poi identificare rapidamente i nuovi echi che si sviluppano nelle posizioni potenzialmente pericolose. L'osservazione delle immagini PPI di riflettività è utile per riconoscere la posizione relativa all'eco, la sua forma, le discontinuità, il movimento e l'intensità; ancora maggiore attenzione deve essere posta sui gradienti di riflettività, alle BWER e alle forme particolari di eco (uncino, ecc.) associati ai

sistemi con la fenomenologia più intensa. Usualmente si possono considerare significative le immagini radar con echi di durata superiore ai quindici minuti. Con le immagini RHI si trovano le altezze, le WER, le bright band, gli echi a sporgenza, ecc.. Le misure, invece, derivate dal radar Doppler forniscono indicazioni sul flusso del vento, permettendo di identificare mesocicloni, tornado, downburst, ecc..

È basilare classificare la tipologia di temporale in modo tale da desumere tempestivamente la fenomenologia che essa determina. A temporali molto intensi sono correlate forti correnti ascensionali che hanno intensi echi radar. Pertanto, in relazione alla distribuzione e alla forma degli echi di riflettività radar, alle misure Doppler, alle osservazioni da satellite, ai dati sinottici e alle condizioni ambientali prima della convezione si valuta il modello concettuale più idoneo allo scenario in analisi. Costruendosi, inoltre, l'odografo si può prevedere lo sviluppo e la successiva dissipazione del sistema. Infatti, come visto nel secondo capitolo, il moto di un temporale dipende principalmente dalla forma dell'odografo, ovvero dall'andamento con la quota dello shear verticale del vento. In particolare, le celle di una multicella si muovono nella direzione del vento medio nei primi 5÷7 km, mentre lo sviluppo di nuove celle avviene nella direzione dello shear verticale nei bassi strati (sotto shear alle celle esistenti). Anche per quanto riguarda le supercelle è la forma dell'odografo nei primi 5÷7 km che determina la direzione di moto del temporale. In definitiva, nel caso di un fenomeno convettivo in atto, è fondamentale classificarlo tempestivamente ed utilizzare gli strumenti diagnostici in grado di stimare i seguenti parametri (informazioni di base di un avviso per fenomeno temporalesco in atto):

- intensità del fenomeno convettivo (parametrizzabile in funzione del CAPE o di altro indicatore di energia disponibile);
- fenomenologia associata (grandine, rovesci, flash floods, downburst, fronte delle raffiche, *low level jet*, tornado, shear del vento) e localizzazione;
- fase di sviluppo, tempo di vita e traiettoria del fenomeno.

4.4 Modellistica Numerica del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica

La previsione numerica del tempo (*Numerical Weather Prediction* - NWP) è un campo altamente specializzato della meteorologia ed è in costante evoluzione. È noto che ogni modello matematico cerca di descrivere le variazioni del tempo meteorologico con un sistema di equazioni che rappresentano i processi dinamico-fisici agenti nell'atmosfera. Queste equazioni non hanno una soluzione esatta e sono risolte con metodi approssimati che considerano l'atmosfera suddivisa in un certo numero di volumi di dimensione finita; la dimensione dei volumi caratterizza la risoluzione spaziale di un modello numerico. I centri di previsione operativa, come il Centro Nazionale di

Meteorologia e Climatologia Aeronautica (CNMCA), sono in grado di fornire informazioni con dettaglio dell'ordine di pochi chilometri per mezzo di modelli numerici di previsione tanto complessi da richiedere l'uso di super-calcolatori. Recentemente il CNMCA si è dotato di un super-calcolatore del tipo “*HP cluster linux*” con prestazioni dell'ordine della decina di teraflops. Il processo di produzione della previsione numerica può essere comunemente suddiviso in quattro fasi: la *raccolta delle osservazioni*, la *determinazione dello stato iniziale* tramite l'assimilazione dati, la *previsione* col modello numerico e la *post-elaborazione* e, infine, la *verifica* delle previsioni.

4.4.1 La raccolta delle osservazioni

La raccolta delle osservazioni meteorologiche avviene nel quadro di cooperazione stabilito dal *Programma World Weather Watch* (WWW) dell'Organizzazione Meteorologica Mondiale (OMM). Le osservazioni sono effettuate nell'ambito del WWW rispettando le norme del *Global Observing System* (GOS), che si propone lo scopo di regolamentare e garantire le osservazioni dello stato dell'atmosfera e della superficie oceanica con il fine di consentire analisi, previsioni e avvisi per il monitoraggio del clima e dell'impatto ambientale. Tutte le osservazioni sono scambiate su scala planetaria per mezzo del *Global Telecommunication System* (GTS), elemento del WWW, ed ogni nazione è tenuta a raccogliere i propri dati di osservazione meteorologica per la trasmissione sulle reti di telecomunicazione del GTS. Il CNMCA di Pratica di Mare, in qualità di *Regional Telecommunication Hub* (RTH), oltre a raccogliere i dati del territorio nazionale, riceve per la successiva ritrasmissione i dati di Malta, Grecia, Turchia e Libano; inoltre accentra tutti i dati dell'area europea.

4.4.2 La determinazione dello stato iniziale tramite l'assimilazione dati

Il settore dell'assimilazione dei dati (*Data Assimilation*) ha lo scopo di trovare il migliore stato iniziale possibile dell'atmosfera considerando tutte le osservazioni raccolte in una data finestra temporale. Successivamente questi dati, irregolarmente distribuiti nello spazio e nel tempo, sono analizzati con l'impiego di algoritmi statistico-numerici per ottenere la migliore stima dello stato dell'atmosfera (analisi), rappresentato su di un grigliato tridimensionale regolare ad un istante di tempo fissato. In dettaglio, il processo di “*assimilazione dati*” si suddivide in: controllo di qualità dei dati, analisi oggettiva, inizializzazione, previsione a breve scadenza (*first guess*). Il controllo di qualità permette di escludere i dati contaminati da possibili fonti di errore. L'algoritmo di analisi combina il contenuto informativo delle osservazioni con il campo di first guess tenendo conto dei relativi errori. L'inizializzazione garantisce il bilanciamento dei campi di analisi che vengono integrati nel tempo tramite il modello numerico per ottenere il campo di first guess da utilizzare nell'analisi successiva. Il ciclo di assimilazione dati adottato al CNMCA è di tipo sequenziale

intermittente. Una previsione a breve termine (3 o 6 ore) del modello numerico viene utilizzata come campo di first guess nell'algoritmo di assimilazione. Il modello utilizzato è l'*High-resolution Regional Model* (HRM), un modello idrostatico alle equazioni primitive. L'analisi oggettiva dei campi atmosferici sui livelli del modello (temperatura, umidità specifica, componenti del vento orizzontale, pressione superficiale) viene ottenuta con un algoritmo basato su uno schema multivariato tridimensionale (3D-VAR) nello spazio fisico del sistema che utilizza il first guess al tempo corretto. Si sottolinea che l'uso delle osservazioni per l'inizializzazione di un modello numerico è una peculiarità dei centri meteorologici operativi e il CNMCA, che si avvale da diversi anni della tecnica variazionale 3DVAR, ha implementato operativamente un sistema di assimilazione dati basato sulla tecnica all'avanguardia del *filtro di Kalman stocastico* (*Ensemble Kalman Filter* - EnKF). La versione di EnKF utilizzata al CNMCA è denominata *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF – Figura 4.7). Il sistema LETKF fornisce un certo numero di condizioni iniziali da cui si può derivare quella più probabile (*ensemble mean*) e la sua incertezza (*ensemble spread*). Ad ogni modo, come si può vedere in Figura 4.6, vengono assimilate non solo le osservazioni sinottiche convenzionali (TEMP, PILOT, SYNOP, SHIP, BUOY), ma anche osservazioni ottenute da *Wind-Profiler* o da strumentazione a bordo di aerei (AMDAR, ACAR, AIREP) e satelliti (AMV da MODIS e MSG2/MET8, radianze da AMSU-A, venti da scatterometro ERS-2, METOP and QSCAT).

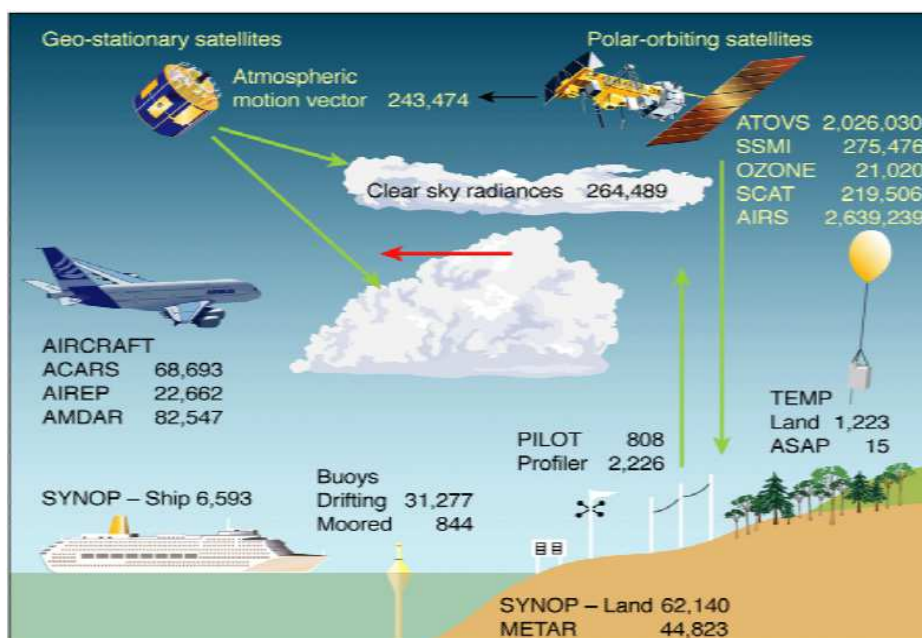


Figura 4.6: Eterogeneità delle origini dei dati derivati dall'osservazione: esiste una grande varietà di osservazioni, con differenti caratteristiche, irregolarmente distribuite nello spazio e nel tempo. L'osservazione, con la diagnosi e la prognosi, è una delle fasi dello schema deterministico; l'analisi è la condizione iniziale per NWP; la stima del background è la previsione ottenuta dalla precedente analisi con l'informazione aggiuntiva delle osservazioni, quindi un'accurata analisi è essenziale per il processo di previsione (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito www.meteoam.it).

La finestra temporale delle osservazioni che vengono raccolte e processate ha un'ampiezza di 3 ore. Il campo di analisi viene poi bilanciato attraverso un tradizionale algoritmo di inizializzazione basato sul Filtro Digitale Incrementale (IDFI). L'analisi è prodotta sullo scenario euro-atlantico (denominato EUROHRM) con un dominio di dimensioni 769x513, passo di griglia orizzontale 0.125° (~14 km) e 40 livelli verticali di pressione fino a 10 hPa. Di sopra si è accennato all'implementazione operativa di un nuovo algoritmo di assimilazione dati basato su una particolare versione del filtro di Kalman stocastico (LETKF - Bonavita, Torrisi and Marcucci 2008, 2009 e 2010); l'implementazione LETKF del CNMCA utilizza un ensemble di 40 realizzazioni del modello HRM, nella versione con passo di griglia 10 km, che vengono aggiornate ogni 6 ore con nuovi dati osservati. Sono processati tutti i tipi di osservazione utilizzate nel ciclo di assimilazione 3DVAR. L'ensemble di analisi è prodotto sullo scenario euro-mediterraneo con un dominio di dimensioni 577x347, passo di griglia orizzontale 0.09° (~10 km) e 40 livelli verticali di pressione fino a 10 hPa. Attualmente il Servizio Meteorologico del Canada (CMC) e il Servizio Meteorologico del Regno Unito (UK Met Office) hanno un sistema simile operativo (più complesso nel caso del CMC), ed è utilizzato per inizializzare il loro sistema di previsione probabilistica (*Ensemble Prediction System* - EPS). Il Centro Europeo per le Previsioni Meteorologiche a Medio e Lungo Termine (ECMWF) ha recentemente adottato un approccio ibrido utilizzando un *ensemble* di sistemi di assimilazione 4DVAR a risoluzione degradata per migliorare il proprio EPS e la propria analisi deterministica 4DVAR. In questo contesto il CNMCA è il primo centro ad utilizzare operativamente un sistema di assimilazione dati di tipo *ensemble* (non ibrido) per inizializzare un sistema di previsione deterministico.

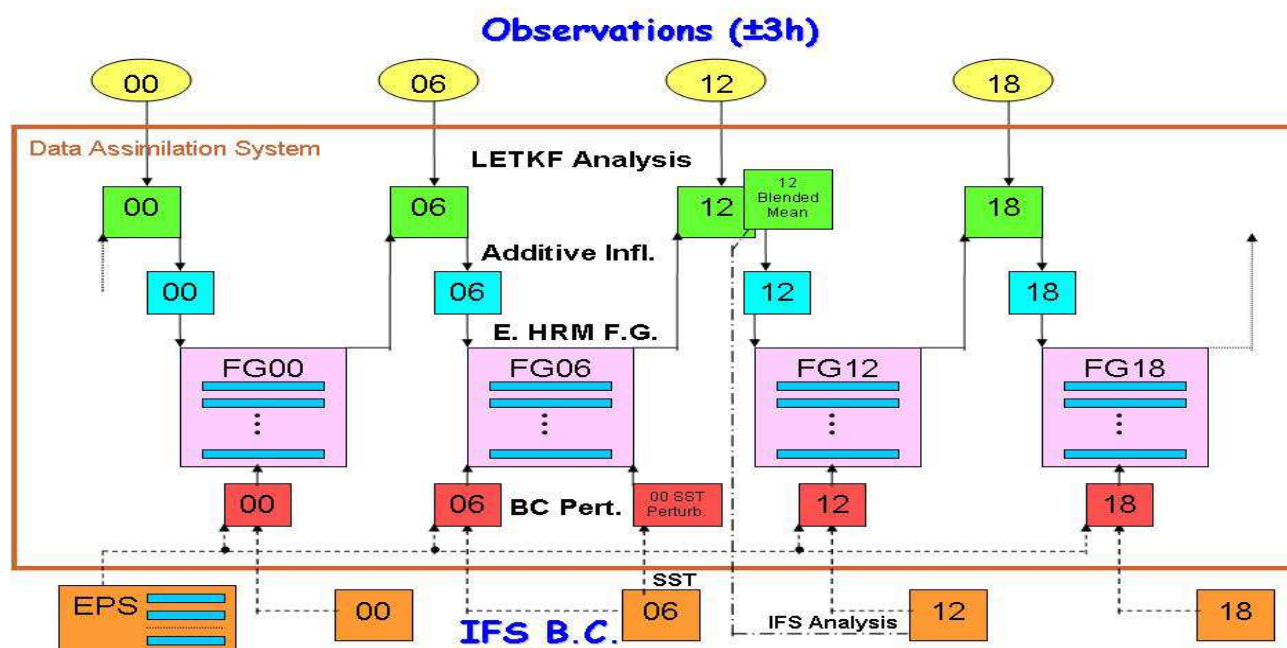


Figura 4.7: Schema a blocchi del sistema LETKF del CNMCA (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito www.meteoam.it).

4.4.3 La previsione col modello numerico e la post-elaborazione

La previsione numerica è ottenuta utilizzando le equazioni di un modello fisico-matematico della circolazione atmosferica nota la conoscenza dello stato iniziale dell'atmosfera e delle eventuali condizioni al contorno, se si tratta di un modello ad area limitata (LAM). Una stima accurata delle condizioni iniziali e un buon modello numerico sono gli elementi fondamentali di un accurato sistema di previsione numerica. Gli algoritmi di post-elaborazione sono applicati ai campi di previsione del modello numerico per ottenere informazioni aggiuntive e fornire dati di facile interpretazione. Il CNMCA utilizza operativamente il modello atmosferico denominato COSMO (Figura 4.8). COSMO è un consorzio costituito da alcuni servizi meteorologici europei (Germania, Svizzera, Italia, Grecia, Polonia, Russia, Romania), al quale il CNMCA partecipa attivamente, per lo sviluppo di un modello numerico di previsione ad altissima risoluzione. Attualmente le applicazioni operative di tale modello sono: COSMO-ME (7 km) e COSMO-IT (2.8 km). Per inizializzare il modello COSMO-ME è utilizzato operativamente il LETKF. È, inoltre, in via di sviluppo un sistema di previsione probabilistico (EPS) per il breve termine basato sul sistema LETKF.

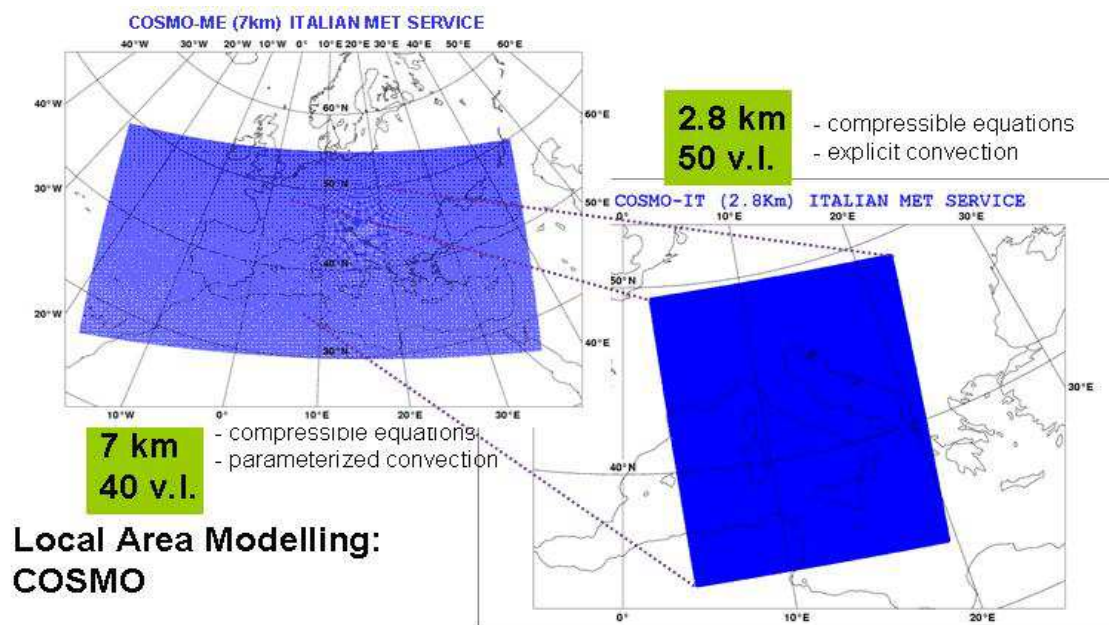


Figura 4.8: Domini di integrazione dei modelli COSMO-ME e COSMO-IT del CNMCA (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito www.meteoam.it).

Nell'ambito delle previsioni ad alta risoluzione si distinguono quelle a medio-lungo termine e a breve scadenza. Per quanto concerne la previsione a medio-lungo termine (oltre i 3 giorni), essa è effettuata utilizzando le previsioni del modello globale (GCM) IFS dell'ECMWF. La previsione a breve scadenza ad alta risoluzione dei campi atmosferici viene, invece, ottenuta integrando, sui super-calcolatori del CNMCA, il modello non idrostatico ad area limitata COSMO su due scenari. Il

modello nella configurazione COSMO-ME è integrato fino a 72 ore sullo scenario mediterraneo con un dominio di dimensioni 779x401, passo di griglia 0.0625° (~7 km), 40 livelli verticali fino a circa 22 km di altezza e processi convettivi parametrizzati. Lo stato iniziale, precedentemente interpolato dall'analisi 3D-VAR, è ottenuto dal sistema LETKF. Le condizioni al contorno sono fornite dal modello globale IFS dell'ECMWF. Nella configurazione ad altissima risoluzione, denominata COSMO-IT, il modello è, invece, integrato fino a 24 ore sul dominio italiano (dimensioni 542x604) con un passo di griglia di 0.025° (~2.8 km) e 65 livelli verticali fino a circa 22 km senza parametrizzazione dei fenomeni di “*deep convection*”. Lo stato iniziale è ottenuto applicando l'algoritmo di assimilazione di tipo *nudging* in una finestra temporale di 6 ore precedente l'ora di inizio integrazione. Le condizioni al contorno sono fornite dal modello COSMO-ME. Le integrazioni di COSMO-ME e COSMO-IT sono effettuate due volte al giorno (00-12 UTC).

Per quanto riguarda il sistema di post-elaborazione, negli algoritmi, di cui si avvale, le uscite del modello sono rielaborate in modo da ottenere delle informazioni aggiuntive e fornire dati di facile interpretazione all'utente. L'algoritmo AWI (*Automatic Weather Interpretation*) produce ad esempio una sintesi della fenomenologia prevalente (temporali, rovesci, ecc.) prevista dal modello numerico. Il sistema per le previsioni locali genera, per una data lista di siti, l'insieme di tutte le grandezze meteorologiche derivate dal modello COSMO-ME e da AWI, applicando, laddove sia disponibile una serie storica di dati osservati e previsti, un filtro statistico su alcune variabili (temperatura, umidità, vento, pressione) per la correzione degli errori sistematici. Il sistema di previsione delle onde *Nettuno*, sviluppato in collaborazione con ISMAR-CNR di Venezia, utilizza il modello di previsione dello stato del mare WAM (*WAVE Model*) forzato dal campo di vento ad alta risoluzione del modello COSMO-ME per la previsione fino a 72 h (altezza significativa, periodo, direzione media dell'onda) con 3' e 1' di risoluzione rispettivamente sul mar Mediterraneo e sui mari circostanti l'Italia (Figura 4.9).

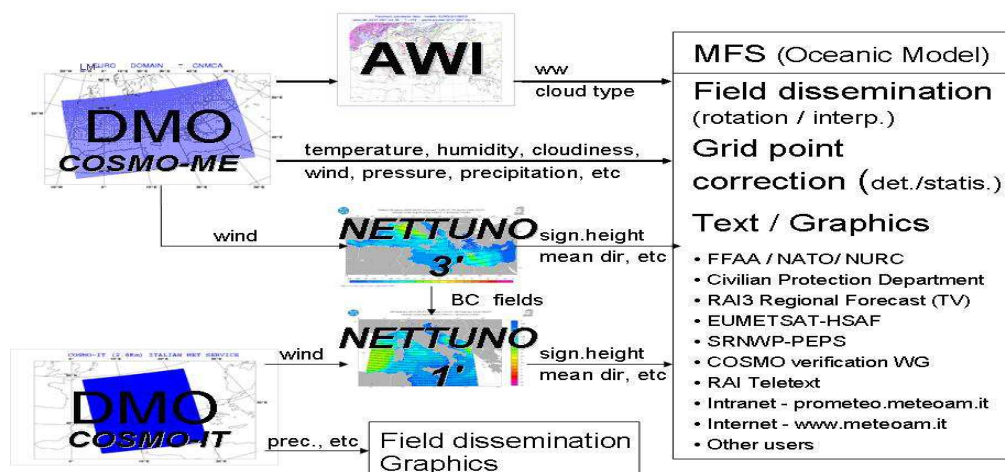


Figura 4.9: Schema a blocchi del sistema di post-elaborazione del CNMCA (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito www.meteoam.it).

4.4.4 La verifica delle previsioni

Nella fase finale del processo NWP le previsioni di un modello numerico valide a un certo istante sono confrontate con le corrispondenti osservazioni o analisi per la determinazione oggettiva di alcune grandezze statistiche (errore medio, scarto quadratico medio, ecc.). I valori di queste grandezze, calcolati in un periodo di tempo sufficientemente lungo dal punto di vista statistico, forniscono informazioni sul valore della previsione numerica. Il CNMCA ha sviluppato nell'ambito del consorzio COSMO il *sistema Versus*, uno strumento flessibile e configurabile per la verifica delle previsioni numeriche, che permette di effettuare verifiche statistiche su tutti i modelli operativi presso il CNMCA e sul modello globale di riferimento IFS del ECMWF. Report mensili e trimestrali per opportuni parametri al suolo e in quota vengono redatti e resi pubblici sul sito del Servizio Meteorologico dell'Aeronautica.

4.5 La previsione nel Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana

La previsione nel Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare Italiana, come già scritto, è prevalentemente finalizzata all'assistenza al volo e la consultazione dei prodotti meteorologici avviene per mezzo del sistema di Forza Armata "Prometeo" (home page in Figura 4.10).

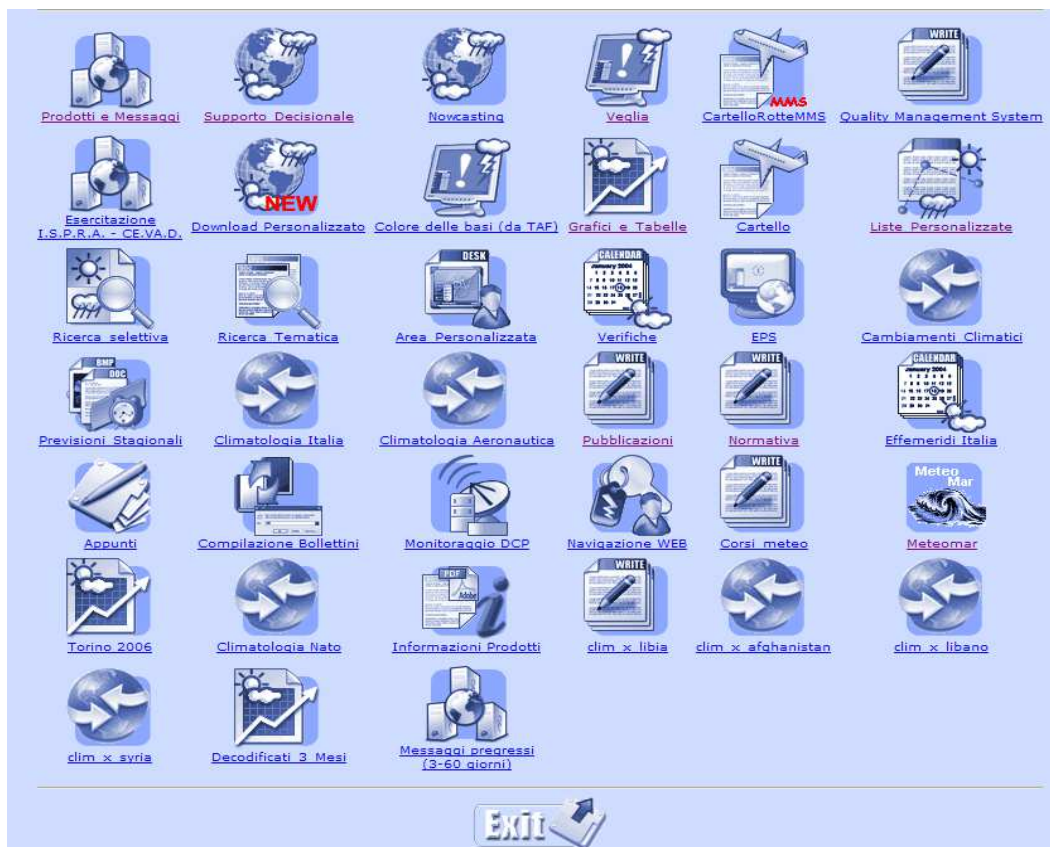


Figura 4.10: Home page del portale PROMETEO del Servizio Meteorologico dell'A.M.I. (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

Ogni previsore si imbatte nella fatidica “*The Million Dollar Question*” di ogni pilota: “*What will the weather be doing during my flight?*”. In un contesto militare, in sede di “*preflight weather briefing*”, questa assume una connotazione ancora più importante poiché la pianificazione della missione può subire delle modificazioni, anche di carattere operativo in relazione alle informazioni meteorologiche fornite ai piloti (“*go*” or “*no-go*” decision).

A titolo espositivo si cercherà, ora, di correlare i prodotti principali del PROMETEO con un algoritmo procedurale, di tipo sequenziale, che ogni previsore nell’ambito del Servizio Meteorologico dell’A.M. utilizza per realizzare e perfezionare la previsione di un fenomeno convettivo; di seguito si schematizzano, in sintesi e in successione, le azioni dell’algoritmo con i relativi prodotti:

1. **analisi sinottica alla grande scala e ad area limitata:** si inizia analizzando la situazione sinottica in alta, media e bassa troposfera per passare successivamente all’analisi sinottica al suolo. In estrema sintesi, si studia il pattern generale di circolazione alla macroscale (comparto euro-atlantico) che può promuovere, specie nella medio-bassa troposfera, condizioni molto favorevoli alla genesi di forte attività temporalesca, con transito di saccature nel campo del geopotenziale in medio-alta troposfera (con avvento di massa d’aria più fredda), alternate ad avvezioni caldo-umide in medio-bassa troposfera in grado di fornire elevate quantità di calore sensibile ed umidità specifica e pronte ad essere sfruttate in termini energetici dai sistemi perturbati in successivo passaggio. Poi si analizzano le eventuali interazioni alla mesoscale tra flussi catabatici secchi di origine orografica (appenninici ed alpini), correnti marittime caldo-umide (soprattutto in ingresso dal bacino adriatico), ed aria molto calda inerte presente in eventuali valli. Si utilizzano gli output (di analisi e di previsione) dei modelli matematici di tipo globale (GM) e ad area limitata (LAM), questi ultimi di maggiore ausilio nella valutazione e nell’analisi dei forcing evolutivi alla mesoscale (fondamentali nell’innescare dei sistemi temporaleschi);
- **situazione in alta troposfera:** alle quote più alte, si osservano eventuali cut-off ciclonici ed assi principali di saccatura, valutando anche la presenza di eventuali promontori anticiclonici dinamici che possono rappresentare le classiche situazioni di *blocking* (e.g. euro-atlantico) per evoluzione di onda lunga a grande ampiezza ad asse meridiano e che in genere comportano fasi d’instabilità più o meno prolungate anche sul bacino del Mediterraneo. Si studiano, inoltre, se sono presenti intensi flussi in quota con annessa corrente a getto polare (*polar jet stream*) alla quale possono associarsi forti correnti a spiccata componente di moto ciclonica e significativa divergenza effettiva favorevole al richiamo di masse d’aria dai piani isobarici sottostanti; si tengono, altresì, presenti i massimi

di intensità del flusso (*core*). I meccanismi di divergenza effettiva alle alte quote associata ai core delle correnti a getto o nelle vicinanze di essi, per quanto piuttosto complessi, predispongono comunque la media e bassa troposfera ad essere sede di forti moti verticali ascendenti, in grado di innescare sia ciclogenese su scale spaziali relativamente ampie, sia strutture cicloniche a mesoscala particolarmente inclini a favorire l'innescare di sistemi temporaleschi di natura supercellulare. Infine il transito di correnti a getto ad alta quota con valori di vento molto elevati predispone gli updraft delle celle temporalesche ad assumere asse verticale fortemente inclinato (causa *speed windshear* verticale positivo), elemento importante che molto spesso caratterizza il verificarsi di violenti eventi grandinigeni;

- **situazione in media troposfera:** si verifica se questa è solidale con quanto osservato in alta troposfera. Isoipse piuttosto ravvicinate denotano una situazione alquanto dinamica e sono indicative di elevati gradienti pressori su distanze relativamente brevi, rivelando la presenza di significativi e repentini contrasti termici tra le masse in esame; questa configurazione è verificabile dalla distribuzione dei campi termici e delle relative avvezioni fredde, anche se più del valore assoluto della temperatura appare importante la rapidità dell'avvezione, che è in grado di instabilizzare notevolmente la colonna d'aria tanto più intensamente quanto più rapido e repentino sia l'ingresso freddo. Si studia l'eventuale avvezione termica negativa in senso meridiano indotta da saccature, poiché tale particolarità concorre ad esaltare le condizioni di instabilità; questo tipo di forcing è individuabile mediante l'analisi del profilo orizzontale del vento sul medesimo piano isobarico. Da sottolineare che accade spesso che in corrispondenza del getto d'alta quota rinforzino sensibilmente i venti in media troposfera. Flussi spiccatamente ciclonici in media troposfera davanti ad un asse di saccatura implica spesso significativi trasporti di vorticità positiva (o ciclonica) favorevoli all'innescare di intensi moti verticali e, comunque, di fasi perturbate. In linea di massima è molto importante l'avvezione di vorticità (o meglio la variazione verticale dell'avvezione), che avviene lungo le isoipse e, quindi, solidale col flusso del vento in media troposfera. Dove la vorticità aumenta, quindi dove si ha avvezione positiva o ciclonica di vorticità, vengono forzati i moti verticali. Il vento medio non fa altro che trasportare la vorticità positiva (ciclonica) verso zone in cui la vorticità è inferiore, producendo normalmente un progressivo spostamento verso est della saccatura. Il settore di una saccatura che si trova davanti all'asse è la regione soggetta al maggiore incremento di vorticità. Anche alle quote medie, pertanto, l'atmosfera si predispone ad essere sede di imponenti moti verticali, ed in genere elevata instabilità, sia per l'avvezione di vorticità positiva, legata all'evoluzione della saccatura, sia per eventuale avvezione fredda. È, anche, importante a questi livelli l'analisi delle velocità omega e dell'umidità relativa. Poiché significativi corpi nuvolosi non si innescano solamente laddove

l'aria ad un determinato livello isobarico presenta umidità relativa prossima all'80-100% (comunque superiore al 60%), ma anche nel caso in cui l'aria stessa è portata a saturazione per raffreddamento adiabatico tramite moti verticali ascendenti, appare utile esaminare il profilo di tale grandezza, ricordando che valori omega negativi, in modulo (Pa sec^{-1}), indicano presenza di moti ascendenti (anabasi), mentre positivi, in modulo (Pa sec^{-1}), presenza di moti discendenti (catabasi). A velocità omega negative saranno pertanto associate formazioni nuvolose (a quella determinata quota) e precipitazioni (specie se le velocità negative saranno elevate) come nel caso di sistemi depressionari; mentre in caso di omega positive sarà favorita catabasi con subsidenza dell'aria verso quote inferiori, ovvero la classica circolazione di tipo anticiclonico; si verifica, inoltre, se i valori dei nuclei di velocità omega negative, associati a valori di umidità relativa, sono anormalmente elevati in rapporto al periodo estivo, per mezzo dei quali, poi, si può individuare la rapida tendenza a prolungati sollevamenti verticali di tipo convettivo, tipici di situazioni estive fortemente instabili. L'intrusione di aria secca in media troposfera, al di sopra di strati più umidi e caldi alle quote più basse, determina forcing molto simili all'avanzata di un fronte freddo, essendo l'aria secca più densa e pesante di quella caldo-umida e tendendo a muoversi verso quote inferiori, sollevando nel contempo quella più caldo-umida in basso. Si originano pertanto le cosiddette *dry-line*, linee di discontinuità igrometrica, che sovente sono all'origine di fenomeni convettivi particolarmente intensi, specie qualora il delta igrometrico sia piuttosto spinto e ripido. È ampiamente documentato che sistemi temporaleschi anche complessi, come squall-line e supercelle, sono facilitati nella loro formazione da linee di discontinuità di questo tipo anche in assenza di un'azione frontale vera e propria, e imponenti fenomeni di sollevamento possono essere sostenuti dalla sovrapposizione di aria secca tra i piani isobarici di 700 e 500 hPa su aria più calda ed umida preesistente o sottostante. L'innescio dei sistemi convettivi sotto forma di mesolinee avverrà inizialmente proprio nelle aree soggette a forte contrasto igrometrico delimitate dalla spinta congiunta delle due *dry intrusion*. Peraltro, l'azione di sollevamento frontale da *dry-line* è percepibile anche da uno shear orizzontale positivo nel campo del vento;

- **situazione in bassa troposfera:** in particolare si osserva il profilo termico orizzontale sul piano isobarico di 850 hPa in cui valori dell'isoterma risultano essere decisamente inferiori alla norma del periodo. Anche il profilo del vento al medesimo piano isobarico, con i suoi campi vettoriali, si osserva se è coerente con le valutazioni fatte in base al profilo termico. Infine si rammenta che temperature equivalenti potenziali basse indicano presenza o meno di avvezione di aria fredda e soprattutto secca, quindi più densa, mentre valori elevati rivelano masse d'aria calda e umida di norma assai instabile;

- **analisi sinottica al suolo:** si valuta la presenza e la localizzazione di eventuali cellule anticicloniche, promontori, minimi depressionari e saccature, notando che la frontogenesi al suolo ha luogo laddove sono massimi i gradienti termici e barici in media troposfera ed in corrispondenza dei forti flussi ciclonici sul piano isobarico di 500 hPa, nonché immediatamente a sud del percorso del getto polare presente ad alta quota (normalmente le giovani depressioni e fronti caratterizzati da onde ancora aperte si sviluppano appena a sud del getto; quelle in piena maturità sono in pratica sovrapponibili, mentre quelle più vecchie e senescenti o già in avanzato stato occlusivo tendono ad essere a nord del getto). Occorre, anche, tenere sempre presente che la componente orografica, in presenza di aria fredda, favorisce la ciclogenesi sottovento alla barriera montuosa. In relazione a questo forcing dinamico al suolo si possono manifestare ondulazioni a carico del fronte freddo con ramo caldo che delimita l'influenza delle correnti fredde e apporta deboli flussi caldo-umidi portatori di notevoli quantità di calore sensibile ed umidità specifica, disponibili per la successiva convezione. L'analisi del campo del vento al suolo (*streamline*) conferma la suddetta disposizione delle correnti;
- **prodotti PROMETEO (ECMWF, EURO HRM, HRM, COSMO ME, COSMO IT LAMI – Figure 4.11a-v - Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>):** Analisi al suolo, Geopotenziale+Temperatura a 300, 500, 700 e 850 hPa, Geopotenziale 500 hPa+Velocità verticali a 700 hPa (Pa s^{-1}), Pressione al suolo (hPa)+Temperatura 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$), Pressione al suolo (hPa)+Vento a 10 metri, Altezza della tropopausa dinamica (dam geop) - Vento 300 hPa+Geopotenziale a 500 hPa, Umidità relativa 700 hPa+Vorticità 500 hPa, Altezza zero termico in metri s.l.m., Fenomeno Prevalente, Differenza temperatura – temperatura di rugiada a 2 metri ($^{\circ}\text{C}$), Low Level, Char ICAO FL 100-450, Temperatura potenziale di bulbo bagnato a 850 hPa ($^{\circ}\text{C}$), Precipitazioni cumulate nelle 6 e 12 ore precedenti (mm), Temperatura a 2 metri ($^{\circ}\text{C}$), Copertura nuvolosa totale (ottavi), Copertura nuvolosa bassa (ottavi), Copertura nuvolosa media (ottavi), Copertura nuvolosa alta (ottavi), Stato del mare e vento a 10 metri;

2. **analisi dettagliata dei sondaggi termodinamici, attuali e previsti, e dell'odografo:** si determina l'instabilità (stima del CAPE e degli indici di instabilità), il sollevamento necessario per il rilascio dell'instabilità e il rate di riscaldamento: il fine è quello di poter stimare l'ora di formazione delle prime nubi convettive e livelli di estensione verticale (top ed eventuale ceiling). È possibile individuare il rischio di intensa attività temporalesca con eventi grandinigeni in base alla Tabella 4.4.

INDICE	RISCHIO MEDIO	RISCHIO ELEVATO	RISCHIO MASSIMO
CAPE J/Kg	700/1000	1000/1500	>1500
LI	-1/-4	-4/-6	<-6
SWEAT	100/200	200-300	>300

Tabella 4.4: Tabella del rischio di intensa attività temporalesca associata ad eventi grandinigeni.

È importante stimare, anche, un'ulteriore grandezza in bassa troposfera che spesso interferisce nelle condizioni ambientali di basso livello in situazioni fortemente instabili: la convergenza di umidità. Essa è rappresentabile su vari livelli o spessori isobarici, e praticamente serve ad individuare la quantità di vapore acqueo disponibile nella colonna d'aria in un certo istante, ovvero se sta fuoriuscendo dalla colonna d'aria stessa o ne sta arrivando altra oltre a quella già presente. In generale in condizioni d'instabilità e a parità di altri parametri, se c'è forte convergenza di umidità nei bassi strati i temporali hanno maggiore probabilità di svilupparsi, e viceversa. Inoltre elevati valori di *moisture convergence* su aree ristrette rivelano la possibilità di imponenti updraft e downdraft in seno ai sistemi convettivi. Accertata, quindi, la sussistenza di condizioni termodinamiche in loco e sinottiche decisamente favorevoli alla determinazione di una situazione fortemente instabile su gran parte della colonna troposferica, si segue l'evoluzione dei sistemi convettivi facendo riferimento ai parametri di *directional* e *speed windshear* (rappresentazione odografiche del windshear profile, o veering, e SRHE), di primaria importanza nel forcing convettivo delle ore successive. L'azione delle forti correnti in medioalta troposfera possono inclinare sensibilmente gli updraft (condizione favorevole a forti temporali e grandinate), con le parti sommitali delle torri temporalesche (incudini) che vengono “stirate” (spesso verso est); in questa fase la mesolinea può produrre i primi episodi grandinigeni. È importante sottolineare come spesso al momento delle scansioni radar non si siano ancora formate strutture mesocicloniche; la linea convettiva, però, acquista vigore lungo il percorso incontrando condizioni sempre più favorevoli (*moisture convergence* di basso livello, indici di stabilità molto favorevoli, spinta della *dry intrusion*). Questo quadro può aggravarsi nei minuti successivi per l'eventuale azione combinata della *dry intrusion* in media troposfera ed il particolare windshear ambientale, tanto da poter condurre all'evoluzione del sistema in un evento di “*splitting storm*” con formazione di supercella. Nel secondo capitolo si è visto che in base al windshear verticale del vento presente in bassa troposfera ed in base alla sua intensità, si possono presentare diversi forcing che conducono allo sviluppo di sistemi a supercella e che lo shear verticale del vento è alla base dello sviluppo delle supercelle rotanti alla mesoscala (tilting e allungamento della vorticità orizzontale). Nelle Figure 4.12a-f si possono osservare i relativi prodotti PROMETEO (ECMWF, EURO HRM, HRM, COSMO ME, COSMO IT LAMI – Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>): Stato termodinamico dell'Atmosfera, Intensità

massima del vento a 10 metri nelle 3 ore precedenti, Vento previsto a 10 metri, Eps Meteogram, Meteogrammi;

3. **analisi del tempo in atto e previsto mediante i messaggi di codificazione aeronautica (METAR, TAF, SPECI, SPECIAL, SYNOP, SYREP, SHIP, AVVISI E ALLERTA PER WIND SHEAR, PILOT REPORTS, VEGLIA):** si studia la situazione meteorologica in atto consultando la relativa messaggistica aeronautica con lo scopo di individuare la presenza di eventuali condizioni favorevoli all'attività convettiva (e.g. osservazione locale della brezza, verifica crescita umidità nei bassi strati), nonché di monitorare il trend evolutivo della fenomenologia nello scenario meteorologico di interesse coniugando immagini da satellite e previsioni terminali di aerodromo (*Terminal Aerodrome Forecast* o TAF). Nella Figura 4.13 si può osservare il modulo “VEGLIA” del CNMCA corredato dei messaggi meteo e degli eventuali avvisi in corso di validità (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>);
4. **continuo monitoraggio dei processi di formazione e di sviluppo delle nubi convettive:** questo step è operativamente fondamentale per fornire previsioni quanto più precise (eventuali meccanismi forzanti alla mesoscala e formazione del *low level jet* in serata) ai fini del supporto alla pianificazione aerea nelle ore successive nonché per garantire un'adeguata e tempestiva assistenza al volo. In questa fase risulta essere basilare l'utilizzo degli strumenti di osservazione e di nowcasting visti nel capitolo precedente, fondamentali anche nella fase successiva all'identificazione certa delle celle convettive: dati in quota, immagini radar e da satellite, Nefodina e prodotti H-SAF (CNCMA – Figure 4.14a-e/Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>);
5. **monitoraggio evolutivo delle celle temporalesche osservate:** in questa fase si individua il tipo di sistema temporalesco, la sua intensità e la direzione in cui esso si muove, individuando i flussi uscenti attivi, anche in fase di dissipazione, che possono determinare lo sviluppo di nuove celle convettive. In questa fase risultano fondamentali le immagini radar e da satellite, la Nefodina, la Lampinet, l'odografo, i sondaggi termodinamici, i prodotti compositi, prodotti H-SAF e la VEGLIA meteorologica.

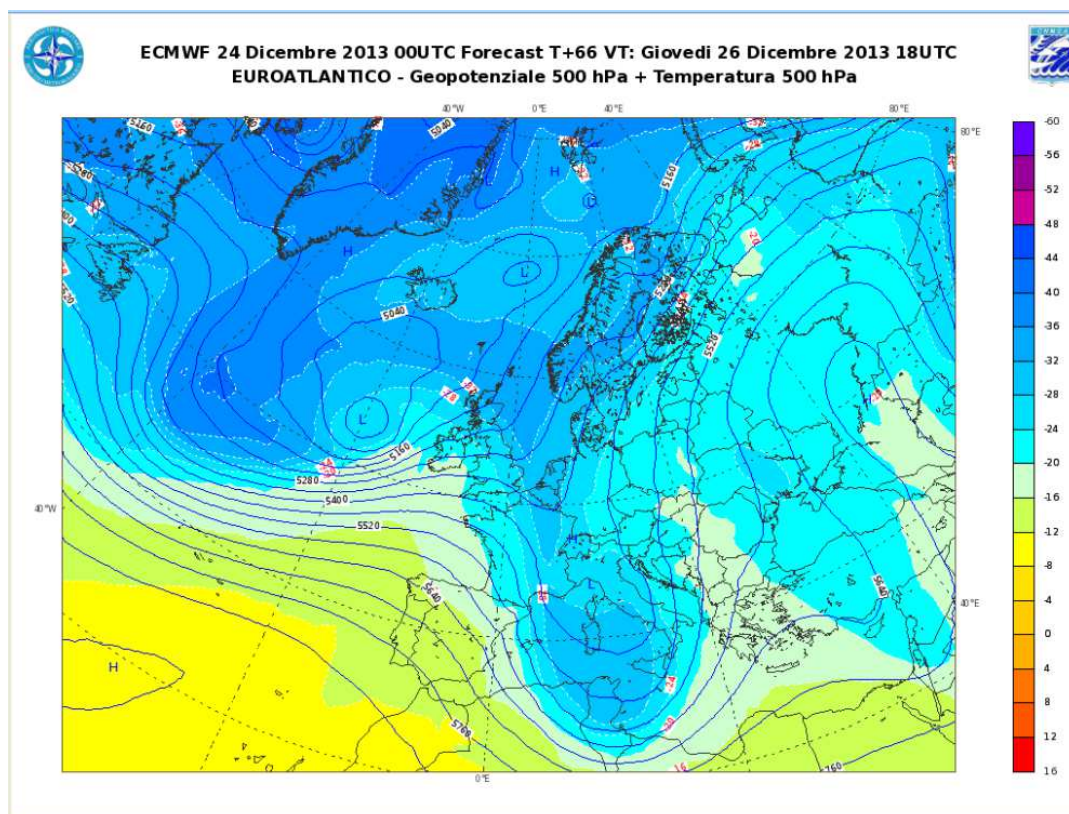


Figura 4.11a: Carta prevista ECMWF del “Geopotenziale 500 hPa+Temperatura 500 hPa” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

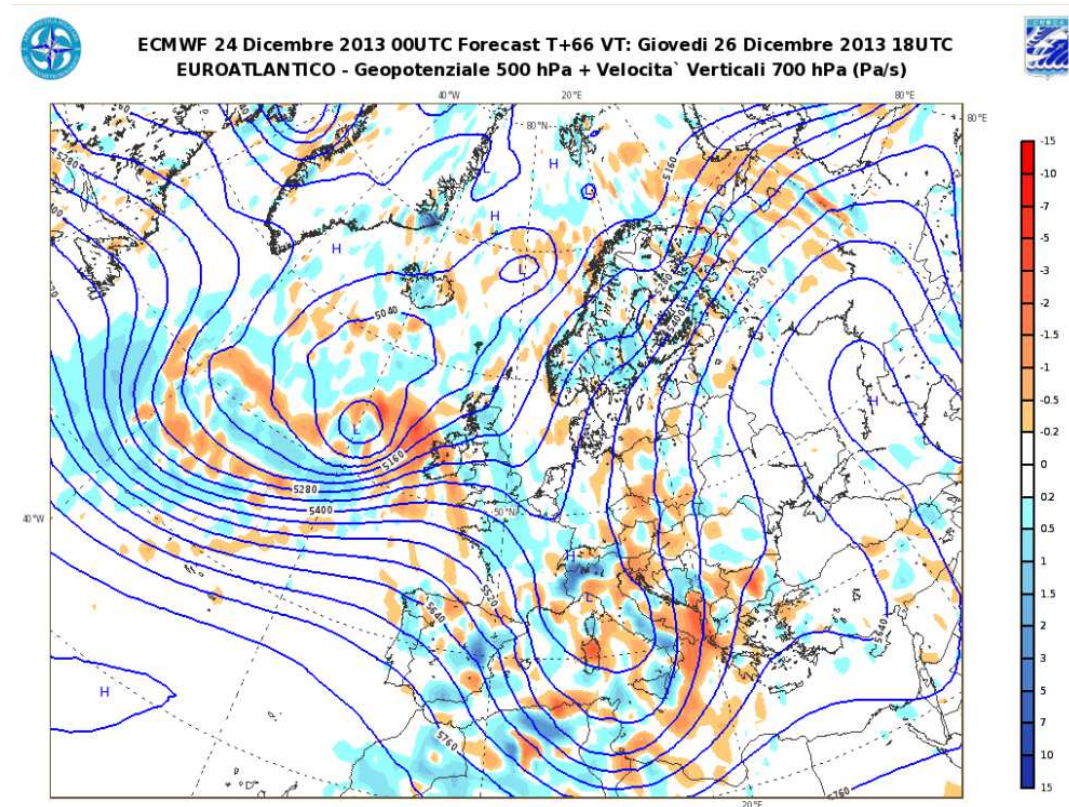


Figura 4.11b: Carta prevista ECMWF del “Geopotenziale 500 hPa+Velocità Verticali 700 hPa (Pa s^{-1})” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

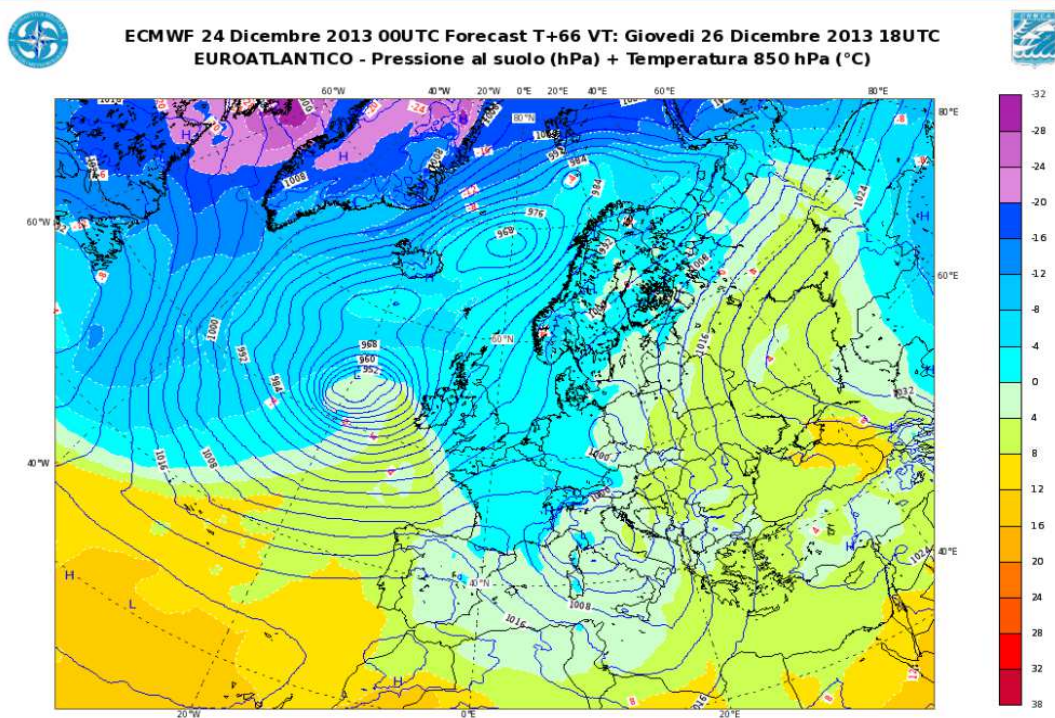


Figura 4.11c: Carta prevista ECMWF della “Pressione al suolo (hPa)+Temperatura 850 hPa (°C)” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

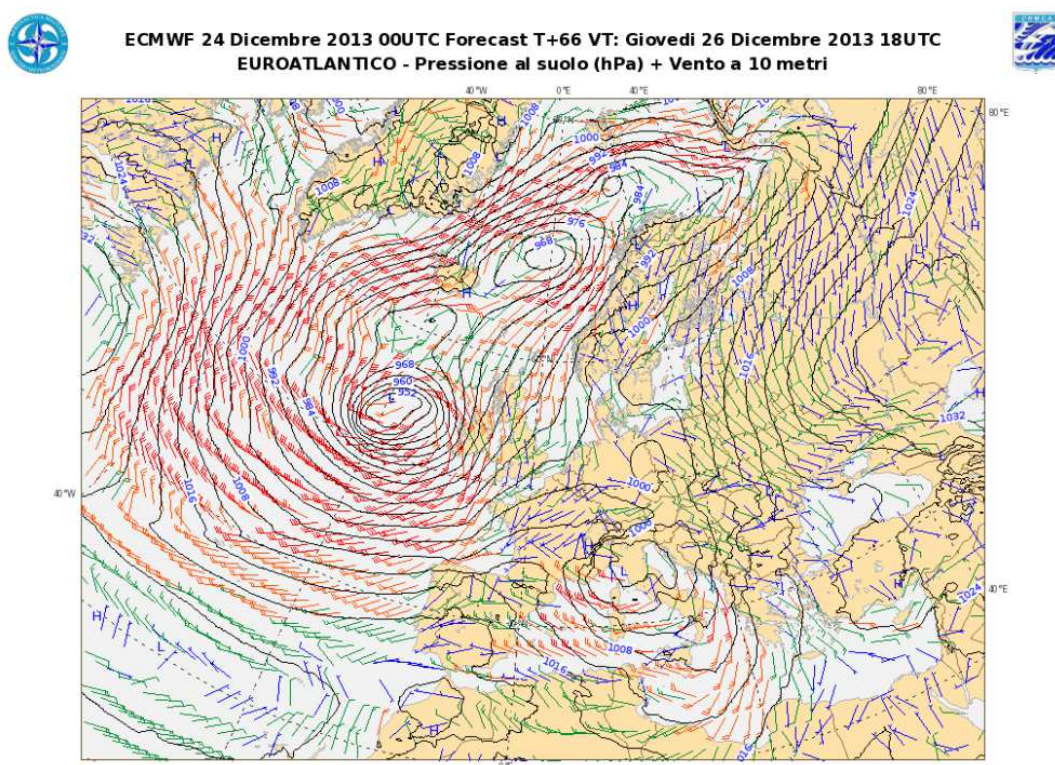


Figura 4.11d: Carta prevista ECMWF della “Pressione al suolo (hPa)+Vento a 10 metri” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).



ECMWF 24 Dicembre 2013 00UTC Forecast T+66 VT: Giovedì 26 Dicembre 2013 18UTC
EUROATLANTICO- Altezza della tropopausa dinamica (dam geop)
Vento a 300 hPa + Geopotenziale a 500 hPa

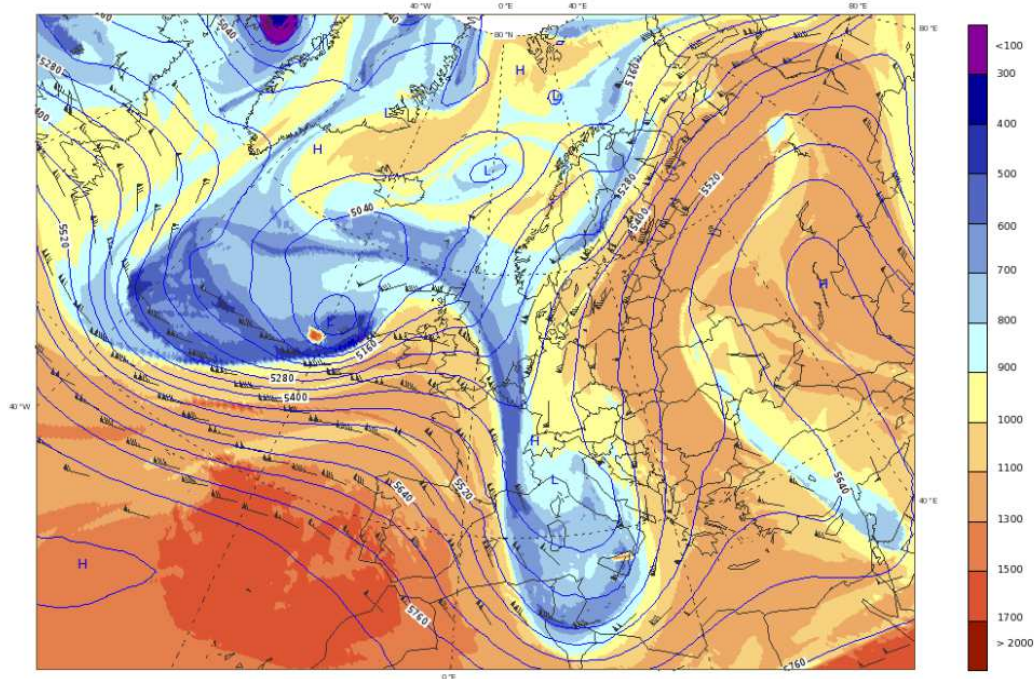


Figura 4.11e: Carta prevista ECMWF dell'”Altezza della Tropopausa dinamica (dam geop)+Vento a 300 hPa+ Geopotenziale a 500 hPa” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).



ECMWF 24 Dicembre 2013 00UTC Forecast T+66 VT: Giovedì 26 Dicembre 2013 18UTC
EUROATLANTICO - Umidità Relativa 700 hPa + Vorticità 500 hPa

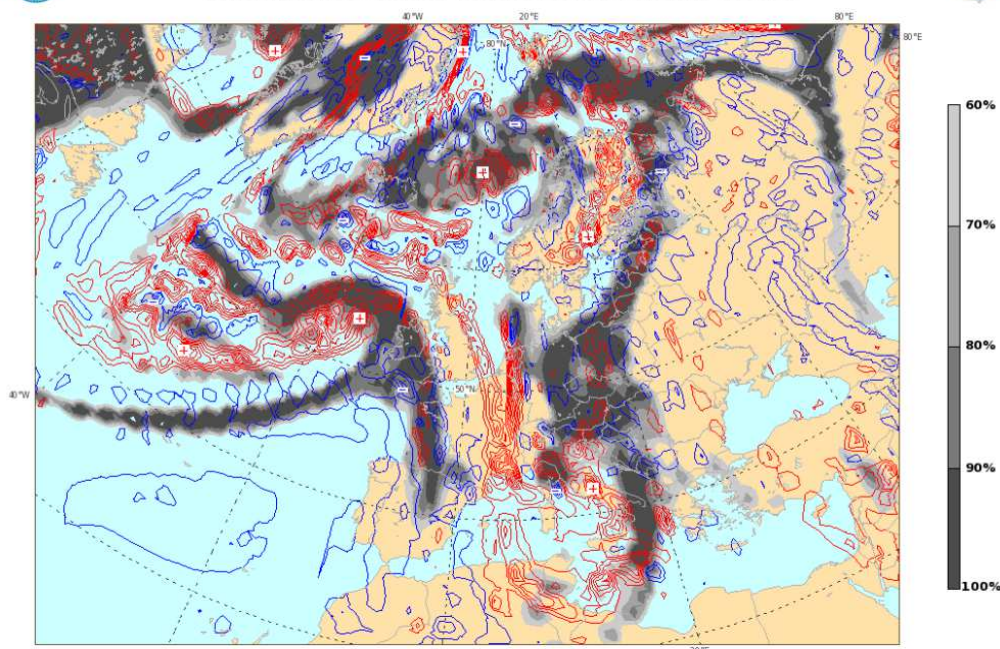


Figura 4.11f: Carta prevista ECMWF dell'”Umidità Relativa a 700 hPa+Vorticità a 500 hPa” a 66 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).



COSMO-ME 24 Dicembre 2013 00UTC Forecast T+6 VT: Martedì 24 Dicembre 2013 06UTC
ITALIA - Altezza zero termico in metri s.l.m.
Colore grigio: temperatura inferiore a 0°C

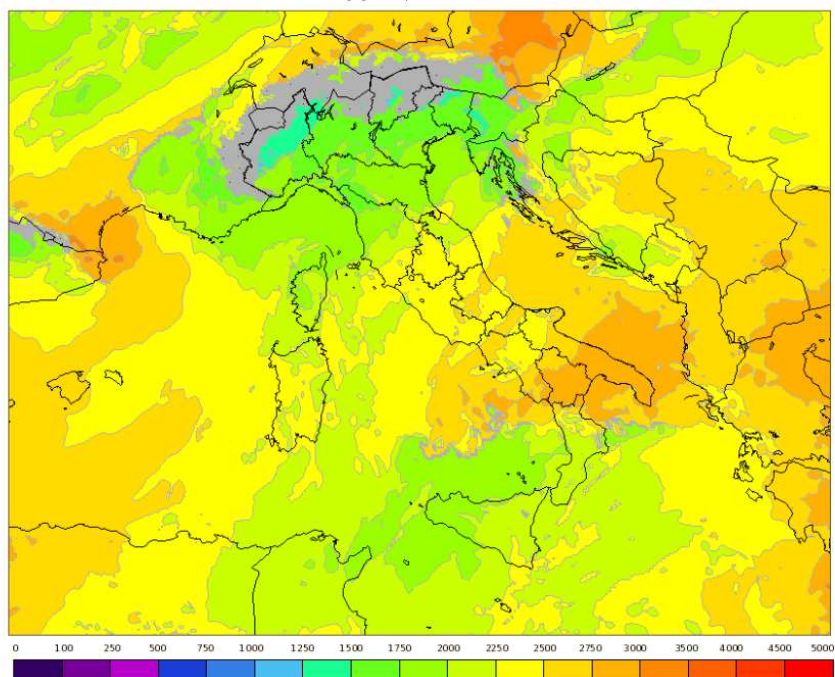


Figura 4.11g: Carta prevista COSMO-ME dell'”Altezza dello zero termico” a 6 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

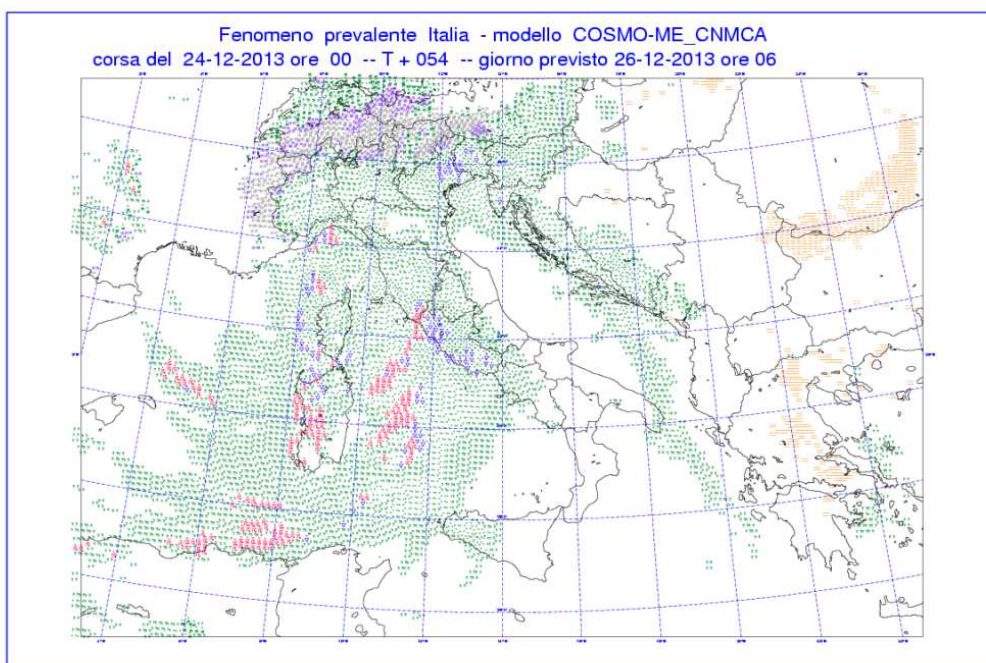


Figura 4.11h: Carta prevista COSMO-ME/CNMCA del “Fenomeno Prevalente” a 54 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).



COSMOME 24 Dicembre 2013 00UTC Forecast T+30 VT: Mercoledì 25 Dicembre 2013 06UTC
ITALIA - Differenza Temperatura - Temperatura di rugiada a 2 metri (°C)

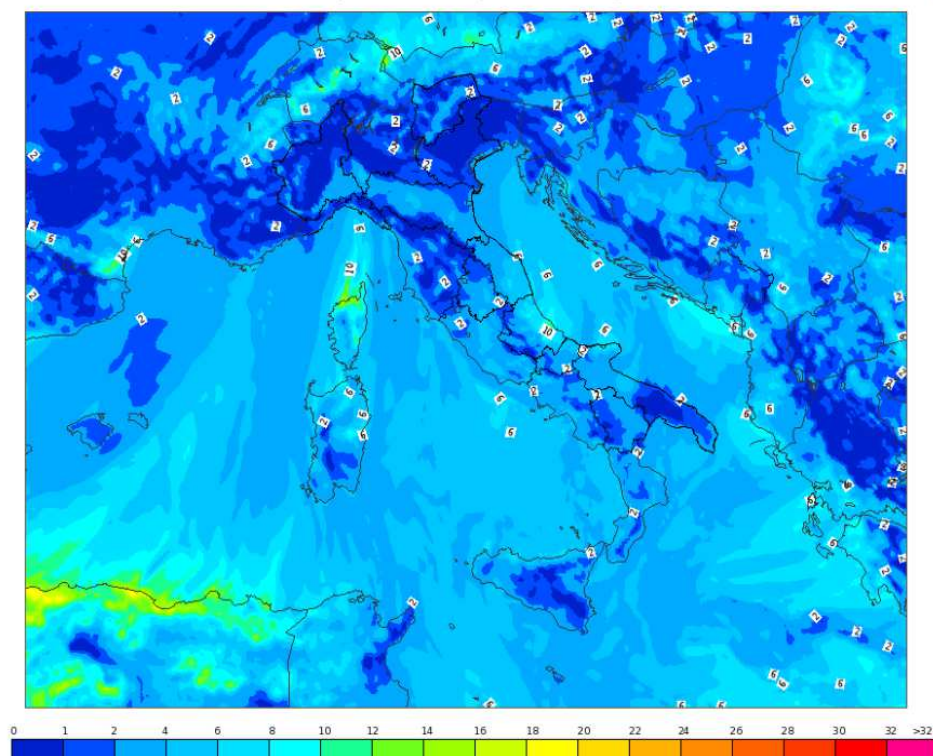


Figura 4.11i: Carta prevista COSMO-ME della “Differenza tra Temperatura e Temperatura di rugiada a 2 metri” a 30 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

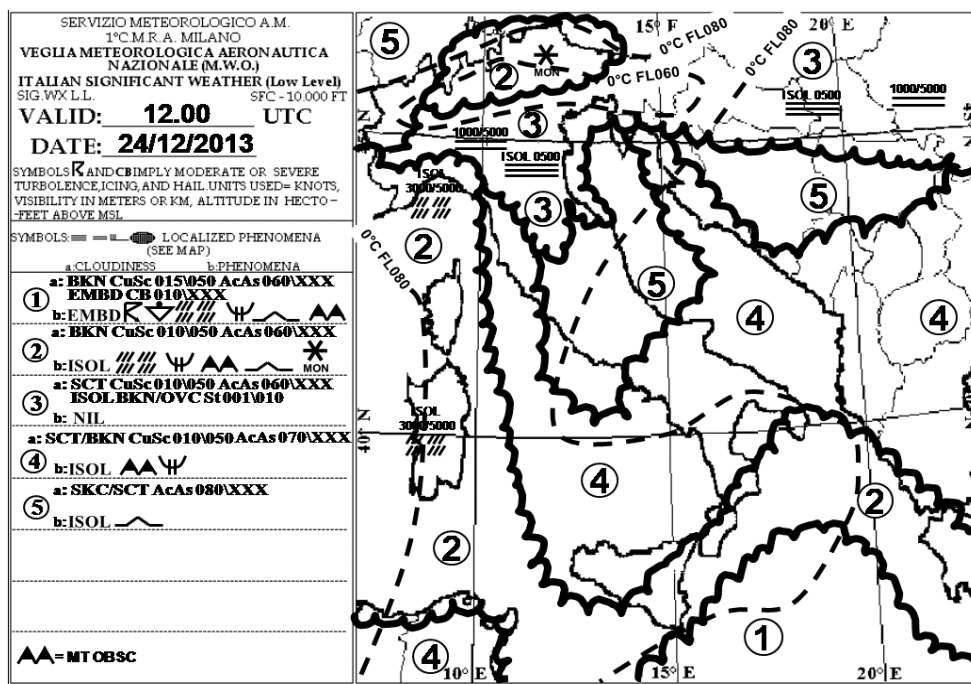


Figura 4.11l: Carta prevista del Servizio Meteorologico A.M. – 1° C.M.R.A. Milano dell’“Italian Significant Weather (Low Level – SFC/10000 FT)” sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

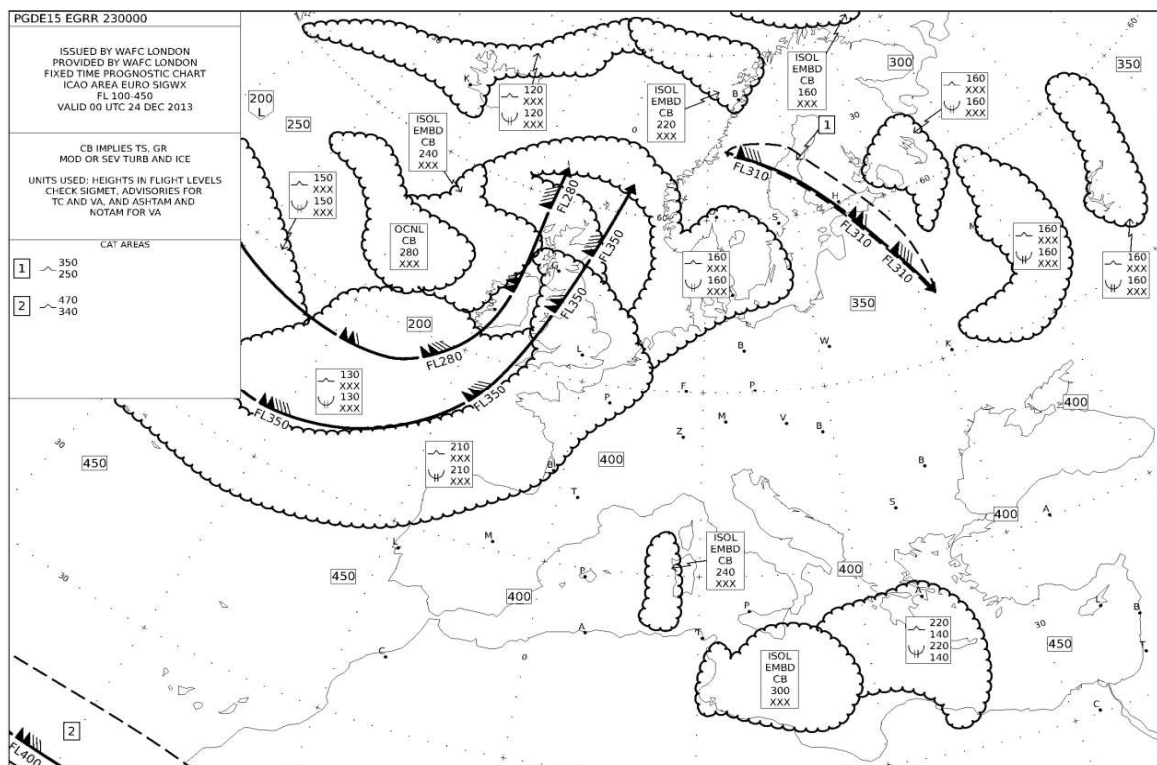


Figura 4.11m: Carta prevista ICAO del tempo significativo “FL 100-450” sull’area euro-atlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

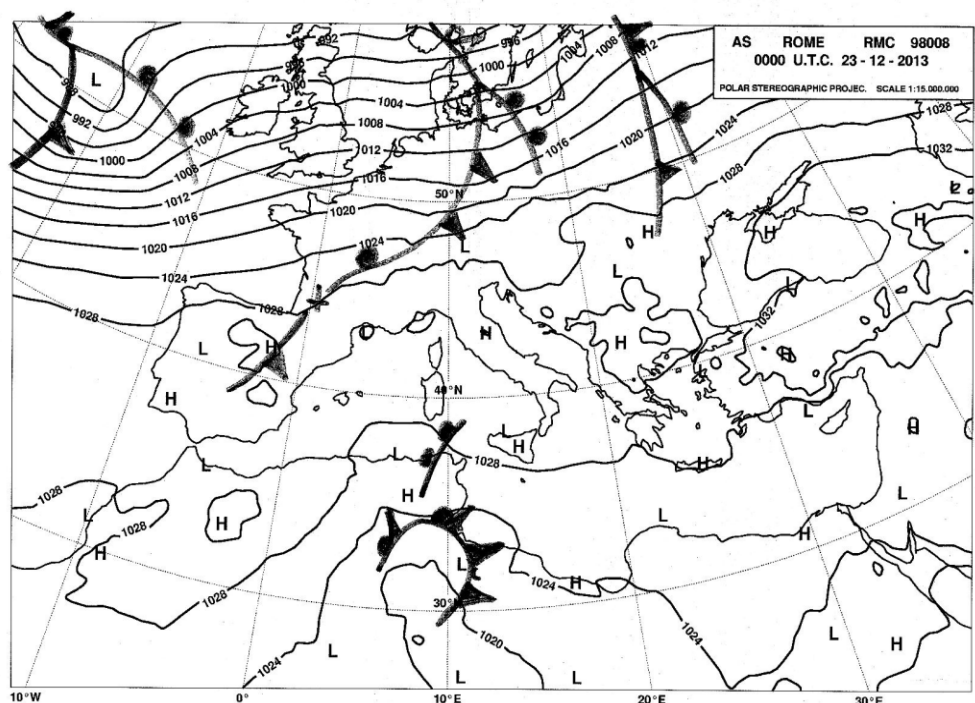


Figura 4.11n: Carta dell’”Analisi al Suolo” sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

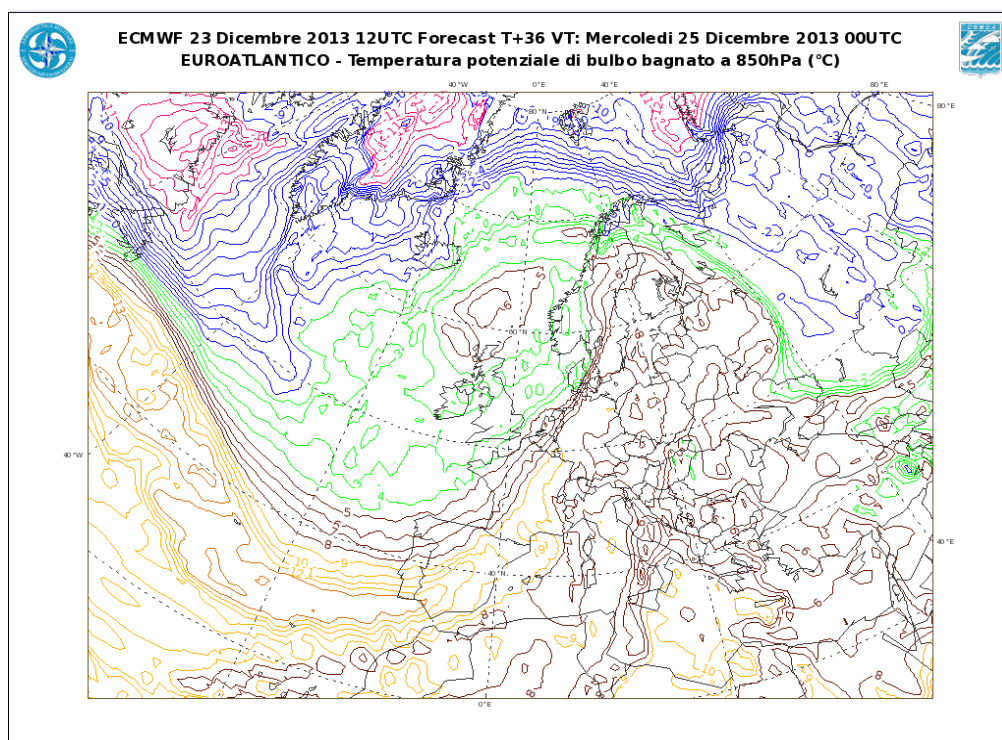


Figura 4.11o: Carta prevista ECMWF della “Temperatura potenziale di bulbo bagnato a 850 hPa (°C)” a 36 ore sull’area euroatlantica (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

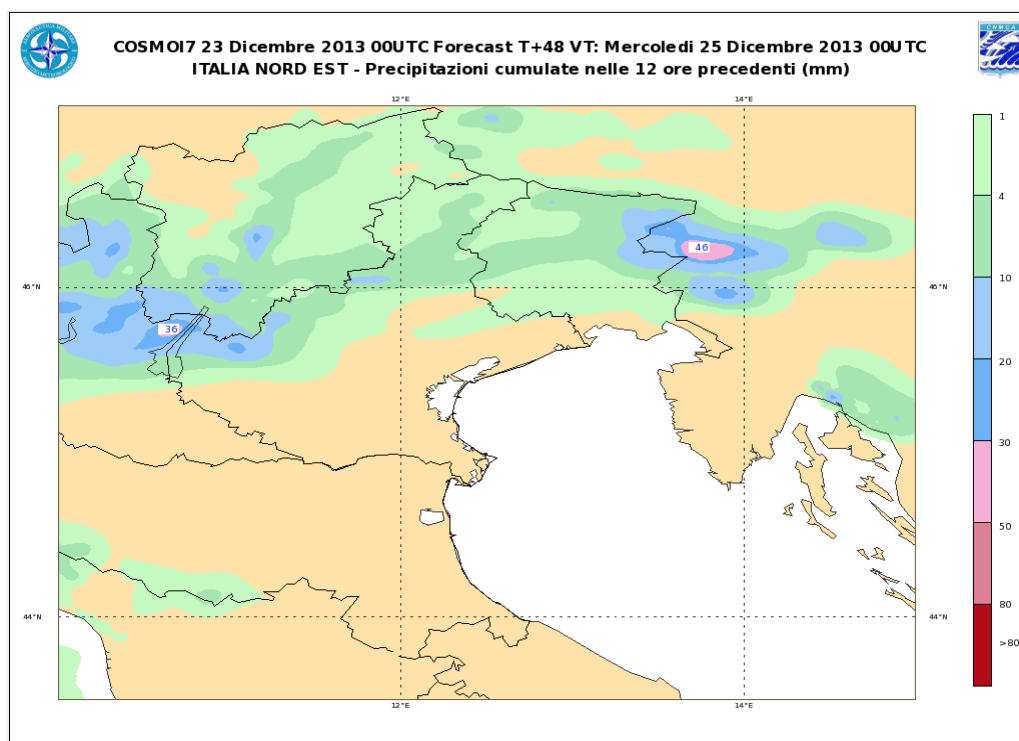


Figura 4.11p: Carta prevista COSMO-IT delle “Precipitazioni cumulate nelle 12 ore precedenti (mm)” sull’area italiana – quadrante Nord Est (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

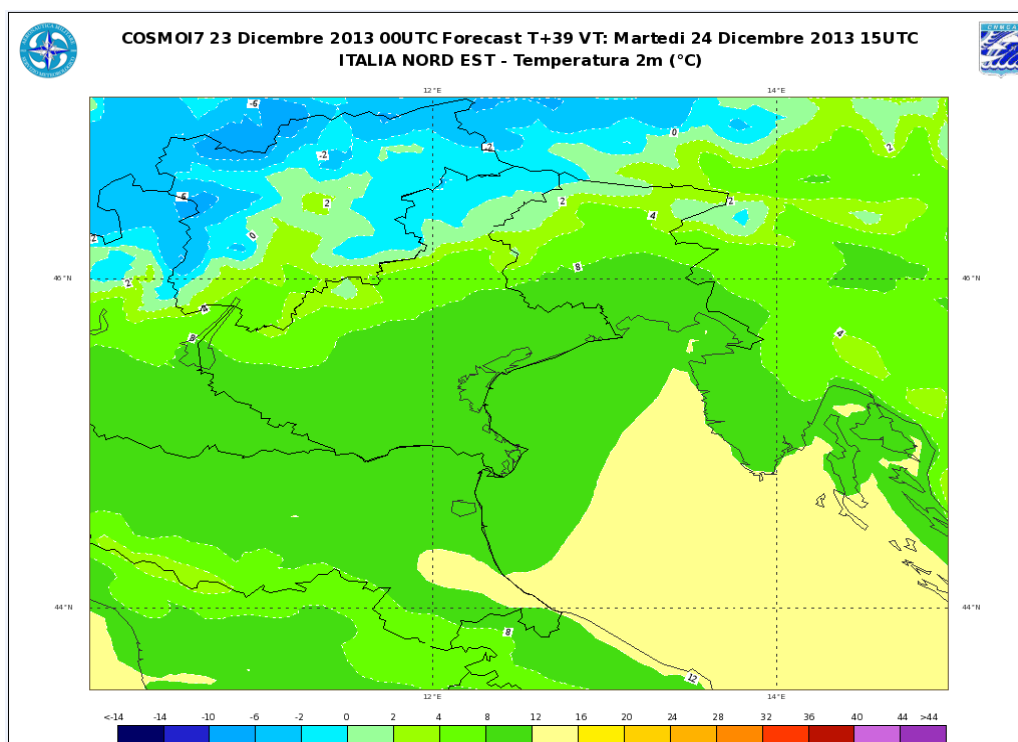


Figura 4.11q: Carta prevista COSMO-IT della “Temperatura a 2 metri (°C)” sull’area italiana – quadrante Nord Est (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

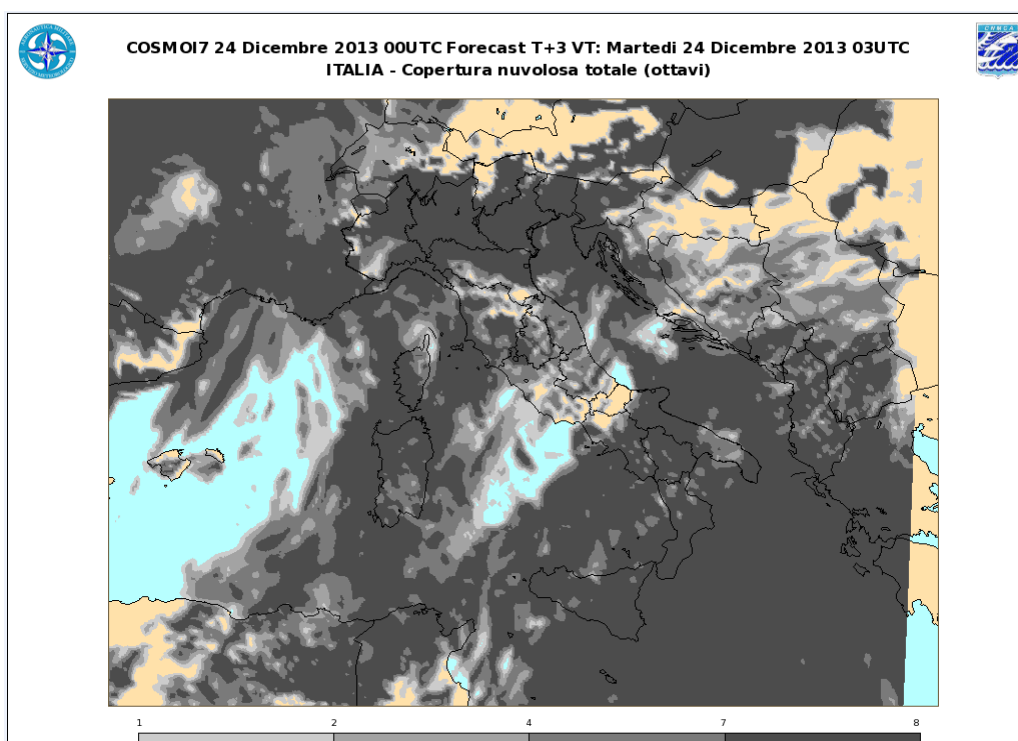


Figura 4.11r: Carta prevista COSMO-IT della “Copertura nuvolosa totale (ottavi)” a 3 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

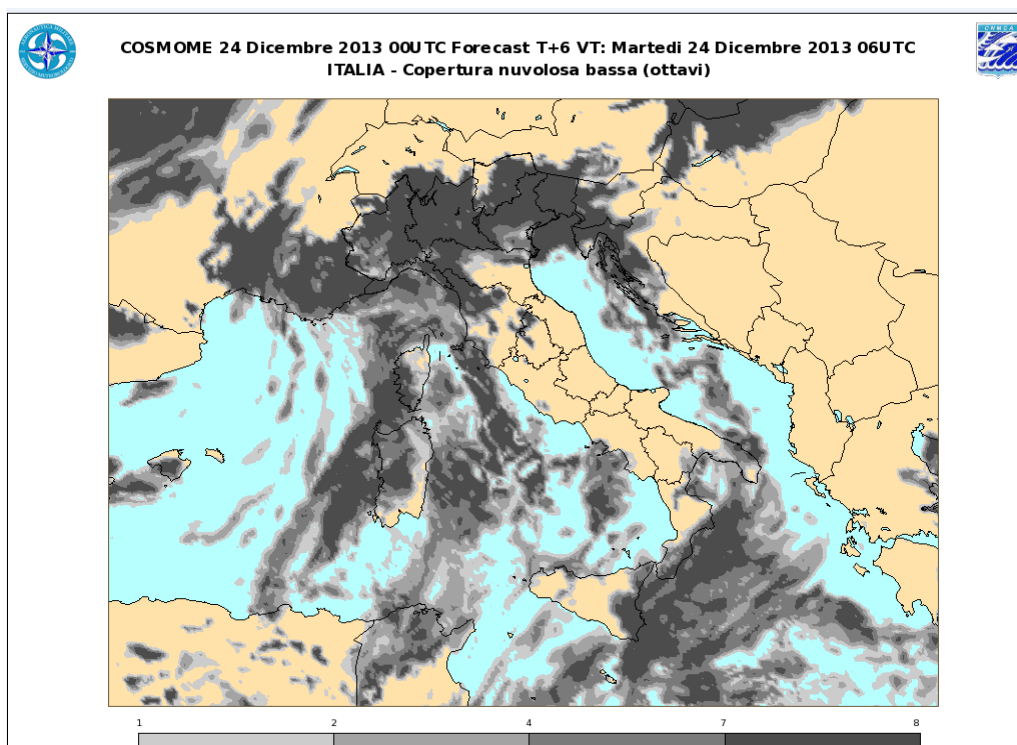


Figura 4.11s: Carta prevista COSMO-IT della “Copertura nuvolosa bassa (ottavi)” a 6 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

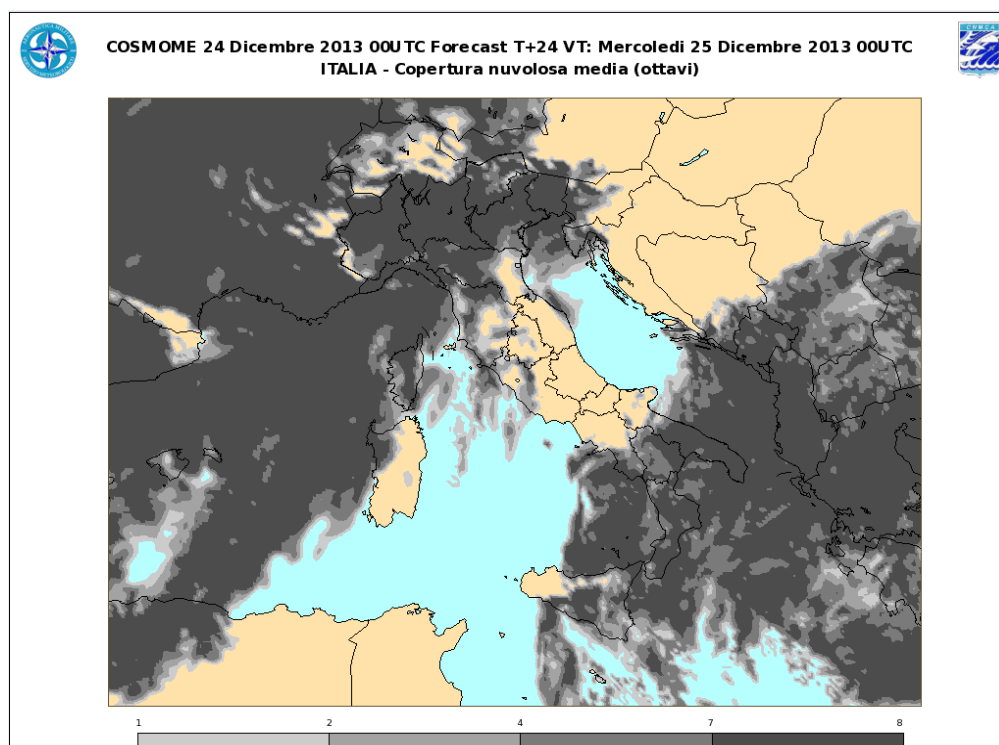


Figura 4.11t: Carta prevista COSMO-IT della “Copertura nuvolosa media (ottavi)” a 24 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

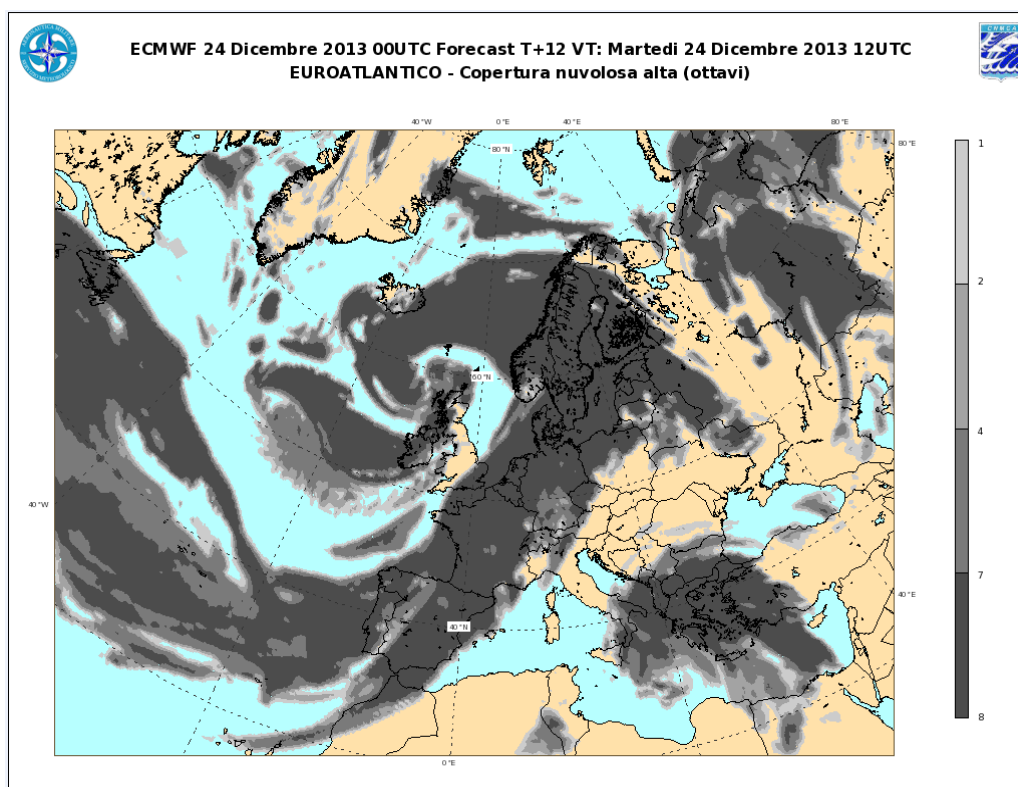


Figura 4.11u: Carta prevista COSMO-IT della “Copertura nuvolosa alta (ottavi)” a 12 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

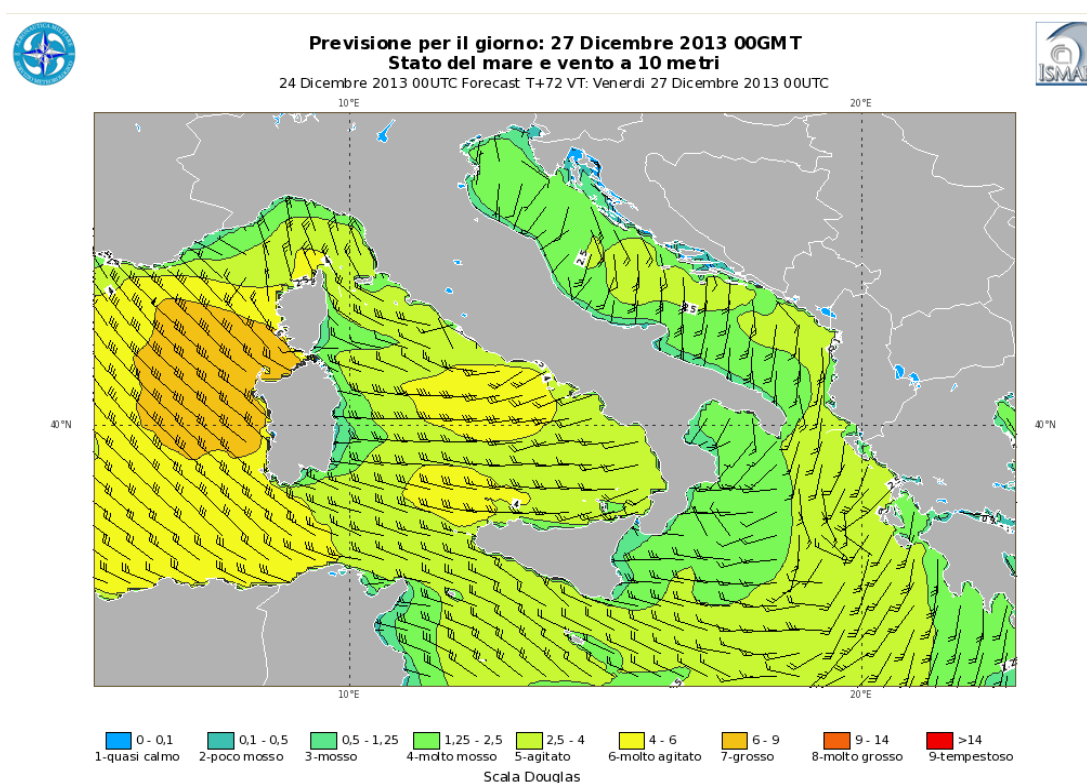


Figura 4.11v: Carta prevista dello “Stato del Mare+Vento a 10 metri” a 72 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

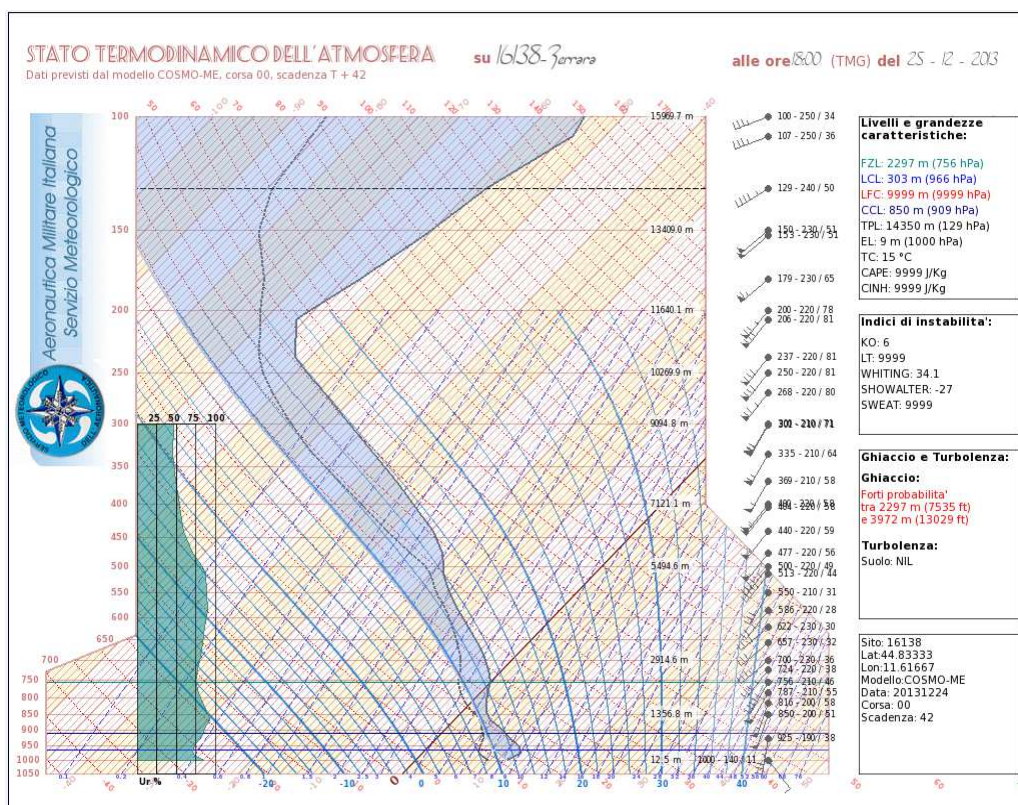


Figura 4.12a: Carta prevista COSMO-ME dello “Stato Termodinamico dell’Atmosfera” a 42 ore su Ferrara (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

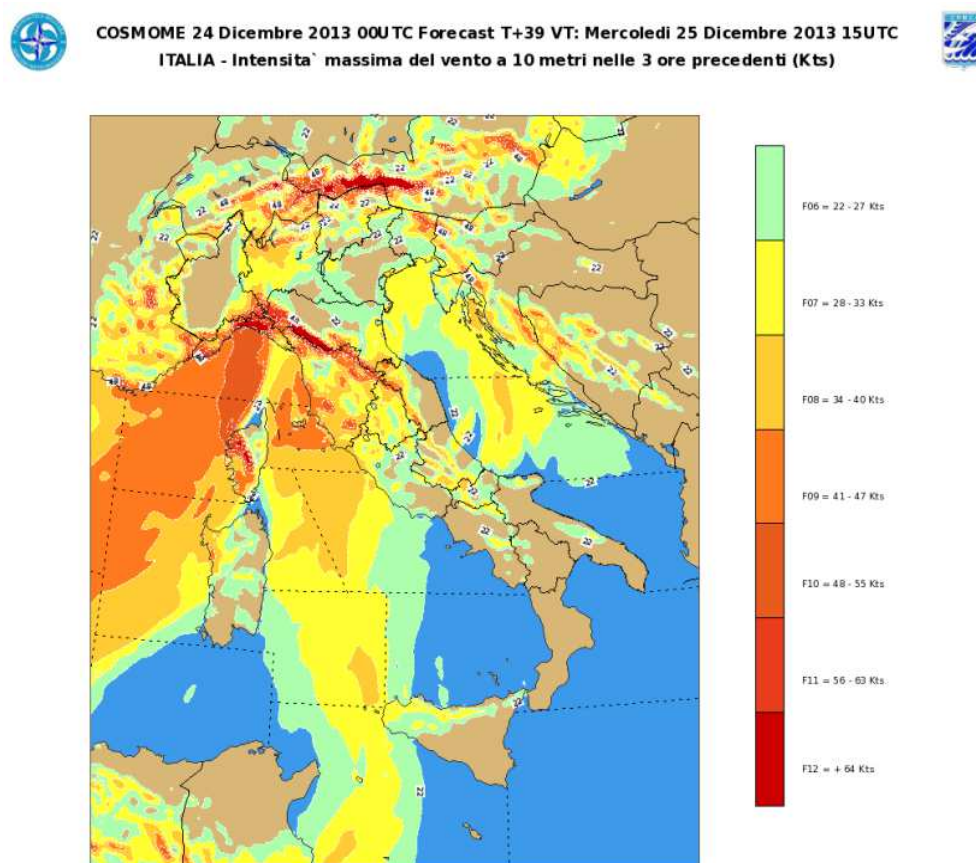


Figura 4.12b: Carta prevista COSMO-ME dell’“Intensità massima del vento a 10 metri nelle 3 ore precedenti (Kts)” a 39 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

COSMOME 24 Dicembre 2013 00UTC Forecast T+36 VT: Mercoledì 25 Dicembre 2013 12UTC
ITALIA - Vento previsto a 10 metri (Kts)

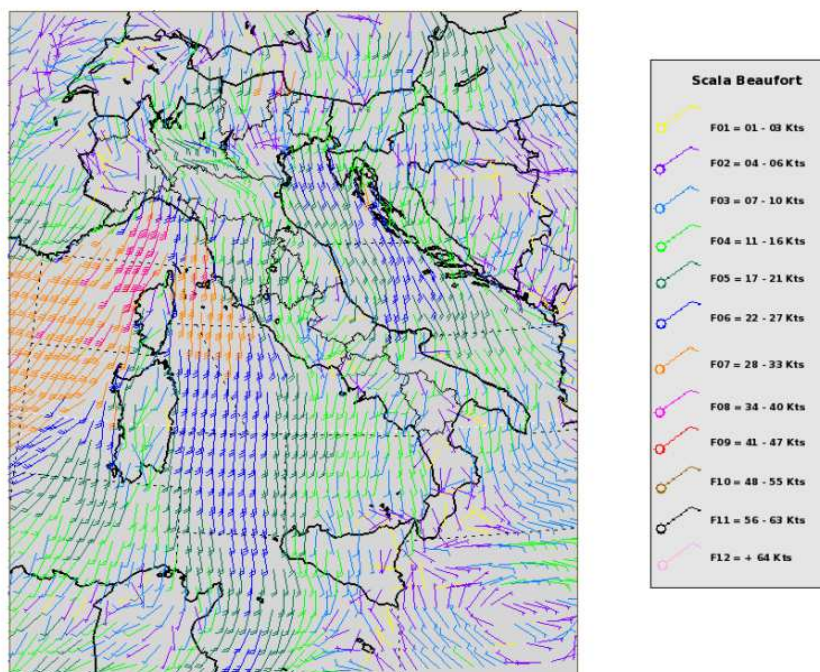


Figura 4.12c: Carta prevista COSMO-ME del “Vento previsto a 10 metri “ a 36 ore sull’area italiana (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

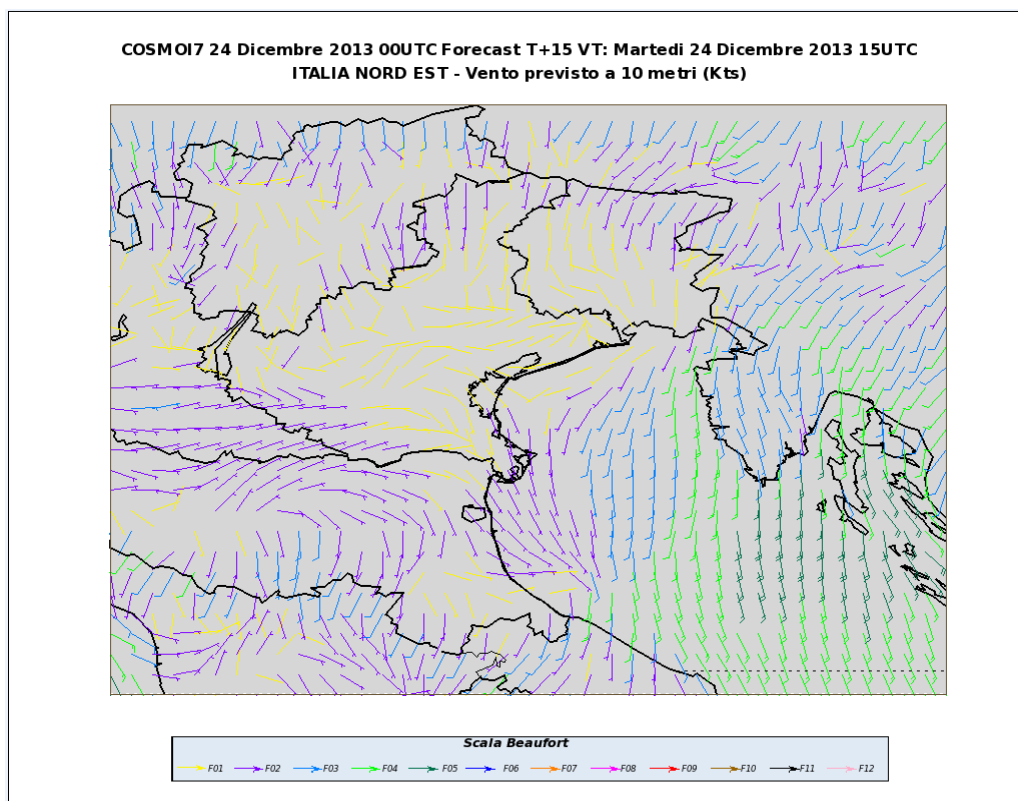


Figura 4.12d: Carta prevista COSMO-IT del “Vento previsto a 10 metri (Kts)” sull’area italiana – quadrante Nord Est (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

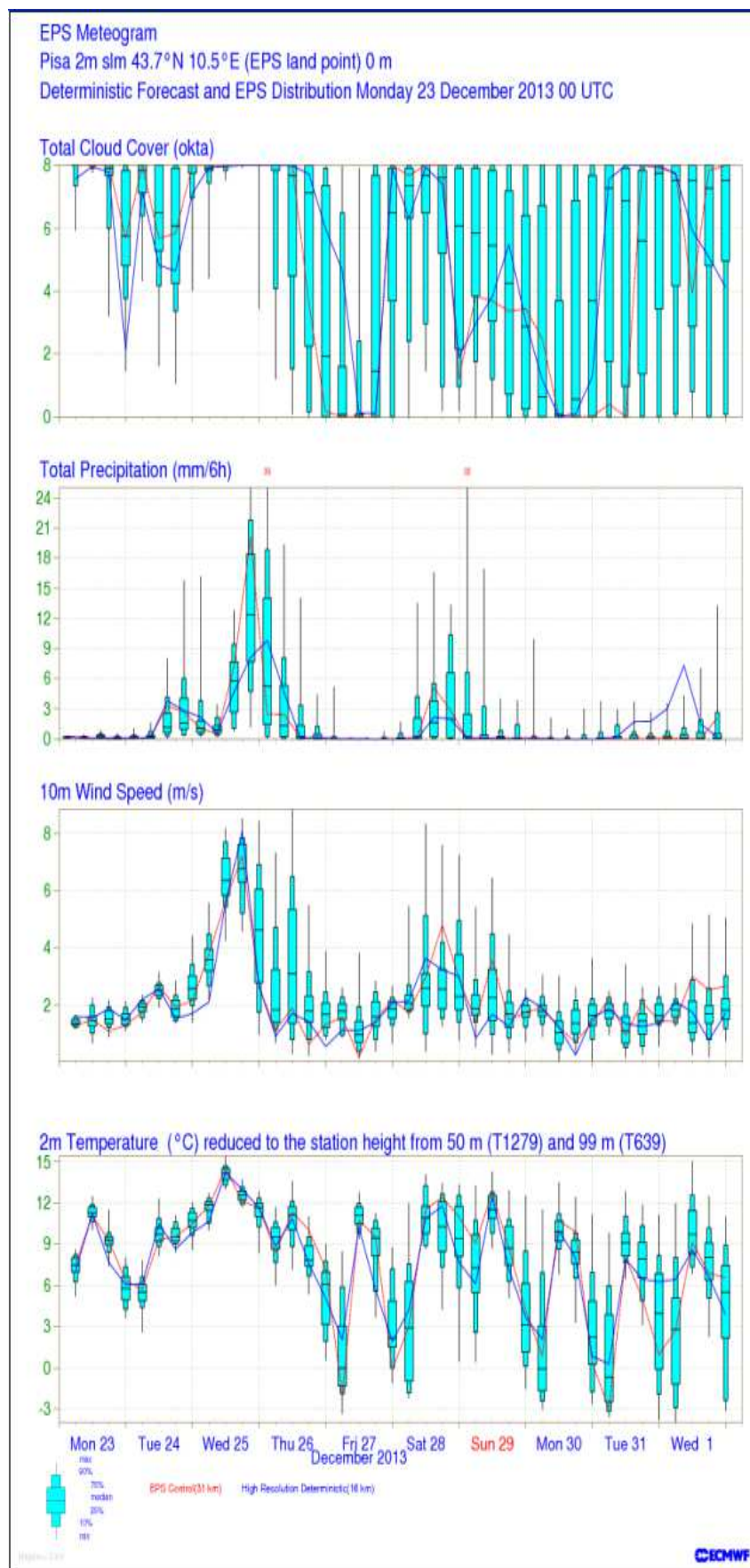


Figura 4.12e: Carta prevista ECMWF “EPS Meteogram” su Pisa (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

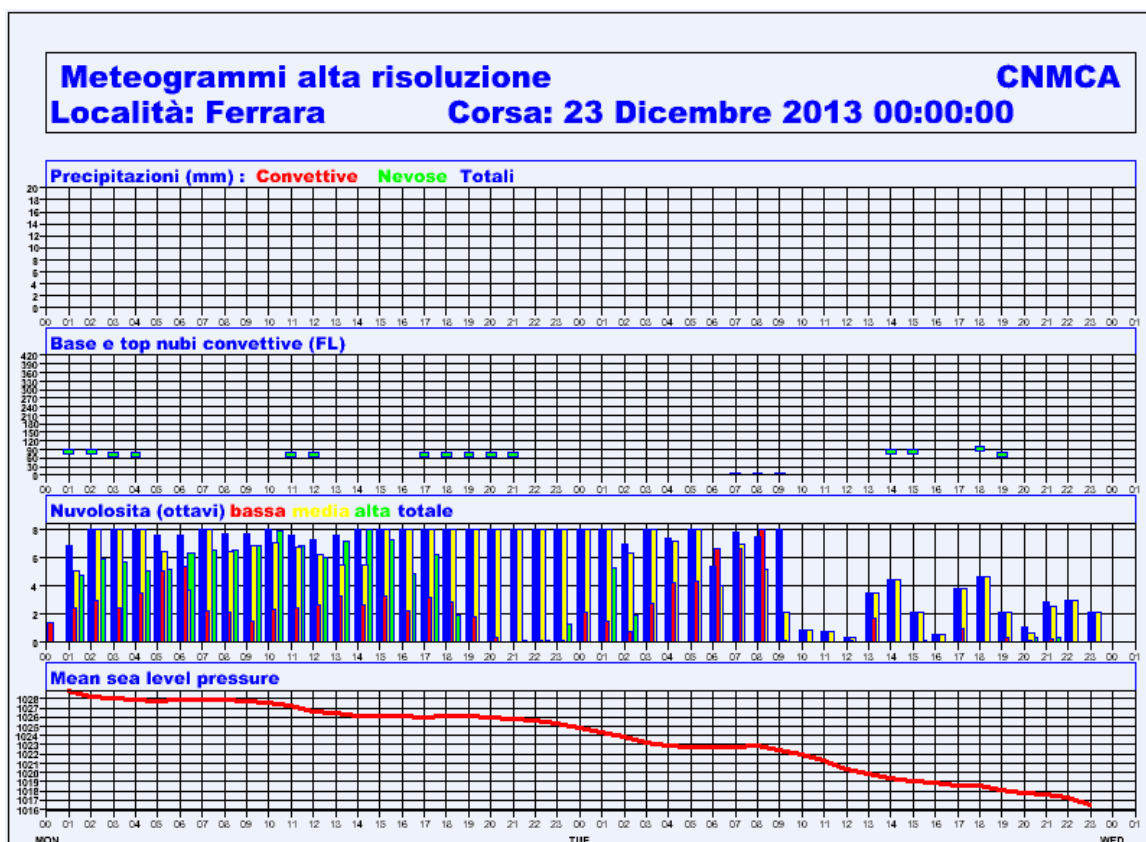
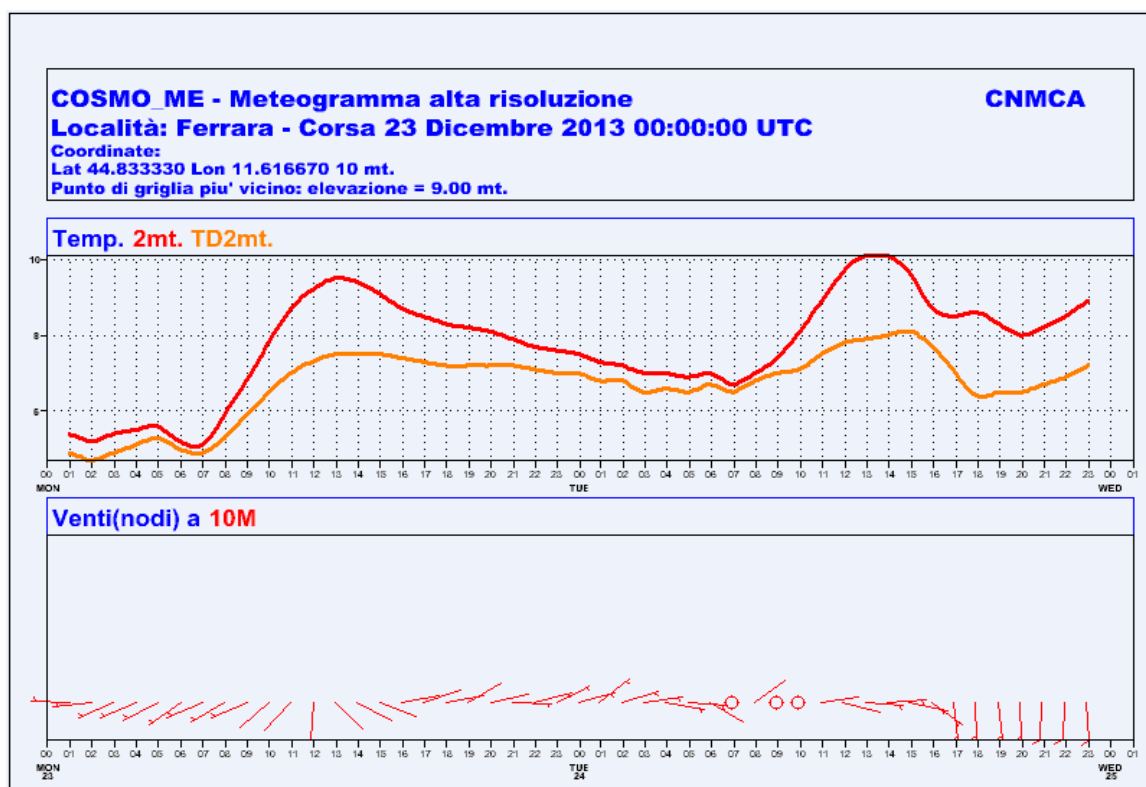


Figura 4.12f: Carta prevista ECMWF “Meteogramma alta risoluzione” su Ferrara (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

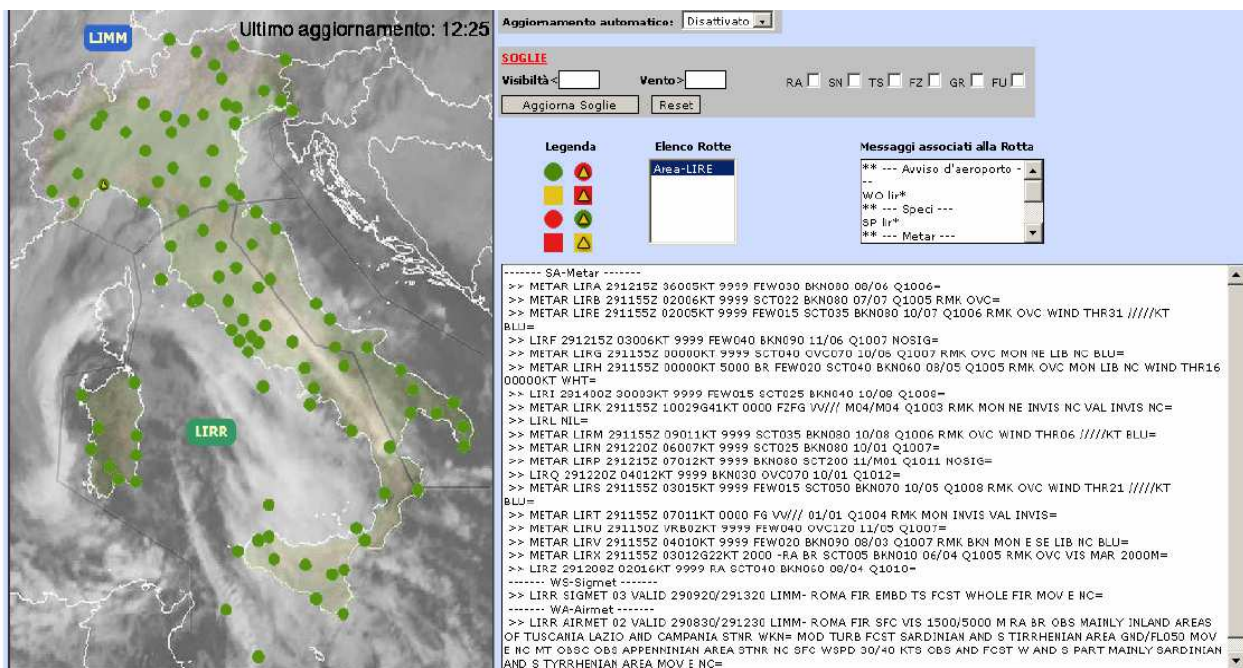


Figura 4.13: Immagine del modulo “Veglia” per il monitoraggio del tempo in atto sull’area italiana in cui è utilizzata come sfondo l’ultima immagine del satellite MET8 (MSG) nel canale dell’infrarosso (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

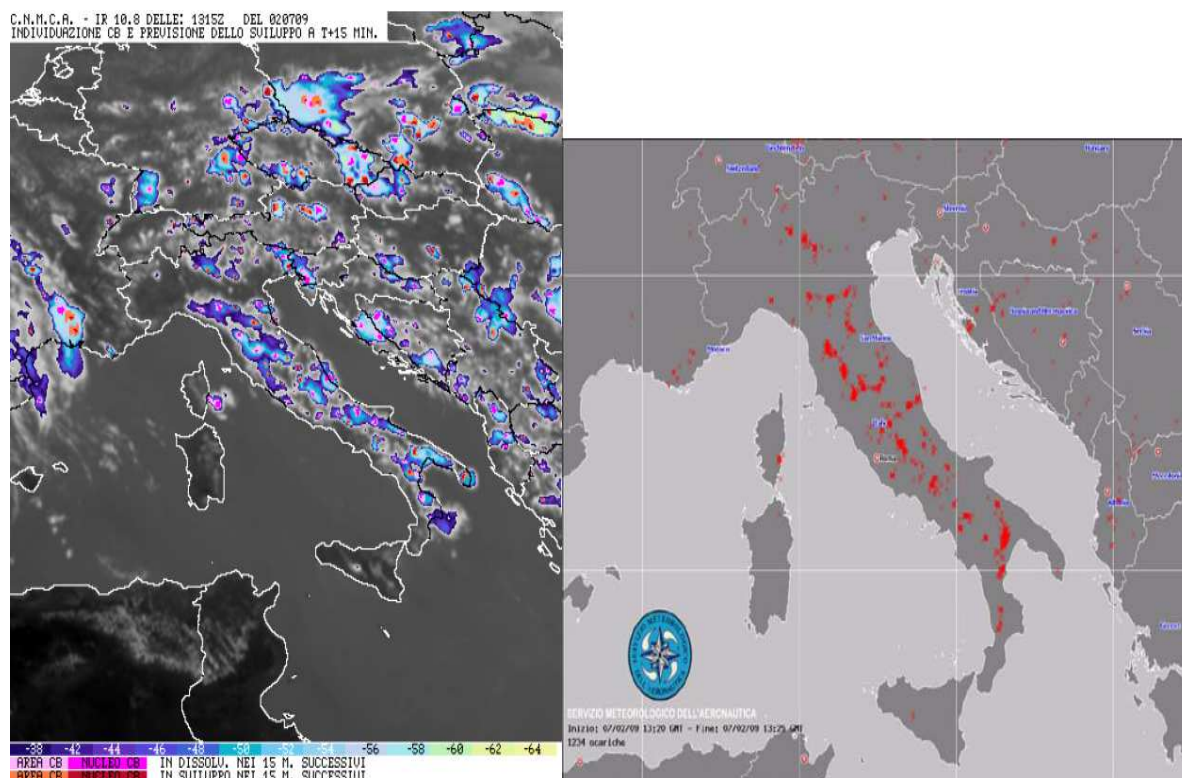


Figure 4.14a,b: Immagini CNMCA della “Nefodina (a)+Scariche elettriche (b)” sull’area italiana in cui si osservano temporali severi a cella singola lungo la dorsale appenninica del 02 febbraio 2009 (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

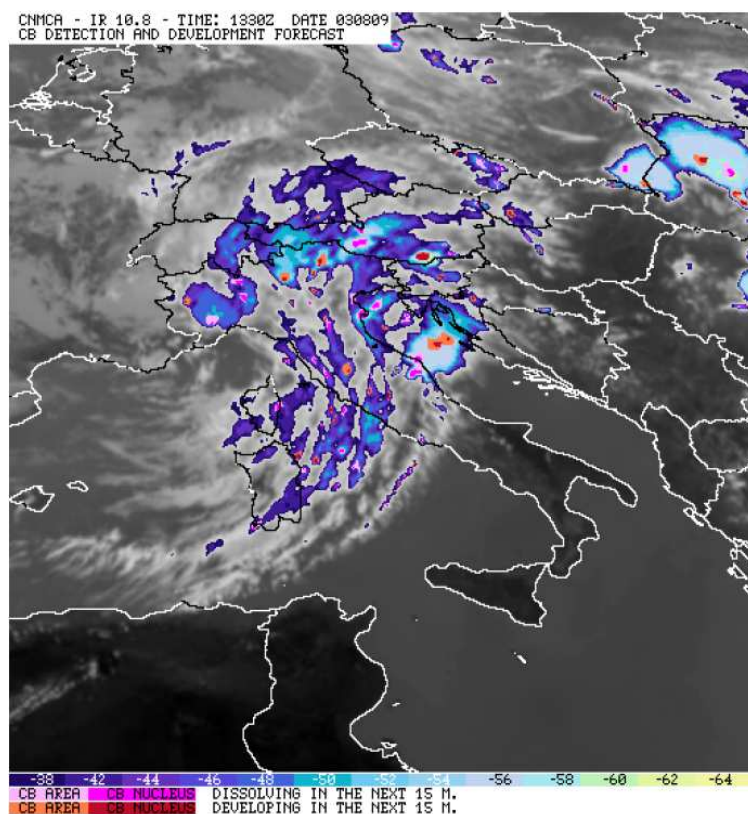


Figura 4.14c: Immagine CNMCA della “Nefodina” sull’area italiana in cui si osserva un temporale a multicella sull’Adriatico centrale del 03 agosto 2009 (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

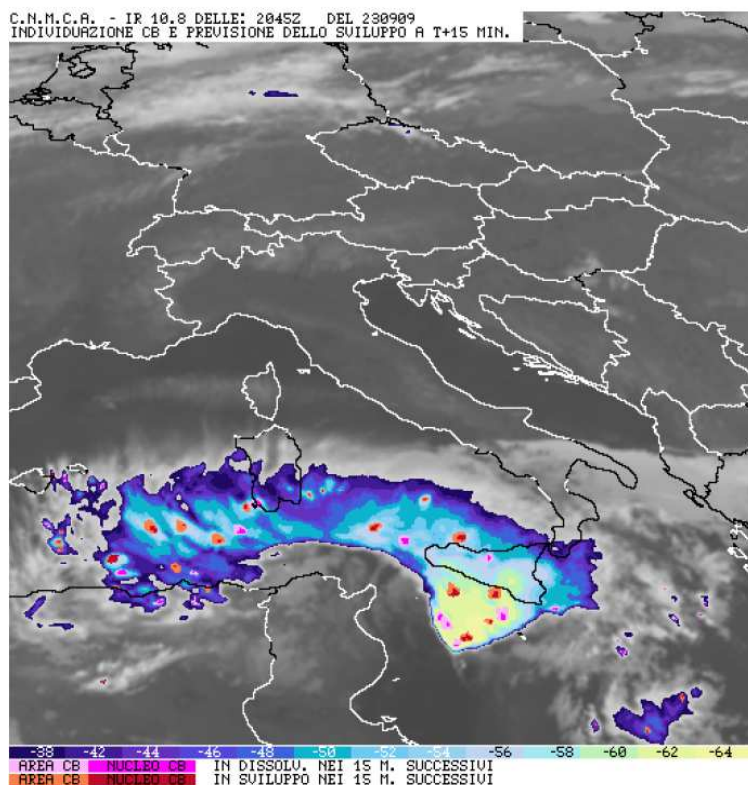


Figura 4.14d: Immagine CNMCA della “Nefodina” sull’area italiana in cui si osserva un temporale a supercella a sud della Sicilia sull’Adriatico centrale (23 settembre 2009); NEFODINA evidenzia la forma a V (V-shape) delle celle convettive incorporate (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

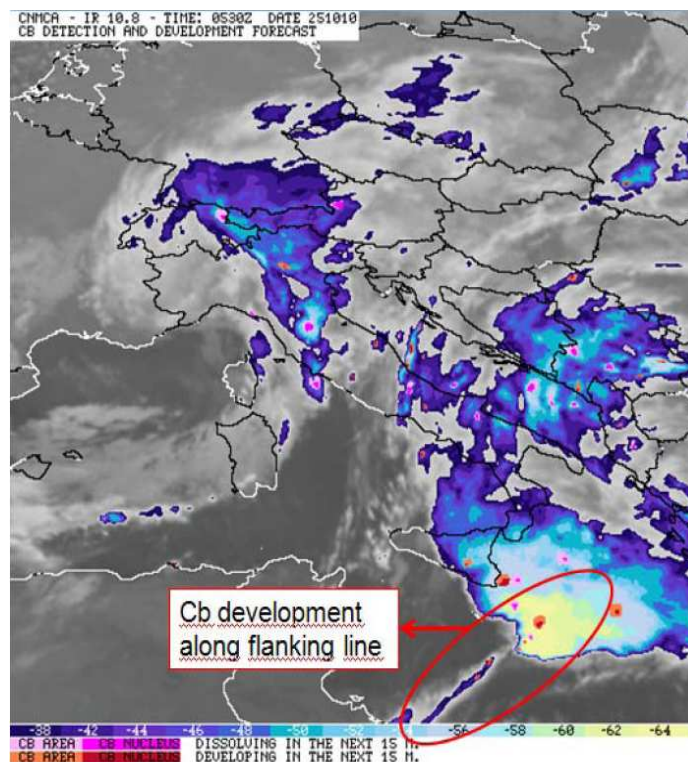


Figura 4.14e: Immagine CNMCA della “Nefodina” sull’area italiana in cui si osserva in un sistema temporalasco V-shape del 25 ottobre 2010 il perfetto allineamento dei cumuli congesti lungo la *Flanking Line* creatasi per l’avvezione calda da suo ovest e il downdraft freddo del medesimo sistema (Informazioni, dati e prodotti elaborati dal Servizio Meteorologico dell’Aeronautica Militare pubblicati sul sito <http://prometeo.meteoam.it>).

5 CONCLUSIONI

Oggigiorno l'accuratezza della previsione meteorologica non dipende solo ed esclusivamente dall'evoluzione tecnico-scientifica della modellistica meteorologica che negli anni è migliorata moltissimo, ma anche intrinsecamente dal tipo di fenomeno o regime meteorologico che si vuole prevedere: qualitativamente, più piccolo è il fenomeno e breve è la sua durata, più difficile risulta la sua previsione anche con i modelli più accurati. La previsione, quindi, per essere il più possibile realistica e scientificamente valida dovrà sempre contenere, in relazione al tipo di fenomeno che si cerca di prevedere, la sua incertezza, dipendente non solo da una imperfetta conoscenza delle condizioni iniziali, ma anche dall'interazione delle diverse scale di moto. Quindi, gli errori associati alla non corretta modellazione di un piccolo temporale possono, in certe condizioni, propagarsi velocemente anche alle scale di moto superiori, contaminando nel giro di poche ore/giorni la previsione su aree molto più ampie (*effetto farfalla*). Questo effetto evidenzia un limite potenziale di prevedibilità (*predictability*) dovuto alla crescita non lineare degli errori infinitesimi (Grazzini 2012). Si è visto che per stimare l'incertezza sono stati realizzati complessi sistemi modellistici (*sistemi di ensemble*) che effettuano molte simulazioni a partire da condizioni iniziali leggermente differenti per poi valutarne la loro divergenza nel tempo (più velocemente le diverse simulazioni differiscono nel tempo, più grande sarà la crescita degli errori, e quindi più alta l'incertezza). In questo contesto risulta essere basilare il ruolo del previsore che, facendo una sintesi tra le sue conoscenze scientifiche, le osservazioni e gli strumenti diagnostici e prognostici, ha il compito di valutare la modellistica, formulare la previsione e valutarne l'incertezza. Per implementare la capacità previsionistica dei fenomeni convettivi occorre migliorare la qualità della modellistica previsionale non solo in virtù del miglioramento della risoluzione, ma anche della ricerca, degli indici di previsione, delle capacità osservative (campagne di misura, radar mobili, sensori satellitari) e della capacità di comprendere sempre meglio i fenomeni fisici che li caratterizzano con il fine di migliorare la diagnostica degli errori. Il futuro della previsione dei temporali, come del resto di ogni fenomeno atmosferico, è correlato allo sviluppo di una branca della modellistica previsionale basata sul concetto di probabilismo: l'*ensemble forecasting* (Paccagnella 2012). Quest'ultimo, anziché produrre un solo scenario previsionale (approccio deterministico), ne prevede altri alternativi e teoricamente equiprobabili corredati contestualmente alla stima degli errori. In questo modo si risolveranno alcuni dei principali problemi legati all'assimilazione ad altissima risoluzione: la possibilità di caratterizzare meglio lo stato della superficie della terra (tipi di suolo, vegetazione e fasi vegetative, corpi idrici, aree urbane, umidità, ecc.) e lo sviluppo di schemi di scambio tra superficie e atmosfera più sofisticati miglioreranno la previsione dei temporali soprattutto a scala locale (aumento della risoluzione). Infatti, mentre la previsione meteorologica dei fenomeni

convettivi alla mesoscala ha raggiunto livelli di prevedibilità molto buoni, ancora molto occorre fare per collegarla accuratamente alle caratteristiche del territorio. Comunque, si estenderà progressivamente l'approccio probabilistico all'interpretazione dei modelli deterministici ad altissima risoluzione. È irrealistico pensare che l'accuratezza della previsione, in termini di localizzazione spazio-temporale, non cali con la diminuzione della scala spaziale (aumento della risoluzione).

In relazione al Servizio Meteorologico dell'A.M., a mezzo secolo dalla scoperta della limitata predicibilità del sistema atmosferico e della sensibilità alle condizioni iniziali, la sfida è nella direzione del potenziamento del sistema di analisi basato su LETKF e della sua estensione verso la previsione di tipo ensemble, ossia all'integrazione dei vari membri dell'ensemble di analisi a scadenze di $t+48-72h$. Infatti, si è verificato in modo chiaro che LETKF è in grado di produrre analisi e previsioni di qualità superiore a quelle prodotte dall'analisi 3DVAR nella metrica dell'errore quadratico e di qualità confrontabile nella metrica dell'errore assoluto. È molto probabile che l'ottimizzazione di detti parametri per il sistema possa condurre a un ulteriore, sostanziale, miglioramento dei risultati. La verosimiglianza del campionamento dell'incertezza iniziale che LETKF è in grado di fornire, fa sorgere l'interessante possibilità di utilizzare i campi di analisi dell'ensemble generato da LETKF come condizioni iniziali per l'integrazione di un sistema di previsione di tipo ensemble (EPS) con corrette caratteristiche spazio-temporali di errore di previsione. L'accuratezza di LETKF è legata all'accuratezza della stima degli errori delle osservazioni e della previsione di first guess (gli errori delle osservazioni sono predeterminati e tenuti fissi durante il ciclo di assimilazione, mentre gli errori della previsione di first guess sono campionati dall'ensemble previsto). Occorrerà indirizzare gli sforzi verso la maggiore minimizzazione del problema della progressiva perdita di varianza dell'ensemble, tipico dei filtri stocastici di questo tipo, dovuta a svariati fattori (insufficiente dimensionalità dell'ensemble, non linearità del modello prognostico, mancata rappresentazione dell'errore del modello all'interno del filtro, ecc.), per non sotto-pesare o ignorare le nuove osservazioni presentate all'algoritmo ed evitare la situazione di un sistema di analisi e previsione completamente disaccoppiato dalla realtà sperimentale. In questo contesto, dato gli elevati costi di ottimizzazione e di mantenimento dell'approccio euristico noto come "inflazione moltiplicativa", sarà necessario implementare sempre meglio le tecniche adattative che producono e aggiornano automaticamente i valori statisticamente "ottimi" per i parametri inflattivi del filtro.

In conclusione, la sfida della previsione meteorologica di natura operativa, in termini di accuratezza spazio-temporale, si giocherà nel campo dello sviluppo delle tecnologie della modellistica numerica, della strumentazione di osservazione e dell'acquisizione "intelligente" dei dati osservativi, oltre che delle abilità cognitive fisico-matematiche del previsore.

6 BIBLIOGRAFIA

- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
- Bonavita, M., L. Torrisi and F. Marcucci, 2010: Ensemble data assimilation with the CNMCA regional forecasting system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, pp. 132-145.
- Bonavita, M., L. Torrisi, and F. Marcucci, 2009: Il filtro di Kalman stocastico e la sua applicazione nel sistema di analisi e previsione numerica del CNMCA. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 1, 4-10.
- Bonavita M., L. Torrisi, and F. Marcucci, 2008: The Ensemble Kalman Filter in an Operational Regional NWP System: preliminary results with real observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 1733-1744.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634-639.
- Browning, K. A., 1965: Some inferences about the updraft within a severe local storm. *J. Atmos. Sci.*, 22, 669-677.
- Byers, H. R., and D. Atlas, 1963: Severe local storms: In retrospect. *Meteor. Monogr.*, 5, 27, 242-247.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, 1948: Thunderstorm structure and circulation. *J. Meteor.*, 5, 71-86.
- Chini, A., 2011: Analisi della Supercella del 12 agosto 2010. Tesi di laurea, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia - a.a. 2009-10, relatore Levizzani V., pp. 3-24.
- Collander, R. S., 1993: A ten-year summary of severe weather in mesoscale convective complexes. Part 2: Heavy rainfall. Prepr. 17th Conf. on Severe Local Storms, 4-8 Oct, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 638-641.
- Cotton, W. R., M. S. Lin, R. L. McAnelly, and C. J. Tremback, 1989: A composite model of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 765-783.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Prepr. 17th Conf. on Severe Local Storms, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.
- Davies-Jones, R. P., D. W. Burgess, and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, AMS, 588-592.
- Davis, C. A., and M. L. Weisman, 1994: Balanced dynamics of mesoscale vortices produced in simulated convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2005-2030.
- De Leonibus, L., A. Raspanti, and D. Melfi, 2007: Lampinet. Breve guida alla interpretazione meteorologica del fenomeno delle scariche elettriche ed ai prodotti della rete di rilevamento AM. Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica, Roma, Italia.
- De Leonibus, L., P. Rosci, and F. Zauli, 1998: Nefodina: a tool for automatic detection of severe convective phenomena. SAF training Workshop Nowcasting and very short Range Forecasting, Madrid, Spain, 9-11 Dec. 1998.

- Fujita, T., 1960: A detailed analysis of the Fargo tornadoes of June 20, 1957, U. S. Department of Commerce, Weather Bureau, Research Paper No. 42, 67 pp.
- Grazzini, F., 2012: L'affidabilità delle previsioni meteo oggi. *Ecoscienza*, 4, 2012, pp. 52-53.
- Houze, R. A., 1989: Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large scale heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115, 425-461.
- Houze, R. A., B. F. Smull, and P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 613-654.
- Kumijan, M. R. and A. V. Ryzkhov, 2008: Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Met. Clim* 47, 1940-1961.
- Lemon, Leslie R., Charles A. Doswell, 1979: Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornado genesis. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1184-1197.
- Levizzani, V., 2008: Fisica delle nubi. Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia, Capitolo 3, 1-11.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
- Maddox, R. A., K. W. Howard, D. I. Bartels, and D. M. Rodgers, 1986: Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, P. S. Ray, Ed., AMS, 390-413.
- Melfi, D., 2012: Nefodina: a tool for automatic detection of severe convective phenomena. Italian Air Force Met Service (IAFMS), Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica, Rome, Italy.
- Miller, L. J., J. D. Tuttle, and C. A. Knight, 1988: Airflow and hail growth in a severe northern high plains supercell. *J. Atmos. Sci.*, 45, 736-762.
- Morgagni, M., 2012: Analisi di eventi di precipitazione intensa collegati a temporali auto-rigeneranti. Tesi di laurea, Università degli Studi di Bologna, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, Corso di Laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia - a.a. 2010-11, relatore Levizzani V., pp. 3-14.
- Newton, C. W., and S. Katz, 1958: Movement of large convective rainstorms in relation to winds aloft. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 39, 129-136.
- Newton, C. W., and H. R. Newton, 1959: Dynamical interactions between large convective clouds and environment with vertical shear. *J. Meteor.*, 16, 483-496.
- Paccagnella, T., 2012: Modelli globali e ad area limitata, quasi una rivoluzione. *Ecoscienza*, 4, 16-18.
- Peirollo, R., and V. Rotella, 2007: Indici di instabilità per la previsione e classificazione dei temporali. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 3, 2007, pp. 32-37.
- Pruppacher, H. R., and K. V. Beard, 1970: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96, 247-256.
- Rasmussen, E., and D. Blanchard, 1998: A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Rasmussen, E. N., and J. M. Straka, 1998: Variations in supercell morphology. Part I: Observations of the role of upper-level storm-relative flow. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2406-2421.

- Rasmussen, E. N., and R. B. Wilhelmson, 1983: Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low level shear, and stability. Prepr. 13th Conf. on Severe Local Storms, Tulsa, OK, Amer. Meteor. Soc., J5–J8.
- Raymond, D. J., and H. Jiang, 1990: A theory of long-lived mesoscale convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 47, 3067–3077.
- Rosci, P., A. Balzamo, L. De Leonibus, and F. Zauli, 2000: Improvement of automatic detection and extrapolation of convective phenomena using map rapid scan meteosat images. EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users'Conference, Bologna, Italy, 29 May–2 June.
- Santini, D., 2013: Struttura nuvolosa del temporale. Tesi di laurea, Università degli Studi di Bologna, Scuola di Scienze, Corso di Laurea in Fisica - a.a. 2012-13, relatore Levizzani V., pp. 2–23.
- Schubert, W. H., J. J. Hack, P. L. Silva Diaz, and S. R. Fulton, 1980: Geostrophic adjustment in an axisymmetric vortex. *J. Atmos. Sci.*, 37, 1464–1484.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994: Three dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2563–2584.
- Tollerud, E. I., J. A. Augustine, and B. D. Jamison, 1992: Cloud top characteristics of Mesoscale Convective Systems in 1986. Prepr. 6th Conf. On Satellite Meteor. Oceanogr., AMS, Atlanta, GA, 5–10 January, J3–J7.
- Torresi, L., 1996: Comprensione dei fenomeni convettivi: uno strumento per le previsioni a brevissimo termine. Tesi di specializzazione, Reparto Tecnico Addestrativo T.L.C. – A.V. di Pratica di Mare (Roma), 27° Corso di Specializzazione in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia del di Laurea in Fisica dell'Atmosfera e Meteorologia - a.a. 1995-96, relatore Ferri M., pp. 4–93.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1984: The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479–2498.
- Zauli F., 2009: Composito Fenomeni Intensi. Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare, Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica, Roma.
- Zipser, E. J., 1982: Use of a conceptual model of the life-cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts. In *Nowcasting*, K. Browning, Ed., Academic Press, London and New York, 191–204.



7 SITI INTERNET

ARPA Sardegna, Dipartimento Specialistico Regionale Idrometeorologico, <http://www.sar.sardegna.it/documentazione/meteo/msg.asp>, data di consultazione 19 dic 2013.

Ministero della Difesa, Aeronautica Militare, Servizio Meteorologico, <http://www.wold.meteoam.it/modules.php?name=nefoSfloc>, data di consultazione 22 dicembre 2013.

Ministero della Difesa, Aeronautica Militare, Servizio Meteorologico, <http://www.meteoam.it/?q=modelli-di-previsione-numerica>, data di consultazione 23 dicembre 2013.

Ministero della Difesa, Aeronautica Militare, Servizio Meteorologico, <http://www.meteoam.it/sites/all/files/images/approfondimenti.pdf>, data di consultazione 27 dicembre 2013.

Ministero della Difesa, Aeronautica Militare, Servizio Meteorologico, http://www.meteoam.it/sites/all/files/images/letkf_pres_2011.pdf, data di consultazione 29 dicembre 2013.

Meteocenter.com, Centro di Calcolo Meteorologico e Ambientale, Meteo Network Romagna, http://www.meteoromagna.com/reportages/21_07_08/outbreak_21_luglio_2008.pdf, data di consultazione 02 gennaio 2014.



8 GLOSSARIO

AIRMET	AIRman's METeorological Information
AMI	Aeronautica Militare Italiana
ASCII	American Standard Code for Information Interchange
ATZ	Aerodrome Traffic Zone
AWI	Automatic Weather Interpretation
AWIPS	Advanced Weather Interactive Processing System
BBQ	Bassa e Bassissima Quota
BWER	Bounded Weak Echo Region
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CB	Cumulonembo
CIN	Convective Inhibition
CINE	Convection Inhibition Energy
CMa	Cloud Mask
CMC	Canadian Model Center
CMR	Centro Meteorologico Regionale
CNMCA	Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica
COSMO	Consortium for Small-scale Modeling
DCP	Data Collection Platform
DNB	Day Night Band
DSD	Drop Size Distribution
DVAR	Dimensional Variational data Assimilation
EH1	Energy Helicity Index
EL	Equilibrium Level
EnKF	Ensemble Kalman Filter
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
ENAV	Ente Nazionale Assistenza al Volo
EPS	Ensemble Prediction System
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FAR	False Alarm Ratio
FFD	Forward Flank Downdraft
FL	Flight Level
GCM	Global Circulation Model
GFS	Global Forecast System
GM	Global Model
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOS	Global Observing System
GPS	Global Positioning System
GTS	Global Telecommunication System
HP	High Precipitation supercell
HRM	High-resolution Regional Model
HRV	High Resolution Visible
HSAF	Satellite Application Facility on Support to Operational Hydrology and Water Management
ICAO	International Civil Aviation Organization
IDFI	Incremental Digital Filter

IFS	Integrated Forecast System
IR	Infrared
ISMAR CNR	Istituto di Scienze Marine del Consiglio Nazionale delle Ricerche
LAM	Limited Area Model
LCL	Lifting Condensation Level
LDR	Linear Depolarization Ratio
LFC	Level of Free Convection
LI	Lifted Index
LNB	Level of Neutral Buoyancy
LP	Low Precipitation supercell
LETKF	Local Ensemble Transform Kalman Filter
MAD	Mean Absolute Deviation
MCC	Mesoscale Convective Complex
MCS	Mesoscale Convective System
METAR	METeorological Air Report
ML	Melting Level
MLP	Multilayer perceptron
MSG	Meteosat di Seconda Generazione
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NEFODINA	DYNAmic NEFOanalysis
NEFOMEDI	MEditerraneo DYNamic NEFOanalysis
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NWCSAF	Nowcasting Satellite Application Facility
NWP	Numerical Weather Prediction
OMM	Organizzazione Meteorologica Mondiale
PBL	Planetary Boundary Layer
PPI	Plan Position Indicator
PRF	Pulse Repetition Frequency
RADAR	RAdio Detection And Ranging
RFD	Rear Flank Downdraft
RGB	Red Green Blue
RHI	Range Height Indicator
RIJ	Rear Inflow Jet
RTH	Regional Telecommunication Hub
SADR	Servizio di Accentrimento Radar
SAI	Stability Analysis Imagery
SC	Stratocumuli
SEVIRI	Spanning Enhanced Visible Infrared Imager
SH	Showalter
SIGMET	SIGnificant METeorological Information
SIMC	Servizio Idro-Meteo-Clima (ARPA-EMR)
SR	Severe Right mover
SRanvil	Anvil Storm-Relative Wind
SREH	Storm Relative Environmental Helicity
SRI	Surface Rainfall Intensity
SRT	Surface Rainfall Total
SUOMI NPP	Suomi National Polar-orbiting Partnership
SW	SWEAT
SWL	Significant Weather Low Level
SWEAT	Severe Weather ThrEAT index
TAF	Terminal Aerodrome Forecast
TAFOR	TAF lungo

TCU	Towering cumulus
TVS	Tornado Vortex Signature
UK Met Office	United Kingdom Meteorology Office
UMA	Ufficio Meteorologico Aeroportuale
UTC	Universal Time Coordinated
VGP	Vorticity Generation Parameter
VIIRS	Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
VMI	Vertical Maximum Intensity
VORTEX	Verification of the Origins of Rotation in Tornado Experiment
WAM	WAve Model
WER	Weak Echo Region
WV	Water Vapour
WWW	World Weather Watch
ZDR	Differential Reflectivity



RINGRAZIAMENTI

Il mio più sentito ringraziamento lo rivolgo innanzitutto al Prof. Rolando Rizzi che lungo tutto il percorso accademico è stato il mio pigmalione: colui che mi ha incoraggiato ad affrontare il corso di laurea triennale in “Fisica dell’Atmosfera e Meteorologia”, colui grazie al quale, nonostante i numerosi impegni professionali e familiari, sono riuscito a mantenere elevati la motivazione, l’abnegazione e lo spirito di sacrificio, colui che mai mi ha negato il suo sostegno didattico e umano. Per me prima un maestro di vita saggio e sapiente, poi un docente di pregevole valore.

Con non minore enfasi desidero ringraziare il Prof. Vincenzo Levizzani, mio Relatore, l’ispiratore della mia tesi e di cui ho ammirato, senza retorica alcuna, la professionalità e la cordiale disponibilità che ne hanno distinto sempre il tratto.

In ultimo, per citazione ma non per rilevanza, la gratitudine più calorosa è rivolta ai miei affetti più cari: alla mia famiglia di origine per il concorso a formare l’uomo che oggi sono e alla mia famiglia coniugale, a mia moglie Nicole e alla mia piccola Maria Ginevra, che con enorme generosità mi hanno donato quel “tempo” che era solo per loro. Un grazie fraterno, anche, a mio cugino Ciro Corvino per l’incondizionata disponibilità gratuitamente mostratami, senza soluzione di continuità, nel condividere tutte le problematiche presentatesi nel cammino universitario e nel suggerirmi con obiettiva puntualità un punto di vista sempre risolutivo.

Per “La gloria di colui che tutto move”.

In J et M