



**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FERRARA**

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

Corso di Laurea in Meteorologia e Ambiente

---

TESI DI LAUREA SPERIMENTALE

**ADRIATIC SEA-EFFECT SNOW**

**STUDIO E CARATTERIZZAZIONE  
DEL FENOMENO**

Relatore:  
Prof. **Federico Porcù**

Laureando:  
**Francesco Paolo Barile**

---

**ANNO ACCADEMICO 2010-2011**

*Alla mia Famiglia, alla piccola Irene, a Titti*

# Indice

<b>1. INTRODUZIONE .....</b>	<b>pag. 1</b>
<b>2. LAKE-EFFECT SNOW</b>	
<i>2.1 Il fenomeno del “Lake-Effect Snow” .....</i>	<i>pag. 3</i>
<i>2.2 Strumenti e metodi per l’analisi.....</i>	<i>pag.14</i>
<b>3. ANALISI METEOROLOGICA DINAMICA</b>	
<i>3.1 Configurazioni sinottiche favorevoli.....</i>	<i>pag. 16</i>
<i>3.2 Genesi dell’ASES.....</i>	<i>pag. 23</i>
<i>3.2.1 Il mare adriatico.....</i>	<i>pag. 23</i>
<i>3.2.2 Genesi.....</i>	<i>pag.25</i>
<i>3.3 Dinamica delle forzanti convettive.....</i>	<i>pag.31</i>
<i>3.3.1 Instabilità.....</i>	<i>pag. 31</i>
<i>3.3.2 Fetch.....</i>	<i>pag.36</i>
<i>3.3.3 Vento: velocità, shear e convergenza.....</i>	<i>pag. 39</i>
<i>3.3.4 Orografia e morfologia.....</i>	<i>pag. 48</i>
<i>3.3.5 Stato igrometrico della massa d’aria a monte.....</i>	<i>pag.51</i>
<i>3.3.6 Contributo di alcune forzanti sinottiche.....</i>	<i>pag.55</i>
<i>3.4 Porte dinariche e flussi convergenti.....</i>	<i>pag. 54</i>

<b>4. SI-ASES: UN INDICE SINTETICO PER DESCRIVERE IL FENOMENO.....</b>	<b>pag. 63</b>
<b>5. UN CODICE PER GLI AVVISI METEO</b>	
<b><i>5.1 LESREP e LESFOR: proposta di bollettini meteo aeronautici.....</i></b>	<b>pag.67</b>
<b>6. CASO DI STUDIO</b>	
<b><i>6.1 Irruzione di aria fredda del 9 gennaio 2012.....</i></b>	<b>pag.72</b>
<b>7. CONCLUSIONI .....</b>	<b>pag.80</b>
<b>BIBLIOGRAFIA .....</b>	<b>pag.81</b>
<b>RINGRAZIAMENTI</b>	



## 1. INTRODUZIONE

L'acronimo *ASES*, letteralmente *Adriatic Sea-Effect Snow*, è stato coniato negli ambienti della meteorologia operativa italiani per indicare una precisa fenomenologia analoga al più noto *LES* (*Lake-Effect Snow*), quest'ultimo ampiamente conosciuto nella regione dei Grandi Laghi americani ed in altre regioni.

Il fenomeno fisico si presenta difatti in numerose aree geografiche, e generalmente laddove una massa d'aria molto fredda scorre al di sopra di una superficie liquida più calda.

Ciò può quindi accadere su una superficie marina od oceanica, su un bacino lacustre, in una baia o addirittura in uno stretto, purché la superficie liquida disponibile sia sufficientemente estesa e relativamente calda da provocare una significativa mitigazione e umidificazione degli strati più bassi dell'atmosfera, con conseguenti moti convettivi, formazione di nubi e infine precipitazioni a prevalente carattere nevoso.

Il termine *ASES* va quindi a collocare e caratterizzare il generico fenomeno atmosferico in una ben determinata area geografica: il Mare Adriatico.

In figura 1 si mostra una foto del litorale Adriatico dopo una nevicata effetto di un episodio di *ASES*.

Questo studio si prefigge di descrivere non solo le caratteristiche generali del fenomeno ma anche le sue specificità, legate al background geografico, il bacino del mare adriatico, sia esso contraddistinto da una determinata climatologia, morfologia, orografia, e da mutevoli condizioni meteorologiche stabilite da configurazioni sinottiche e conseguenti stati termodinamici dei vari livelli troposferici.



**Figura 1 - Costa abruzzese innevata dall'effetto ASES (14 dicembre 2010)**  
**Fonte: [www.morino.eu](http://www.morino.eu)**

Si tratta del primo studio metodico e ordinato volto alla caratterizzazione del fenomeno e, una volta identificato, alla sua esatta denominazione al posto della generica definizione di “instabilità” che spesso ci capita di ascoltare dai meteorologi nazionali che descrivono questa fenomenologia.

Dalle osservazioni personalmente effettuate negli ultimi dieci anni, la frequenza con cui si manifesta l’*ASES* è collocabile in un’ordine di grandezza di 5-10 episodi nel periodo che va dal mese di novembre a quello di aprile. Esso è talvolta responsabile di fasi di maltempo caratterizzate da freddo intenso e nevicate sino a quote molto basse, se non addirittura sino ai litorali del versante adriatico.

Si tratta di un obiettivo all’apparenza ambizioso ma in realtà giustificato dalla semplice richiesta di dare una caratterizzazione quantitativa ad una manifestazione atmosferica che in altre parti del mondo viene ufficialmente riconosciuta e “chiamata per nome”.

## 2.LAKE-EFFECT SNOW

### 2.1 Il fenomeno del “Lake-Effect Snow”

Le nevicite da effetto-lago generate dai Grandi Laghi americani (*LES*) sono un fenomeno già da tempo conosciuto e oggetto di studio da parte dei meteorologi e dei ricercatori statunitensi e canadesi.

La regione dei Grandi Laghi è caratterizzata da un complesso di cinque bacini lacustri di acqua dolce, fra i più grandi al mondo (L.Superiore, L.Michigan, L.Huron, L.Erie, L.Ontario), con estensioni comprese tra 20-80.000 Km<sup>2</sup>. Il sistema è infine collegato al mare dal fiume S.Lorenzo.

Il *LES* si verifica a ridosso dei Grandi Laghi durante la stagione fredda, ma le prime manifestazioni possono avvenire già dalla metà di agosto a ottobre, in concomitanza delle prime discese di aria fredda dal Canada.

Date le temperature ancora elevate dei bacini, in questa prima fase possono generarsi trombe d'aria e le precipitazioni sono a prevalente carattere di pioggia.

Le nevicite da *LES* sono più intense tra la fine dell'autunno e l'inizio dell'inverno quando la differenza tra la temperatura superficiale dei laghi e l'aria fredda sovrastante è massima.

Il *LES* può generarsi dopo il passaggio di un fronte freddo collegato ad un'area ciclonica sopra la regione. Tipicamente si possono raggiungere temperature anche sino a -10/-20°C alla quota isobarica di 850 hPa.

Le superfici delle acque dei Grandi Laghi, relativamente più calde anche rispetto alla terraferma, divengono sede d'instabilità convettiva.

In figura 2 è mostrata la fotografia di un episodio di *LES* in questa regione.



**Figura 2- Una bufera di neve provocata dal LES avanza verso la città di Buffalo (febbraio 2007)  
Fonte: [www.wunderground.com/blog](http://www.wunderground.com/blog)**

La massa d'aria continentale di origine artica o polare, in principio stabile, durante il sovrascorrimento sulle estese superfici lacustri raccoglie calore e umidità mediante processi di rimescolamento turbolento<sup>1</sup>.

Il vapore acqueo si solleva all'interno della massa d'aria, modificandola, sino al livello d'inversione<sup>2</sup>. Nel percorso di ascesa si raffredda (sia per conduzione che per effetto dell'espansione adiabatica) e condensa, formando nuvole e precipitazioni nevose. Il vento prevalente alla quota delle nubi determina le aree che verranno investite dalle neviccate.

La formazione delle nubi è amplificata dalla convergenza termica e frizionale (attrito) della terraferma e dalla presenza di rilievi sulle coste sottovento che esaltano l'azione convettiva della massa d'aria.

---

<sup>1</sup>Rimescolamento turbolento: moto di un fluido caratterizzato da elementi di casualità nella diffusione e distribuzione spaziale e temporale delle proprietà macroscopiche (densità, temperatura, concentrazioni di vapore acqueo, etc.).

<sup>2</sup>Livello d'inversione: altitudine nella troposfera oltre la quale la temperatura dell'aria tende ad aumentare con la quota o rimane pressoché stabile.

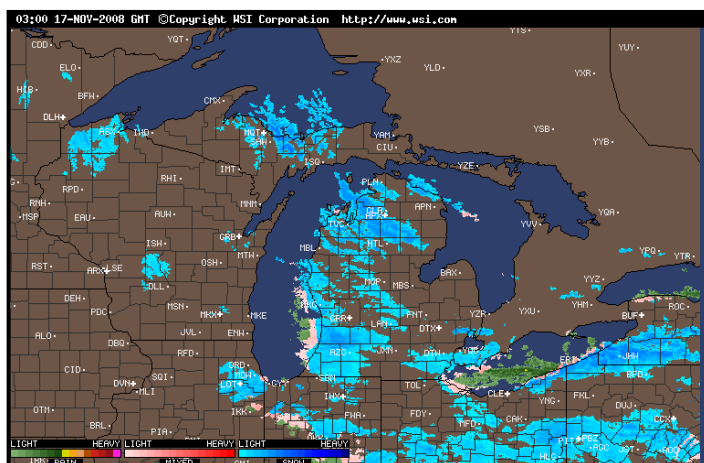


Figura 3 - Immagine radar del LES sulla regione dei Grandi Laghi (17 novembre 2008 - ore 03 GMT)  
Fonte: [www.wsi.com](http://www.wsi.com)

Il sollevamento e la condensazione della massa d'aria umida produce tipiche bande di nubi, nelle quali si generano le precipitazioni (figura 3), dalla forma stretta e allungata, denominate *street clouds*.

Osservazioni fatte con radar doppler hanno evidenziato la presenza di una circolazione a rullo orizzontale (*horizontal-roll*) nello strato limite e di come le precipitazioni si organizzino all'interno di questo campo con una serie di aree alternativamente soggette a convergenza, associati a moti ascendenti, e divergenza (Kelly 1982).

Una caratteristica importante è la presenza di una stretta fascia di venti convergenti al di sotto delle bande nuvolose, inoltre la posizione ed il movimento delle stesse è controllato non solo dai venti in quota ma anche dalle condizioni in superficie (Peace, Sikes 1966).

Tuttavia, l'evoluzione delle nubi e delle nevicite all'interno di uno strato interessato dal *LES* potrebbe non avvenire in maniera uniforme come sovente raffigurato in modelli concettuali (Barthold, Kristovich 2011)

Le precipitazioni possono divenire talmente intense da scaricare numerosi centimetri di neve l'ora sulle aree colpite (*snowbelts*) e fino a ben 5 metri di

neve in un anno. Ciò avviene principalmente sulle sponde orientali e meridionali dei bacini lacustri (figura 4).

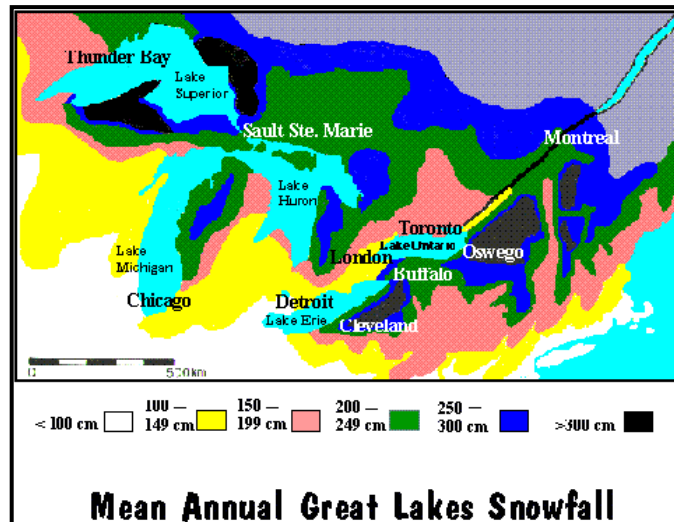


Figura 4 - Media annuale dello spessore di neve che cade nella regione dei Grandi Laghi

Fonte: [www.islandmet.com](http://www.islandmet.com)

Il *Lake-Effect* si distingue dal *Lake-Enhanced*. Il secondo termine denota il fatto che una struttura ciclonica riceva un contributo addizionale di energia attraverso il prelievo di calore e umidità dallo strato limite soprastante un lago, incrementandone le precipitazioni.

Tornando al *LES* “puro”, elenchiamo di seguito i principali ingredienti che favoriscono a vario peso la sua genesi e ne determinano le sue caratteristiche. Questi fattori come vedremo, in quasi completa analogia con quelli generanti l'*ASES*, verranno più ampiamente trattati nel terzo capitolo, dedicato alla dinamica del fenomeno.

## ● INSTABILITA'

Un indice della condizione d'instabilità è dato dalla differenza tra la temperatura delle acque superficiali del lago e la temperatura

all'altezza isobarica di 850hPa. Valori superiori a 13°C danno instabilità assoluta favorendo un vigoroso trasporto di calore e umidità.

La temperatura assoluta della superficie lacustre costituisce di per sé un potenziale convettivo; avere valori elevati (10-15°C) significa maggiore possibilità di evaporazione, ovvero maggiore energia a disposizione del sistema.

Lo spessore dello strato instabile è legato alla profondità dello strato rimescolato. Se tale strato non eccede i 1000/1500m la probabilità di avere precipitazioni nevose di forte intensità è piuttosto scarsa.

Osservazioni fatte attraverso sondaggi in atmosfera (palloni sonda) e rilevamenti svolti da aeromobili mostrano un incremento dello spessore instabile, e quindi di quello in cui avvengono i moti convettivi, nell'attraversamento della superficie del lago dalle coste sopravvento a quelle sottovento (Kristovich et al. 2003).

## **FETCH**

Il prelievo in mare: più esattamente definito come la distanza percorsa dalla massa d'aria sopra la superficie liquida, strettamente correlata con la direzione del vento nei bassi strati (925-850 hPa). Piccole variazioni di direzione possono modificare drasticamente la lunghezza del fetch.

Ad esempio sul Lake Erie con vento da 250° si ha un fetch di 360 Km; con vento da 230° il prelievo scende a 130 Km circa.

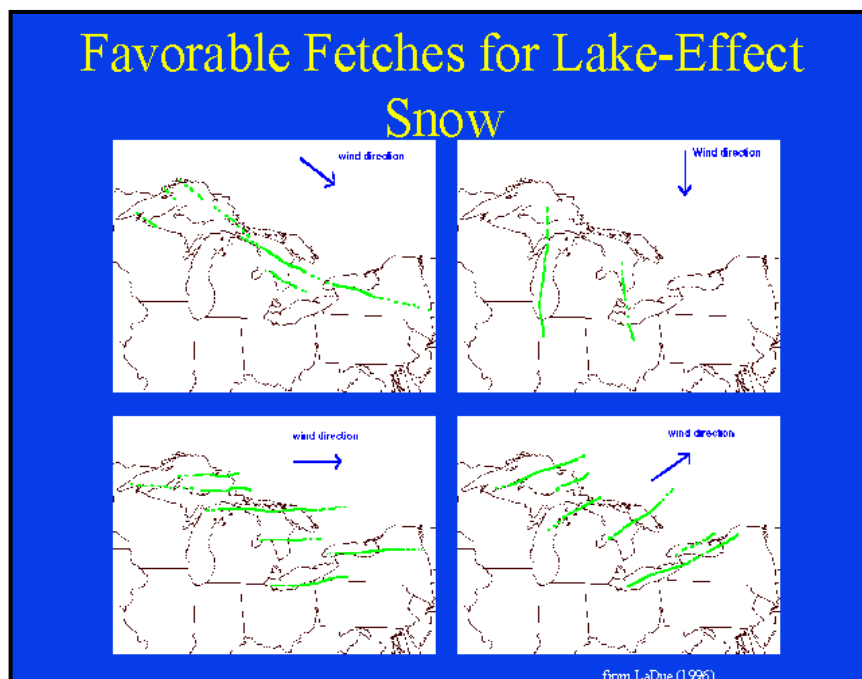


Figura 5 - Esempi di fetches per diverse direttrici di vento sulla regione dei Grandi Laghi  
 Fonte: [www.comet.ucar.edu](http://www.comet.ucar.edu)

### ● VELOCITA' DEL VENTO

Velocità elevate possono trasportare precocemente le bande nuvolose nell'entroterra prima che si formino le precipitazioni; venti ancora più forti possono frammentare la nuvolosità

### ● WIND SHEAR DIREZIONALE

La rotazione del vento con la quota, in particolare tra la superficie terrestre e la quota isobarica di 700hPa, produce un impatto significativo sulla formazione delle bande.

La condizione ottimale si ha con una rotazione inferiore ai 30°.

### ● TASSO DI UMIDITA' DEL FLUSSO A MONTE

Sebbene le masse d'aria implicate abbiano un'origine continentale, e quindi igrometricamente secche, valori di umidità relativa in origine

più alti permettono una più rapida saturazione della massa d'aria, formazione di nubi e maggiori quantità di precipitazioni.

La presenza di un altro lago sopravvento, per esempio, consente un aumento dell'umidità relativa nel flusso del lago a valle grazie all'umidità introdotta dalle bande nuvolose e delle correnti nei bassi strati provenienti del lago a monte .

Per esempio in un flusso mediamente nord-occidentale le bande nevose del Lago Superiore si riformano agilmente o s'intensificano al passaggio sul Lago Huron e successivamente sul Lago Erie od Ontario. Il fetch sebbene frammentato, si allunga di diverse centinaia di chilometri.

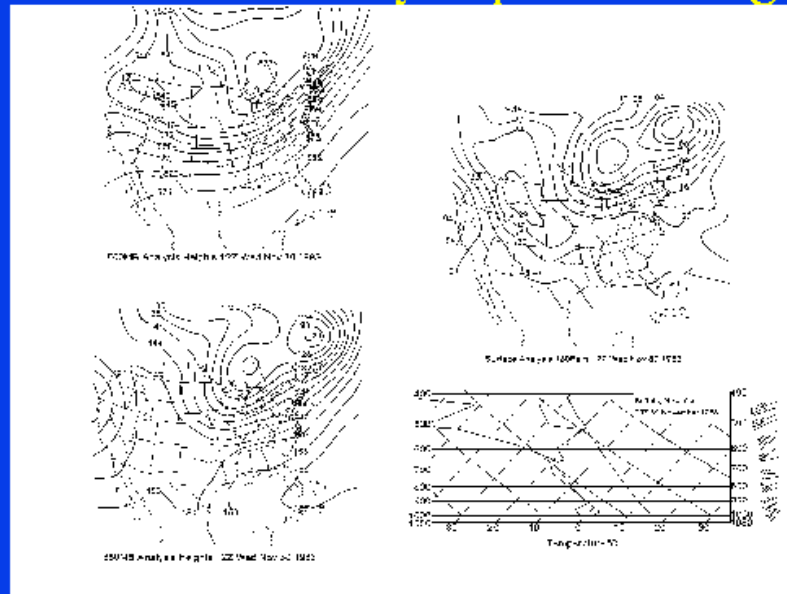
## **FORCING SU SCALA SINOTTICA**

Sovente durante la stagione autunnale e invernale il vortice polare compie affondi meridiani molto pronunciati in direzione del comparto nord-orientale del Nord-America facendo affluire masse d'aria artica o polare di stampo prettamente continentale (figura 6).

Un'avvezione di vorticità ciclonica può accrescere gli effetti del *LES* grazie al sollevamento del livello d'inversione.

Una marcata avvezione fredda a tutte le quote incrementa ulteriormente l'instabilità.

## Favorable Synoptic Setting



Niziol (1987)

Sfc-850: Broad WSW trof extension from parent low over Maritimes.  
500: Closed low south of James Bay; Deep (>3 km) layer of instability.  
Result is prolonged, unidirectional fetch over long axes of Erie, Ontario.

Figura 6 - Configurazioni sinottiche favorevoli al LES

Fonte: [www.comet.ucar.edu](http://www.comet.ucar.edu)

### ● OROGRAFIA:

Il *LES* risulta potenziato all'impatto con rilievi sottovento ai laghi per sollevamento forzato della massa d'aria (*effetto stau*); le bande nuvolose e nevose vengono letteralmente spremute, mentre le precipitazioni diminuiscono drasticamente una volta oltrepassato l'ostacolo orografico.

L'accumulo medio annuo di neve cresce di circa 20-30cm ogni 30 metri di altitudine.

### ● COPERTURA DI NEVE E GHIACCIO:

Con l'inoltrarsi nella stagione invernale, la progressiva estensione di superfici ghiacciate o innevate sui Grandi Laghi riduce radicalmente

il fenomeno o lo inibisce completamente chiudendo di fatto la stagione del *LES* a causa della diminuzione del fetch e della complessiva riduzione del calore sensibile a disposizione (Cordeira, Laird 2008). Il Lago Ontario ha meno probabilità di gelare completamente, pertanto qui la stagione del *LES* può prolungarsi fino a marzo.

Generalmente il *LES* in relazione alla struttura può assumere le seguenti tre tipologie:

- Bande nuvolose/nevose singole;
- Bande multiple;
- Bande da scorrimenti multipli.

Le più intense sono quelle che appartengono alla prima categoria.

Le bande singole si formano in regime di instabilità assoluta e presentano vigorose correnti ascensionali che portano alla formazione di nuvolosità cumuliforme e precipitazioni che rilasciano grosse quantità di calore latente di condensazione, le quali unite al calore sensibile fornito dall'evaporazione, favoriscono la formazione di un minimo di pressione a mesoscala (*meso-low*). Tanto maggiore è lo spessore della coltre nuvolosa, tanto più il minimo tenderà ad approfondirsi (*warm-core*).

Come diretta conseguenza della formazione di questo gradiente barico si attiva una convergenza termica nella parte bassa della banda nuvolosa ed una diffluenza sulla sommità, portando infine ad un irrobustimento del flusso ascendente sull'asse centrale della banda nuvolosa (figura 7).

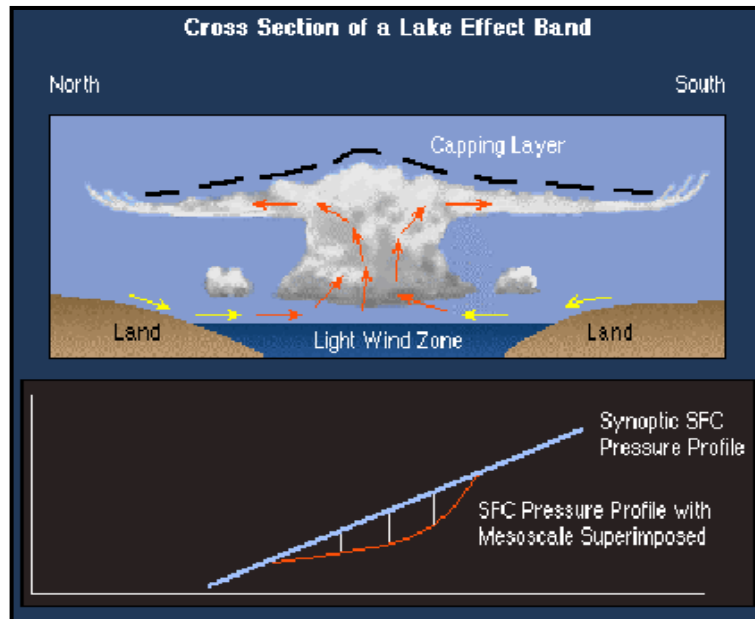


Figura 7 - Rappresentazione dei flussi in una banda singola e profilo verticale di pressione  
 Fonte: [www.comet.ucar.edu](http://www.comet.ucar.edu)

Le bande multiple sono più deboli di quelle singole in quanto l'energia si ripartisce su più bande nuvolose. Di solito si producono quando il vento medio nello strato limite soffia intorno ad una direzione ortogonale rispetto all'asse maggiore del lago. Lo strato mescolato è meno profondo e le differenze termodinamiche con l'ambiente circostante sono notevolmente ridotte.

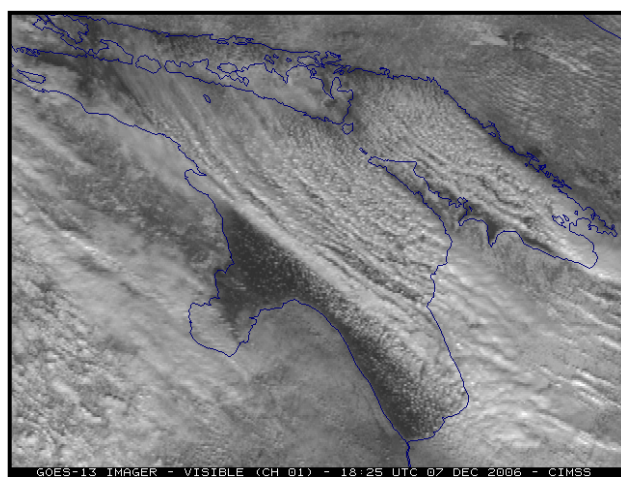


Figura 8 - Immagine da satellite nel canale del visibile che mostra la presenza di un grande numero di bande multiple sul Lago Huron (7 dicembre 2006 - ore 18.25 GMT)

Le bande da scorrimenti multipli possono essere a loro volta singole o multiple e sono caratterizzate dal fatto che attraversano, senza dissolversi, almeno due laghi. Iniziano tipicamente sul Lago Huron o sulla Georgian Bay e si re-intensificano sul Lago Ontario od Erie.

## 2.2 *Strumenti e metodi per l'analisi*

Uno studio completo e approfondito del fenomeno richiede la consultazione di una molteplicità di risorse suddivisibili in quattro categorie:

- Mappe da modelli fisico-matematici a scala globale (*GM*) e a mesoscala (*WRF*<sup>3</sup>);
- Prodotti da telerilevamento (immagini satellitari e radar);
- Radiosondaggi troposferici;
- Dati e osservazioni al suolo, carte sinottiche.

Le mappe previste (a breve termine) risultano utili sia per determinare la probabilità di occorrenza del fenomeno, sia per analizzare la dinamica attraverso lo studio dei flussi e delle avvezioni a diversi livelli isobarici nonché delle configurazioni sinottiche favorevoli all'ASE.

Si considerano pertanto carte di previsione dei *GM* della situazione al suolo ed a 500 hPa, isoterme e isoipse a 850 hPa (modello *GFS*<sup>4</sup>).

Attraverso l'analisi delle mappe *WRF* si analizzano flussi ed umidità a 700hPa e 925 hPa e carte di Delta Theta-E<sup>5</sup> tra 850-500 hPa.

---

<sup>3</sup>WRF: Weather Research and Forecasting Model, modello numerico di previsione meteorologica a mesoscala.

<sup>4</sup>GFS: Global Forecast System, modello di previsione globale emesso dall'agenzia federale statunitense NOAA ( National Oceanic and Atmospheric Administration).

<sup>5</sup>Delta Theta-E: differenza tra la temperatura potenziale equivalente di due livelli troposferici. La temperatura potenziale equivalente è quella temperatura che avrebbe la massa d'aria considerata qualora si ipotizzasse di far condensare tutto il vapore in essa contenuto e si utilizzasse il calore latente di condensazione per scaldarla. Infine si porta idealmente la massa d'aria adiabaticamente a 1000hPa.

L'uso delle immagini satellitari assume grande rilevanza per l'individuazione e l'osservazione delle bande nuvolose nella fase in cui il fenomeno si sta manifestando. Si utilizzano pertanto immagini nel canale del visibile (limitatamente alle ore diurne) e dell'infrarosso, queste ultime utili per stimare soprattutto l'altezza della sommità delle nubi dalla temperatura di brillantezza e di conseguenza valutare il loro spessore; ed infine individuare le aree maggiormente interessate dal *core* della *street cloud* e quindi dove presumibilmente sono presenti i nuclei precipitativi.

A tal fine, un supporto relevantissimo sarebbe arrivato dalle immagini della rete radar della protezione civile nazionale, che purtroppo non copre adeguatamente l'area d'interesse di questo studio.

Nel caso di studio si farà uso dei dati rilevati al suolo anche da stazioni amatoriali, di mappe della temperatura media superficiale dell'Adriatico, di carte sinottiche con la situazione al suolo ed a 500hPa, e dei radiosondaggi, eccellente strumento di diagnosi dello stato termodinamico dell'atmosfera sopra la verticale di un'area soggetta ad *ASES* e per l'individuazione di alcuni indici legati all'instabilità convettiva.

Infine, un grosso contributo all'analisi viene anche da personali osservazioni e valutazioni, "sul campo", del fenomeno nel corso degli anni.

### 3.ANALISI METEOROLOGICA DINAMICA

#### 3.1 Configurazioni sinottiche favorevoli

L'individuazione di una circolazione atmosferica su vasta scala, quella Europea, propizia ad una avvezione di aria fredda è una macrocondizione indispensabile per cominciare a prognosticare lo sviluppo dell'*Adriatic Sea-Effect Snow*.

Dall'analisi sinottica individuiamo innanzitutto l'origine della massa d'aria avvevante, ed il primo vincolo per l'insorgenza dell'*ASES* è che essa sia di matrice polare o artica, proveniente rispettivamente da latitudini intorno ai 50-65°N e dall'area a nord del parallelo che circonda il circolo polare artico (oltre i 66°N).

Si può operare un'ulteriore distinzione in relazione al substrato di natura marittima o continentale attraversato in prevalenza dalla massa d'aria. La massa che racchiude le caratteristiche più favorevoli alla genesi dell'*ASES* è certamente quella artica-continentale (cAK), la quale pur presentando uno spessore verticale più limitato della corrispettiva marittima trasporta isoterme più fredde nei bassi strati. In quota gli effetti sono più limitati, anzi talvolta oltre la quota isobarica degli 850hPa può presentarsi un'inversione termica o nella maggioranza dei casi una drastica riduzione del gradiente termico verticale. Quando invece si associa un minimo di geopotenziale con nocciolo gelido anche alle quote superiori (700-500hPa), gli effetti sull'instabilità convettiva sono massimi.

Irruzioni di aria fredda polare-continentale (cPL) sono altresì produttive sebbene presentino isoterme ad 850hPa meno rigide (quasi mai al di sotto dei -5°C) all'arrivo sul Mar Adriatico.

L'aria artica o polare di estrazione marittima occupa mediamente uno spessore più elevato, arrivando ai 3000-5000m e producendo pertanto effetti sino alla media troposfera. Questo tipo di avvezione pur essendo meno incisiva nei bassi strati perché presenta un contrasto termico limitato tra la superficie marina ed i primi livelli isobarici (925hPa), in caso di innesco della convezione può concepire bande nuvolose più spesse (*cloud thickness*) e precipitazioni più consistenti, sebbene la quota dello zero termico sia più elevata rispetto alle masse cPL e cAK.

In generale questo tipo di colate avvengono in corrispondenza di una marcata ondulazione del vortice polare troposferico (VP) in direzione del comparto centro-orientale del bacino del Mediterraneo con conseguenti minimi barici al suolo in corrispondenza della divergenza del flusso in quota, ovvero su mari meridionali italiani (Ionio settentrionale o meridionale, Adriatico meridionale/Canale d'Otranto) o sul comparto ellenico (Grecia, Mar Egeo, Creta).

I minimi depressionari posizionati su queste aree agevolano l'afflusso di masse d'aria fredda sull'Adriatico. L'esatta configurazione del campo ciclonico e l'eventuale presenza di minimi secondari influiscono, in prima approssimazione, sulle traiettorie del vento geostrofico<sup>6</sup> o in modo più raffinato del vento di gradiente<sup>7</sup>.

---

<sup>6</sup>Vento geostrofico: vento teorico risultante dal perfetto equilibrio tra la forza di Coriolis e la forza dovuta la gradiente di pressione.

<sup>7</sup>Vento di gradiente: vento teorico che tiene conto oltre alla forza di Coriolis ed al gradiente di pressione, anche dell'attrito con la superficie terrestre.

Generalizzando possiamo dire che l'ASES si manifesta sul versante adriatico italiano grazie alla presenza di configurazioni bariche che dispongono i venti negli strati medio-bassi (sino a 700 hPa) da NW (325°) a ESE (112°). Per il promontorio del Gargano il fascio utile si amplia sino ai 300° circa (figura 9).



Figura 9 – Alcune direttrici di vento favorevoli all'ASES

Tali avvezioni sono in genere supportate da una spinta verso nord dell'anticiclone delle Azzorre e dalla corrente a getto di matrice subtropicale ad esso associato sul ramo ascendente della figura alto-pressoria, andando sovente a costituire la cosiddetta alta pressione di blocco, perché chiude letteralmente la strada al flusso zonale occidentale alle medie latitudini sull'Europa occidentale (figure 10-11).

Tanto più l'anticiclone riuscirà a spingersi verso latitudini polari/artiche (Groenlandia, Scandinavia, Siberia, Circolo Polare Artico) tanto più massiccia ed intensa risulterà la colata gelida sul suo bordo orientale.

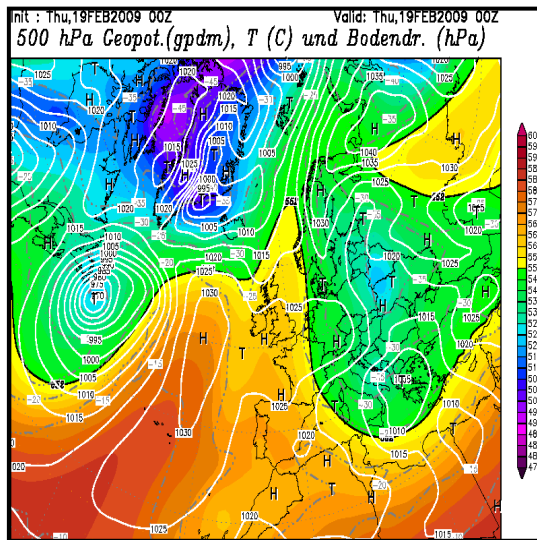


Figura 10

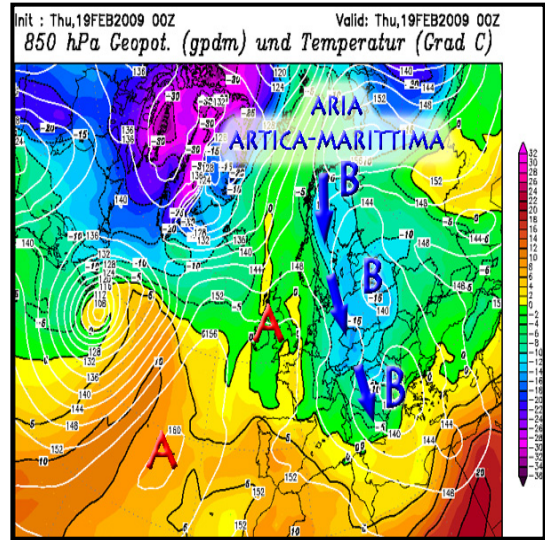


Figura 11

Figura 10 - Carta di reanalisi GFS: altezza geopotenziale e temperatura a 500hPa e pressione sul livello del mare (19 febbraio 2009 ore 00UTC)

Figura 11 - Carta di reanalisi GFS: altezza di geopotenziale e temperatura a 850hPa, rielaborata con indicazione delle figure bariche e flussi (19 febbraio 2009 ore 00UTC)

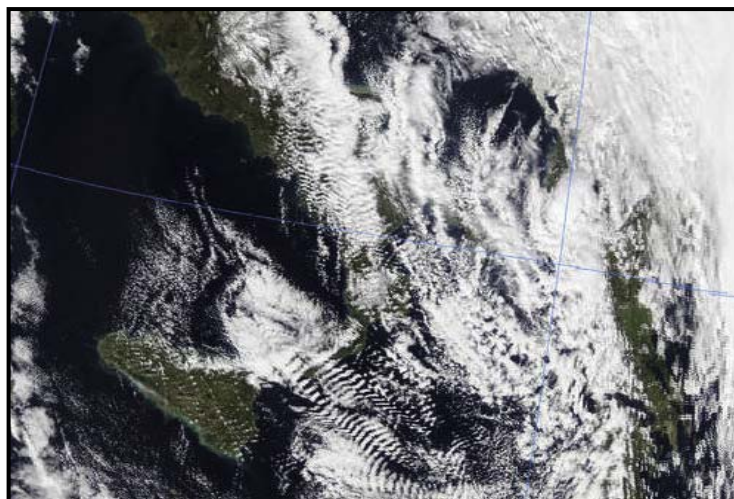


Figura 11 - Immagine dal satellite polare Aqua nel canale del visibile (sensore Modis), mostra diverse bande nuvolose formatesi per effetto ASE (19 febbraio 2009)

Altro tipo di configurazione molto favorevole è quella contrassegnata dalla presenza di un anticiclone termico di matrice russo-siberiana o talvolta scandinava, capace di pilotare flussi freddi prettamente continentali con direttrice media NE-SW, i quali sovente finiscono per generare o approfondire aree depressionarie sul comparto meridionale europeo, e nello specifico nei casi favorevoli all'ASES, su quello balcanico, ionico o greco-eggeo. Come in figura 12 e 13, se un anticiclone termico a carattere freddo si salda con quello dinamico atlantico, come quello delle Azzorre (ad esempio nell'assetto a *Ponte di Wejkoff*), è molto probabile assistere a retrogressioni bariche<sup>8</sup> e termiche dal quadrante orientale con netto peggioramento sul bacino in esame e recrudescenza anche prolungata nel tempo dei fenomeni.

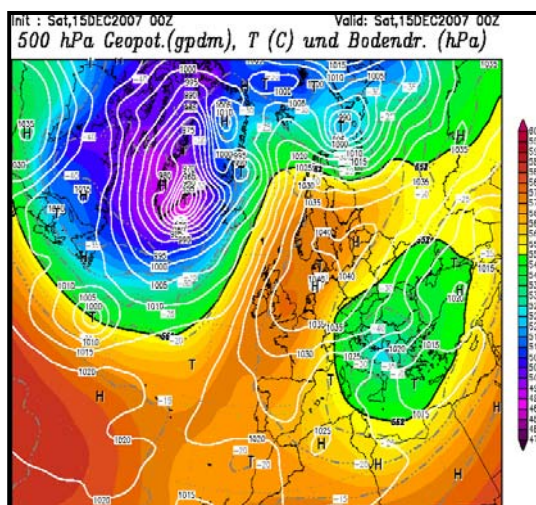


Figura 12

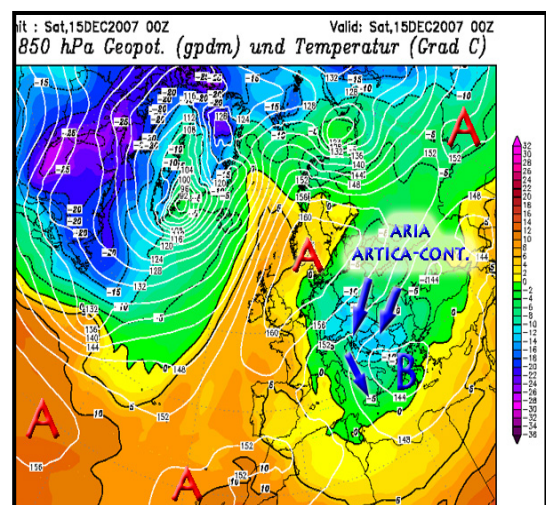


Figura 13

Figura 143 - Carta di reanalisi GFS: altezza geopotenziale e temperatura a 500hPa e pressione sul livello del mare (15 dicembre 2007 ore 00UTC)

Figura 14 - Carta di reanalisi GFS: altezza di geopotenziale e temperatura a 850hPa, rielaborata con indicazione delle figure bariche e flussi (15 dicembre 2007 ore 00UTC)

<sup>8</sup>Retrogressioni bariche: moto di sistemi ciclonici/anticiclonici aventi direttrice media da est verso ovest, ovvero opposto alla normale traslazione delle figure bariche alle medie latitudini dell'emisfero nord.



**Figura 15 - Immagine del satellite Meteosat nel canale del visibile mostra diverse bande nuvolose (anche temporalesche) formatesi per effetto ASES (15 dicembre 2007)**

Durante queste irruzioni le isoterme ad 850 hPa sulla verticale dell'adriatico meridionale raggiungono valori compresi tra 0/-5°C in discese fredde deboli o moderate e tra -5/-10°C in quelle più intense. Raramente si raggiungono valori inferiori a -10°C a 850hPa; si calcola<sup>9</sup> che dal 1974 ad oggi per ben 33 giorni si sia valicata questa soglia, quindi in media circa una volta l'anno, ma solo per poche ore. Sui Grandi Laghi americani invece questa magnitudo è molto più frequente dato lo scorrimento esclusivamente continentale e l'assenza di ostacoli orografici rilevanti lungo il percorso, come le Alpi e le Alpi Dinariche per l'Adriatico. A 500 hPa le avvezioni di eventuali nuclei gelidi in quota possono portare isoterme comprese tra -25/-40°C, valori favorevoli (tipicamente sotto i -30°C) incentivano la propagazione dell'instabilità convettiva anche ai livelli troposferici medio-alti (3000-6000m), diversamente si assiste alla presenza di un cappello d'inversione termica (*capping inversion*) tra i 1500-3000m.

---

<sup>9</sup>I dati provengono da una ricerca svolta da alcuni membri dell'associazione Meteonetwork

Le forzanti sinottiche (ciclonicità, fronti, vorticità, shear del vento, convergenza/divergenza su scala sinottica, etc.) responsabili di perturbazioni atmosferiche su vasta scala non sono fattori innescanti l'*ASES*, viceversa l'*ASES* può costituire un apporto addizionale in termini d'instabilità convettiva ad una preesistente situazione perturbata.

La configurazione sinottica predisponente l'*ASES* interviene dopo il passaggio del fronte freddo e di norma del nucleo perturbato principale della depressione; in pratica quando il bacino viene a trovarsi sul ramo freddo discendente della circolazione ciclonica nei bassi strati. La presenza di eventuali determinate forzanti sinottiche residue in quota può incentivare la fenomenologia legata all'*ASES* purché non vadano a scomporre il delicato equilibrio che si innesca durante lo sviluppo e la fase attiva del fenomeno.

### ***3.2 Genesi dell'ASES***

Il fenomeno fisico generale non si manifesta esclusivamente sul mare Adriatico; esso può verificarsi anche su tutti gli altri bacini che compongono il Mediterraneo ed in altri bacini nel mondo; questo accade ogni qualvolta si verificano determinate condizioni atmosferiche che andremo a breve ad esplicitare.

Lo studio considera l'Adriatico in quanto è l'area più sovente soggetta alle irruzioni sopra menzionate. L'ASES può apportare nevicate anche abbondanti dalla Romagna alla Puglia.

Il meccanismo generale di formazione dell'ASES è comune un pò a tutti i bacini, mentre le caratteristiche fisiche e morfologiche degli specchi d'acqua (come l'orientamento e l'estensione), l'orografia della terraferma che li circonda ed altri aspetti tipici di ciascun bacino, vanno a creare specificità su piccola e media scala del fenomeno.

#### ***3.2.1 Il mare Adriatico***

Il mare Adriatico è un'articolazione del mar Mediterraneo situata tra la penisola italiana e quella balcanica. È un bacino salato che ricopre circa 132.000 kmq (il Lago Superiore occupa "solo" 82.000 kmq), per una lunghezza di circa 800 km ed un'ampiezza media di 150 km. L'orientamento del suo asse maggiore va da nord-ovest a sud-est. È situato ad una latitudine compresa tra i 39°N e i 45°N, mediamente inferiore a quello dei Grandi Laghi americani (tra i 41°N e i 48°N).

Climaticamente subisce l'influenza mitigatrice del clima mediterraneo, specie il comparto centro-meridionale, e le sue temperature superficiali possono raggiungere i 25-27°C nel periodo tardo-estivo, mentre assumono

valori molto differenti nella fase invernale a seconda dei settori. Quello settentrionale può agilmente scendere sotto la soglia dei 10°C, mentre quello meridionale può mantenere valori compresi tra 13-15°C (figura16) per buona parte dei mesi invernali costituendo, attraverso la sua capacità termica, una enorme cisterna di “carburante termo-igrometrico”.

La superficie, a meno di imponenti glaciazioni, non è soggetta a congelamento. Questo è un aspetto determinante per la facilità d’innescio del fenomeno e per la sua riproposizione per tutta la stagione fredda, a differenza di quanto avviene per il *LES*.

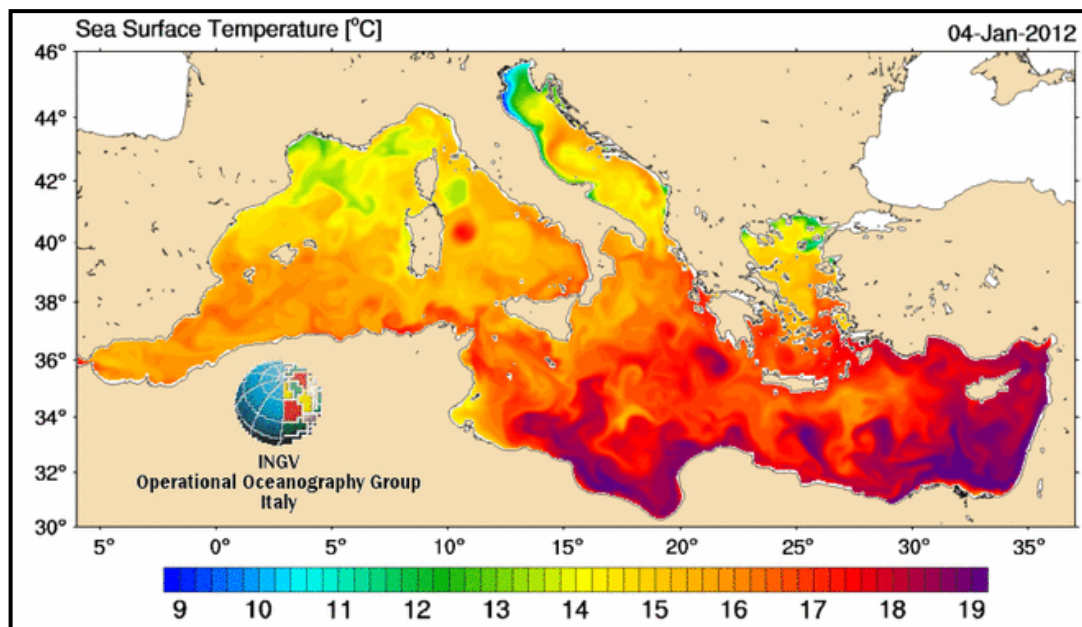


Figura 16 - Mappa della temperatura superficiale delle acque del Mediterraneo (4 gennaio 2012)

Fonte: [http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/B4G\\_indicators/SST.htm](http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/B4G_indicators/SST.htm)

Il Mar Adriatico è generalmente poco profondo: il bacino settentrionale ha una profondità media di 70-80m, con un massimo di 270m tra Pescara e Sebenico; quello meridionale tra il Gargano e l'isola di Lissa è più profondo, raggiungendo i 1222 m tra Bari e le Bocche di Cattaro.

La salinità media è del 38 per mille, facendosi meno intensa a nord per il maggiore contributo di acqua dolce proveniente dai fiumi (Isonzo, Tagliamento, Piave, Brenta, Adige, Po). Altrove l'apporto di acque dolci, assai minore, avviene attraverso il Tronto, il Fortore, l'Ofanto nel versante italiano, la Neretva, il Drin, la Voiussa in quello balcanico.

L'Adriatico è circondato, e per un certo punto di vista, racchiuso all'interno di un sistema di rilievi montuosi mediamente elevati (1000-2000m) con picchi anche superiori ai 2500m: le alpi dinariche a nord-est, i rilievi ellenici ad est, gli appennini a ovest e le alpi di nord-est che serrano, seppure non da vicino, il lembo nord-occidentale del bacino.

Questa conformazione orografica a contorno del bacino complica non poco l'analisi dinamica ed introduce numerose sfaccettature nella comprensione dei meccanismi dell'ASES. In generale le masse d'aria, costrette a scavalcare le catene montuose, si riversano sull'Adriatico perdendo buona parte del vapore acqueo nelle precipitazioni sui versanti sopravvento e subendo un moderato riscaldamento nella discesa adiabatica secca sul lato sottovento, il cosiddetto *effetto fhoen*.

La massa d'aria affluente risulta quindi già parzialmente modificata, smorzata, nelle sue caratteristiche termo-igrometriche iniziali; ne risulta di fatto meno fredda e più secca di quella originaria.

### **3.2.2 Genesi**

L'ASES è un fenomeno meteorologico a mesoscala che ricalca i principi fisici che originano il LES. Si genera in seguito al sovrascorrimento di una massa d'aria con temperatura marcatamente più bassa di quella situata a contatto con la superficie liquida del Mare Adriatico dal quale estrapola grosse quantità di energia termodinamica. In

altre parole per il passaggio di aria polare o artica al di sopra di una pellicola di aria relativamente più calda e umida adiacente la superficie del mare. Viene così a crearsi un notevole contrasto dettato dal gradiente termico verticale (*lapse rate*), ovvero la temperatura decresce rapidamente con la quota.

La massa d'aria fredda originaria presenta caratteristiche termodinamiche generalmente improntate alla stabilità: le forzanti sinottiche sono neutre o negative perché il flusso scorre sul settore occidentale (in debole regime ciclonico o addirittura lievemente anticiclonico) di un ciclone extra-tropicale con annessa convergenza e moti discendenti in quota, aria fredda e secca in tutta la colonna, pressione atmosferica al suolo e geopotenziali in quota in aumento per l'allontanamento o il colmamento dell'area depressionaria.

Al contrario, l'aria che staziona sopra la superficie del mare è influenzata dall'acqua marina. L'acqua più calda conduce e trasmette calore per convezione agli strati d'aria superiori più freddi a contatto con essa, in accordo col secondo principio della termodinamica. A causa della conduzione l'aria sopra la superficie marina ha all'incirca la stessa temperatura pellicolare del mare, ma decresce rapidamente al di sopra di questo strato sottile ove avviene il rimescolamento turbolento dell'aria calda e fredda, processo che decresce progressivamente con l'altezza.

Il risultato finale è un profilo di temperatura che decresce in modo approssimativamente lineare con l'altitudine.

L'aria vicina alla superficie marina e l'aria fredda soprastante determinano un'atmosfera condizionatamente o assolutamente instabile. L'aria sulla superficie diviene satura dato che il mare sta fornendo vapore acqueo.

Poiché le temperature più basse possono sostenere una pressione di vapore di saturazione inferiore rispetto alle temperature più alte, sulla superficie marina, può avvenire saturazione e condensazione in goccioline, il fenomeno viene chiamato nebbia di vapore.

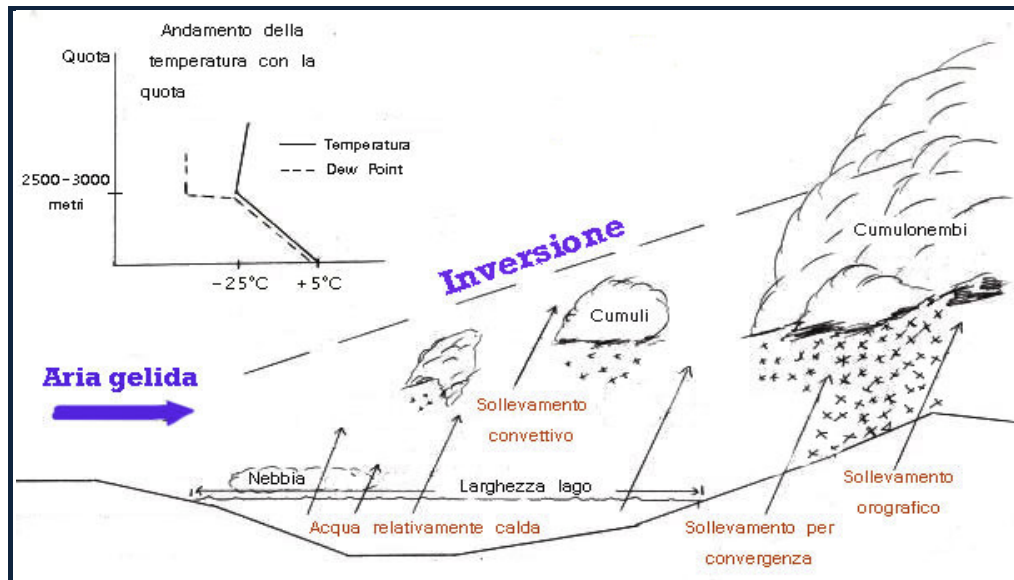


Figura 17 - Processo di formazione dell'ASES e profilo termico verticale (in alto a sinistra)

Fonte: [www.theweatherprediction.com/winterwx/lesnow](http://www.theweatherprediction.com/winterwx/lesnow)

Come abbiamo già anticipato, in realtà la linea di discontinuità dei due “fronti” d’aria sovrapposti su un asse verticale sopra il bacino non è così netta, in quanto col passare delle ore il mare, fornendo calore sensibile e vapore acqueo agli strati immediatamente superiori, crea uno strato rimescolato, il cui spessore varia a seconda dell’altezza che raggiunge la corrente ascensionale nella colonna d’aria (figura 17).

Il prerequisito fondamentale di questo fenomeno, l’innescò, è l’instabilità. L’instabilità può essere definita come la tendenza di una massa d’aria a proseguire il suo moto verso l’alto e quindi a determinare la formazione di nubi a sviluppo verticale. I volumi d’aria caldo-umida immersi nell’atmosfera instabile ricevono un’accelerazione verso l’alto.

Il livello dal quale si manifesta l'instabilità si chiama *livello di libera convezione (LFC)*, si tiene conto di esso quando come nel nostro caso l'aria viene scaldata dal basso. Una volta che la massa d'aria impatta la terraferma ed i rilievi si può anche parlare di *livello di condensazione forzata (LCL)*.

L'atmosfera sopra il bacino può avere un gradiente termico verticale maggiore o inferiore di quello standard dovuto ad un raffreddamento adiabatico secco o saturo, tale informazione è deducibile dalla *curva di stato* nei diagrammi termodinamici prodotti dai radiosondaggi.

Sovente il profilo di temperatura della massa d'aria artica/polare che staziona sopra le acque dell'Adriatico è tale da accendere uno stato di instabilità assoluta (figura 18), ovvero il gradiente termico verticale reale è più alto di quello adiabatico secco (che vale circa  $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ) e ovviamente anche di quello adiabatico saturo (circa  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ).

È possibile avere anche una condizione di instabilità condizionata (figura 19), ciò accade quando il gradiente termico verticale è inferiore a quello adiabatico secco ma superiore a quello saturo; l'aria in ascesa supera l'*LFC* solo se l'aria circostante è satura. In tale situazione l'umidità relativa della massa d'aria avvertante è determinante per avviare o conservare l'*updraft*<sup>10</sup>. Bolle di aria calda e umida sopra la superficie marina vengono pertanto a trovarsi immerse in aria più fredda e secca (più densa) creando un mix instabile; su di esse agisce una forza di galleggiamento (la classica spinta di Archimede) simile a quella delle celle convettive nei temporali di calore.

---

<sup>10</sup>Updraft: corrente ascendente di aria calda e umida

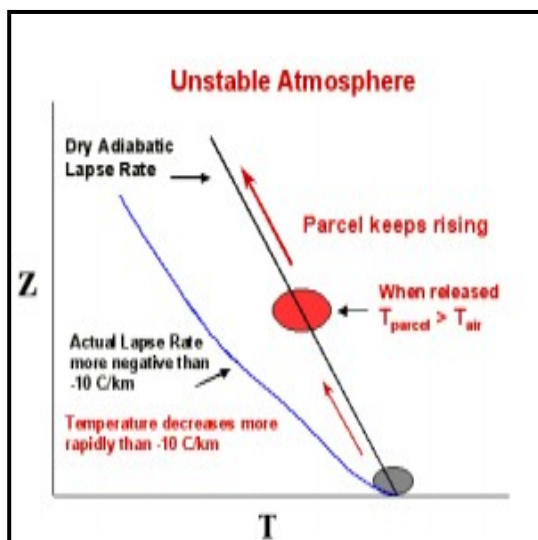


Figura 18

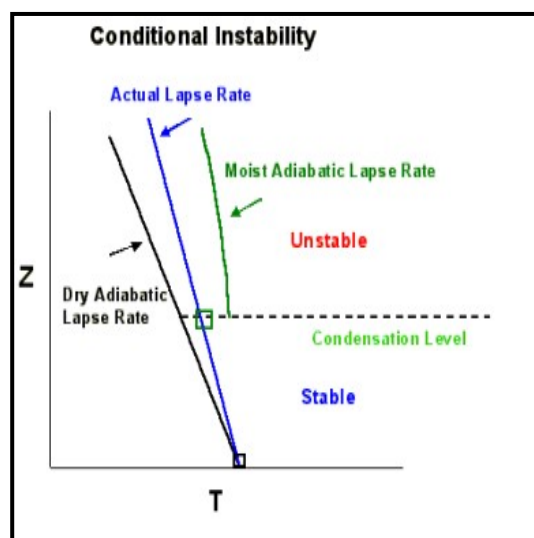


Figura 19

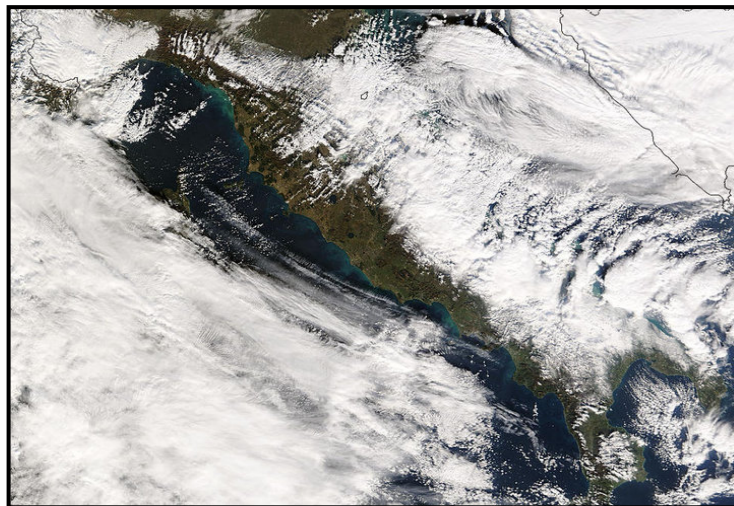
L'ascesa "secca" prosegue sino al *CCL* (*livello di condensazione termo convettiva*) ove avviene la formazione delle nubi; solitamente questo livello può essere relativamente basso, anche 6-800m in aria moderatamente umida (UR 50/70% al suolo), dato che i volumi si raffreddano rapidamente sia per effetto del raffreddamento adiabatico, sia perché a contatto con un'atmosfera la cui temperatura decresce rapidamente con la quota.

Ne derivano formazioni nuvolose con base piuttosto bassa e di genere cumuliforme che evolvono normalmente da cumuli e stratocumuli, a medio sviluppo verticale, a veri e propri cumuli torreggianti, sino ad arrivare nei casi di forte instabilità ad uno spessore più ampio (3000-5000m), e cioè alla formazione di cumulonembi ed associate manifestazioni temporalesche.

In caso di nuvolosità particolarmente estesa e con spessore di almeno 2000m, si possono osservare strati continui e profondi di nubi denominate nembrostrati, dalle quali possono verificarsi precipitazioni di moderata-forte intensità e di maggiore durata rispetto ad un rovescio temporalesco.

La particolarità di questo fenomeno atmosferico è la facilità di riconoscimento, specie se lo si osserva dalle immagini satellitari.

Difatti la nuvolosità si organizza in bande di nubi denominate *street clouds*; sistemi di nuvole basse quasi paralleli, stretti (sino a qualche decina di chilometri) e lunghi (anche qualche centinaio di chilometri), trasportati dai venti alle quote medio-basse (700hPa e/o 850hPa a seconda del CCL e del thickness della nube) che determinano le aree che saranno investite da nubi e fenomeni e quelle che ricadranno in una sorta di canale asciutto contraddistinto da nuvolosità scarsa o assente, denominabile *dry-channell*.



**Figura 20 – Immagine dal satellite Meteosat nel canale del visibile, si osserva la classica conformazione a strisce di nubi parallele dell'ASES**

Proveremo a spiegare questa particolare distribuzione della nuvolosità associata all'ASES nel capitolo che segue, dove approfondiremo quelli che sono gli altri ingredienti che assecondano la formazione dell'ASES e ne determinano, con la loro mutabilità, intensità e caratteristiche sempre diverse.

### ***3.3 Dinamica delle forzanti convettive***

Accordata come condizione preliminare la presenza di una massa d'aria molto fredda sopra l'Adriatico e la destabilizzazione del profilo termodinamico dell'atmosfera, ci concentriamo ora su una serie di fattori concomitanti, a vario titolo più o meno decisivi nel formare e modellare il fenomeno fisico. L'ordine con il quale vengono esposti non è casuale, esso è stato difatti elaborato valutando qualitativamente l'incidenza di ciascuna variabile, dalla più significativa alla meno rilevante.

#### ***3.3.1 Instabilità***

E' certamente l'aspetto più importante perché racchiude le condizioni preliminari discusse in precedenza e determina pertanto l'innescò o meno del fenomeno meteorologico, oltre a caratterizzarne, in concorso con molte altre variabili, l'intensità.

Distinguiamo e definiamo due parametri che ci forniscono una sorta di indici sintetici connessi alla condizione d'instabilità: il gradiente termico verticale (*lapse rate*) e lo spessore dello strato instabile (*depth of instability*).

Il gradiente termico verticale ci dice quanto rapidamente decresce la temperatura con la quota ed il parametro a noi utile per tale valutazione è la differenza tra la temperatura media delle acque superficiali dell'Adriatico o di porzioni di esso (rilevata da boe marine o satelliti, la meglio nota SST) o equivalentemente dell'aria immediatamente a contatto con la superficie liquida, e la temperatura dell'aria sopra il bacino, alla superficie isobarica di 850hPa. Quest'ultima varia a seconda della configurazione sinottica ovvero dell'altezza di geopotenziale della superficie alla quale si raggiunge

la pressione di 850hPa; con minimi di pressione molto profondi tale altezza può essere situata anche intorno ai 1200-1300m, mentre normalmente è collocata intorno ai 1500m.

Tale temperatura viene ricavata da radiosondaggi o post-elaborazioni da telerilevamento atmosferico, oltre che da dati provenienti da aeromobili o stazioni meteorologiche di montagna.

In formule, semplicemente:  $\Delta T = T_{\text{sea}} - T_{850}$  (lapse rate)

Presupponendo un'altezza di geopotenziale posta ad una quota media di 1400m ed il gradiente adiabatico secco standard di 1°C/100m, se  $\Delta T$  ha un valore uguale o superiore a 14°C si ha instabilità assoluta in questa prima frazione della colonna atmosferica e quindi elevata probabilità di sviluppo di moti convettivi nei bassi strati. L'entità del delta costituisce una base primaria per la valutazione del cosiddetto grado d'instabilità (*degree of instability*) che potremmo riassumere in tre categorie (debole, moderata, forte).

All'incremento del delta si associa una crescita dell'instabilità termoconvettiva e quindi delle velocità verticali dei volumi d'aria caldo-umida in ascesa, del tasso di umidificazione dello strato rimescolato ed infine ad una più rapida ed efficiente formazione di bande nuvolose e precipitazioni tipiche dell'ASES.

Valori ricorrenti sull'adriatico centro-meridionale possono agevolmente raggiungere un  $\Delta T$  compreso tra 15-20°C in irruzioni di media magnitudo ed oltre 20°C in quelle più intense (ad esempio  $T_{\text{sea}} = 13^\circ\text{C}$ ,  $T_{850} = -10^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T = 23^\circ\text{C}$ ). In questo ultimo caso si assiste ad ASES con forte grado d'instabilità, associato a fenomeni anche piuttosto diffusi e persistenti, con altrettanto probabile sviluppo di celle temporalesche ad asse spiccatamente obliquo (a causa dei venti tesi negli strati medio-bassi) con top della nube

fino a 3000-5000m se l'avvezione fredda è presente anche alle quote medio-alte.

Risulta di grande interesse apprezzare anche quale componente apporta maggiore contributo alla formazione del delta; in altre parole con temperature marine elevate (14-17°C) e avvezioni deboli (0/-5°C a 850 hPa), il maggiore contributo di calore sensibile e vapore acqueo (data la maggiore pressione di vapore della superficie liquida) è in grado di produrre effetti decisamente più cospicui di un delta risultante di termiche in quota molto negative ma di temperature superficiali meno spinte.

Con  $\Delta T$  inferiore a 14°C (si consideri che tale soglia “convenzionale” può variare di  $\pm 2^\circ\text{C}$  a seconda dell'altezza del geopotenziale a 850 hPa) l'instabilità della massa d'aria nei bassi strati è ancora potenzialmente presente sebbene sia di tipo condizionata, ovvero legata allo stato di saturazione o di vicinanza alla saturazione della massa d'aria avvertante nella quale sono immersi i volumi in possibile ascesa dalla superficie del bacino. Se l'aria dovesse raggiungere agilmente la saturazione, non solo si assisterebbe all'avvio del processo, ma gli effetti sarebbero accentuati dal fatto che la colonna è significativamente molto umida. Questo stato è molto difficile da realizzare, in primo luogo a causa delle caratteristiche intrinseche della massa d'aria artica o polare (mediamente secca) e delle influenze orografiche indotte dai rilievi che circondano il bacino che asciugano i venti catabatici (di caduta) attraverso il noto effetto *fhoen*.

Considerare meramente lo spread termico tra i due livelli (mare, 850hPa) per il calcolo del gradiente termico verticale reale medio (*average lapse rate*) può sembrare in prima analisi una forzatura, tuttavia se si considera che col passare delle ore lo strato compreso tra i due livelli subisca, attraverso i moti convettivi, un significativo rimescolamento, ci si accorge

attraverso la lettura dei diagrammi termodinamici che la curva di stato della temperatura tende ad assumere un andamento lineare con la quota. Quindi un gradiente inizialmente più marcato nei primi metri della colonna tende a divenire in linea di massima costante dopo un certo lasso di tempo, e quest'ultimo dipendente dall'entità del delta stesso, dai fenomeni in atto lungo la colonna e dalla ventilazione che se è troppo sostenuta inibisce la convezione e determina un incremento nella pendenza della curva di stato (gradiente termico più spiccato).

Il secondo aspetto legato all'instabilità atmosferica riguarda il cosiddetto *spessore dello strato instabile*, ovvero quella sezione verticale della colonna nella quale è permessa la convezione per i motivi appena descritti. Coincide con lo strato in cui avviene il rimescolamento turbolento tra la massa d'aria caldo-umida a contatto con la superficie marina e quella avvertante più fredda e secca.

La sezione si estende dalla superficie marina al limite dello strato d'inversione (*capping inversion*), ovvero laddove il gradiente termico verticale è insufficiente a far proseguire il moto verticale dei volumi ascendenti ( $\Delta T < 0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$  se i volumi sono condensati in nubi o  $\Delta T < 1.0^\circ\text{C}$  se la condensazione non è ancora avvenuta) o addirittura s'inverte, ovvero la temperatura comincia a crescere salendo di quota.

Anche questa variabile è facilmente valutabile dall'analisi dei diagrammi termodinamici analizzando per esempio un parametro molto potente come la *temperatura equivalente potenziale (Theta-E)* che abbiamo definito in precedenza. *Theta-E* è anche un indice della condizione di umidificazione della massa d'aria lungo la verticale.

In definitiva una diminuzione di *Theta-E* con la quota sta ad indicare instabilità convettiva potenziale o condizionale. Il *capping inversion level*

può essere pertanto assegnato al livello per cui tale variazione di temperatura s'inverte e tende a crescere con la quota.

Spessori molto ampi (3000-5000m) stanno ad indicare l'elevata probabilità di formazione di nubi convettive molto spesse (in funzione del CCL), con grandi quantità di acqua (o neve) precipitabile.

A causa del calore latente di condensazione (ma anche di brinamento e solidificazione) liberato dalla formazione di nubi e precipitazioni in questo genere di nubi si può assistere alla formazione di un *core* (nucleo) della *street cloud* più caldo della regione circostante.

Calore, umidità e moti ascendenti sull'asse centrale della banda nuvolosa comportano una diminuzione pressoria locale sotto il *core* stesso, generando convergenza dai bassi strati adiacenti alla banda nuvolosa ed amplificando i moti verticali lungo il suo asse principale che si propaga nella direzione dominante del flusso ad 850 hPa.

Il sistema tende quindi ad autoalimentarsi, trovando nella enorme capacità termica delle acque marine un apporto di energia quasi inesauribile. Da qui l'opportunità, sotto certe altre condizioni, che l'ASES si trasformi da semplice fenomeno instabile ad una fase perturbata con neviccate anche persistenti e di forte intensità, concentrate su una o più bande (*single/multiple-band*) di solo qualche chilometro di larghezza.

Spessori dello strato instabile inferiori ai 1000-1500m di solito non implicano fenomeni di forte intensità ed il numero di bande nuvolose tende a divenire molto più elevato non essendoci particolare interazione con le aree circostanti.

### 3.3.2 Fetch

Letteralmente significa prelievo. Nelle circolazioni cicloniche su scala sinottica i sistemi nuvolosi prelevano grosse quantità di vapore acqueo dagli strati a contatto con le superfici marine od oceaniche attraverso moti ascendenti generati dalle forzanti sinottiche e dall'instabilità termoconvettiva.

Il nostro sistema a mesoscala utilizza soltanto il secondo meccanismo ed il *fetch* viene definito come la distanza percorsa dalla massa d'aria al di sopra di una superficie liquida.

La lunghezza del prelievo è determinata dall'estensione del bacino, dalla sua forma ma soprattutto dalla direzione dei venti nei bassi strati. Generalmente si considerano i flussi a 925 e/o 850 hPa.

Questo è un ingrediente fondamentale per la genesi e la stima della forza del fenomeno.



Figura 21 – Alcuni fetch tipici sull'Adriatico e relative distanze percorse in mare

Sul mar Adriatico possono realizzarsi decine di traiettorie differenti che vanno dai poco più di 100km con venti da nord-est che impattano l'anconetano, agli oltre 400km con flussi da nord-nord/ovest dalle coste dalmate a quelle centrali pugliesi, agli addirittura quasi 800 km per correnti che scorrono dall'alto adriatico al canale d'Otranto senza però mai toccare la terraferma.

La lunghezza del *fetch* influisce in modo determinante sull'intensità dell'*ASES*; percorsi molto lunghi, almeno 200 km, consentono una più efficiente umidificazione degli strati bassi, ed in caso di *street clouds* conclamate ne aumentano lo spessore verticale e le precipitazioni ad esse associate. Lunghi percorsi possono altresì determinare bande nuvolose più ampie perché aumenta la probabilità che lungo il percorso il flusso umido condensato in nubi diverga a causa di correnti differentemente orientate ai diversi livelli.

Sovente in *fetch* molto lunghi la banda viene plasmata dalle correnti lievemente cicloniche o anticloniche assumendo tratti curvilinei che ne aumentano lievemente lo spazio ed il tempo di prelievo dell'energia marina. I processi di formazione delle precipitazioni in bande nuvolose particolarmente allungate da un *fetch* lungo potrebbero avvenire quasi esclusivamente in mare aperto, smorzando gli effetti sulla parte avanzata a causa dei diffusi moti discendenti in atto su buona parte del *core* che normalmente si colloca sull'asse centrale della *street cloud*.

Un elemento in stretta correlazione con il *fetch* non è solo la direzione dei flussi d'aria ai vari livelli, ma anche la loro velocità.

Insieme, il concetto di traiettoria e tempo di permanenza divengono più raffinati e dinamicamente rappresentativi della semplice distanza percorsa dalla massa d'aria originaria in mare.

Possiamo introdurre una classificazione in *dry-fetch* (traiettorie in cui non avviene condensazione e formazione di nubi) e *wet-fetch* (linee contraddistinte dalla presenza visibile delle *street clouds*)

Gli aspetti legati alla velocità di spostamento della massa d'aria vengono approfonditi nel paragrafo seguente.

### **3.3.3 Vento: velocità, shear e convergenza**

#### ***Ventilazione e fetch***

Forza e direzione del vento sono variabili che contribuiscono in modo determinante a generare, sagomare, amplificare o distruggere le *street clouds* associate ad un *ASES* in atto.

Nel sottoparagrafo 3.3.2 si era accennato alla relazione tra intensità del vento ed efficienza del prelievo umido. Una eccessiva velocità del flusso (oltre 60-70 Km/h) all'interno dello strato limite planetario<sup>11</sup> (*boundary layer*) non consente un'adeguata organizzazione delle bande nuvolose, per alcune ragioni: l'aria secca entrante nel bacino percorre rapidamente la superficie subendo una scarsa umidificazione (*dry-fetch* senza formazione di nubi), i moti verticali vengono fortemente inibiti a causa dell'eccessivo rimescolamento turbolento, il vento forte raffredda più velocemente la superficie liquida esposta e ne riduce la tensione di vapore a meno che non si associ un corposo moto ondoso.

#### ***Speed-shear verticale***

Una ventilazione ideale all'instaurarsi del fenomeno comprende valori tra 20 e 50 Km/h con velocità decrescenti dagli 850 hPa alla superficie del bacino, questo *speed-shear verticale*, definito positivo, stimola i moti convettivi.

---

<sup>11</sup>Strato limite planetario: porzione della troposfera compresa tra il suolo e 1-1,5Km di altezza caratterizzato da un attivo rimescolamento verticale dovuto alla turbolenza generata dagli ostacoli al suolo, dall'attrito viscoso interno e dai moti convettivi innescati dalle bolle d'aria calda

In generale il sovrascorrimento di una massa d'aria più veloce su una più lenta tenderà a risucchiarla poiché un aumento di velocità del flusso implica la creazione di un micro-gap barico che la massa sottostante va a bilanciare sollevandosi. Speed-shear positivo è indotto anche dal vento termico durante l'avvezione fredda, in quanto il marcato gradiente termico orizzontale tra il settore freddo (ad est del bacino) e quello più mite (ad ovest) implica un incremento della baroclinicità, dovuta alla differenza di spessore delle superfici isobariche, con conseguente rafforzamento del vento con la quota con traiettoria sempre parallela alle isoipse (nord-sud).

In generale ogni genere di *speed-shear* positivo del vento lungo la verticale è incline a tenere separate le aree coinvolte dall'*updraft* (ove avvengono i moti ascensionali) da quelle dei *downdraft* (associate in genere alle precipitazioni) oltre ad aiutare la divergenza del flusso in uscita in quota, consentendo alla cella di continuare ad essere alimentata dal basso e sopravvivere con i suoi settori ben distinti.

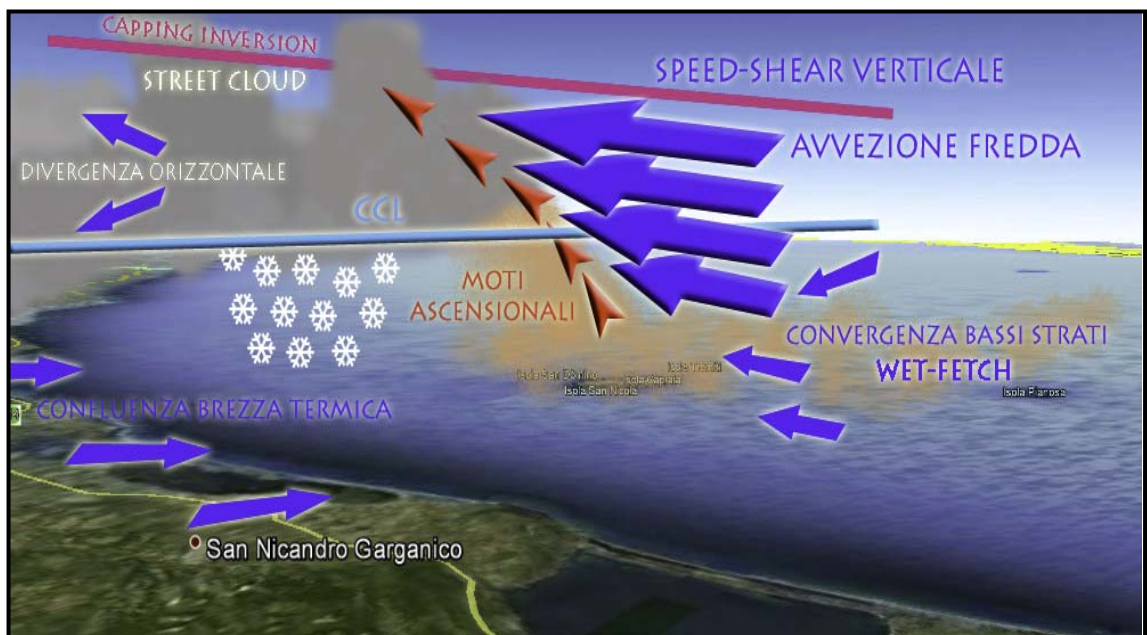


Figura 22 - Schema di formazione dell'ASES sul mare antistante la costa adriatica molisana

### ***Vento e punto di formazione delle bande***

La velocità del vento influisce in modo determinante anche sul punto iniziale in cui il flusso raggiunge il CCL e la *street cloud* prende effettivamente forma. Velocità estreme spostano questo punto vicino alla linea della costa a valle del flusso (versante italiano), nel suo entroterra o addirittura a ridosso dei rilievi appenninici. Viceversa, una ventilazione più morigerata facilita la comparsa delle prime bande nuvolose in aree prossime ai litorali a monte (costa croata, dalmata, montenegrina) e sono quasi sempre sintomo di un *ASES* molto più consistente sia per estensione e spessore della copertura nuvolosa che per le precipitazioni che ne derivano. Venti molto deboli portano ad una quasi totale cancellazione del modello distributivo delle *street clouds*; la nuvolosità tende ad occupare irregolarmente l'adriatico, aumenta la superficie coperta dalle nubi ma i fenomeni precipitativi pur interessando aree più estese perdono consistenza salvo riprendere vigore a ridosso dei rilievi appenninici.

### ***Directional wind-shear***

Il modesto *directional-shear* del vento lungo la verticale è un altro input vitale per la manifestazione del fenomeno; è anzi una delle condizioni fondamentali per la sua genesi.

Alcuni sondaggi di profili verticali di vento svolti sul *LES* indicano che una rotazione maggiore di 30° tra la superficie liquida marina e la superficie isobarica di 850 hPa, e di 60° rispetto a quella a 700 hPa, riduce drasticamente la magnitudo del fenomeno perché compromette la convergenza della massa umida, disperdendola sul piano orizzontale.

Viceversa, flussi tendenti all'unidirezionalità si associano, in concorso alle altre forzanti favorevoli, a *street clouds* e fenomeni molto rilevanti.

## ***Convergenza***

Un altro aspetto che ha a che fare con il campo di vento è la *convergenza* dell'aria nei bassi strati. Aree di confluenza di aria caldo/umida su piccola e media scala costituiscono un fondamentale incentivo ai moti verticali, realizzando un surplus di massa d'aria immediatamente bilanciato dal sollevamento della massa stessa su precise linee di convergenza sotto la base delle *street clouds*. Ma non solo, modelli di convergenza spiegherebbero la tipica distribuzione e la morfologia delle bande nuvolose.

In effetti le *street clouds* appaiono come dei nastri nuvolosi allungati nella direzione del flusso dominante a 850hPa e tra loro tendenzialmente paralleli. La dinamica a mesoscala delle bande suppone quindi che canali di flusso convergenti (corrispondenti alle bande nuvolose) si alternino a canali adiacenti di venti divergenti (cielo sereno o poco nuvoloso). Questa particolare configurazione è il risultato di una delicata interazione delle linee di flusso eolico con la morfologia del territorio (golfi, isole, promontori) e dell'orografia (molto pronunciata) delle terre a monte del flusso (l'area balcanica). In altre parole il flusso principale, risultato dell'equilibrio geostrofico, viene modulato dal profilo dei territori situati immediatamente prima dell'ingresso nel bacino adriatico.

Questo tema verrà analizzato nell'approfondimento dedicato alle cosiddette *porte dinariche* al paragrafo 3.4.

## ***Convergenza da attrito***

Un altro genere di convergenza è responsabile dell'accentuazione di nuvolosità e fenomeni in special modo durante l'impatto delle bande nuvolose con la terraferma; è quella d'*attrito*. Quando il flusso a contatto

con la superficie del mare incontra la terraferma, con la sua rugosità ed i rilievi, tende a decelerare per l'aumento della resistenza d'attrito, provocando un'eccedenza di massa subito riequilibrata da un movimento verso l'alto dei volumi d'aria. Questo processo porta a moti convettivi più diffusi perché comprendono tutta la linea di costa e difatti le bande nuvolose sovente tendono ad espandersi proprio nell'impatto con i litorali, ma anche per effetto della maggiore divergenza del flusso uscente al livello d'inversione. La testata della *street cloud* assume una forma a "V" (*V-shape*) ma i fenomeni più importanti continuano a manifestarsi lungo il *core* della banda alterata. La convergenza per attrito è più evidente quando la ventilazione è sostenuta in quanto oltre alla decelerazione, gli ostacoli possono essere in grado di generare turbolenza e rotori di vento che accentuano l'instabilità.

### ***Brezza termica delle aree interne***

Confluenza nei bassi strati è generata anche dall'afflusso di aria più fredda dalle zone interne del versante adriatico italiano (*land breeze*).

Tra la superficie marina (o le aree prospicienti i litorali) e le aree dell'entroterra si crea un considerevole gradiente termico orizzontale che può arrivare anche sino a 6-8°C in circa 10 km con dislivelli esigui.

L'aria più densa delle aree interne genera una brezza termica negli strati più bassi (tipicamente non oltre i 500m di altitudine) che si somma vettorialmente al vento geostrofico, deviandolo. Se le isolinee del campo barico non sono particolarmente vicine, la brezza termica riesce a indurre una rotazione antioraria di diverse decine di gradi al vento geostrofico, raggiungendo i 70-90° nel caso in cui il gradiente barico è poco significativo (venti in mare aperto tipicamente inferiori ai 20-30 Km/h).

Un metodo empirico per stabilire se la brezza termica possa insorgere sulle aree del basso adriatico è quello di valutare la differenza pressoria tra la stazione meteorologica di Santa Maria di Leuca e quella di Termoli; se il delta è inferiore ai 5/7 hPa ci sono buone probabilità che la brezza termica vinca il vento sinottico di matrice marittima e s'instauri interessando il primo entroterra e qualche volta i litorali (se il gradiente è uguale o inferiore a un delta indicativo di 3hPa)

La risposta termica delle zone interne è influenzata in ugual modo dall'entità dell'avvezione che raffredda il substrato "continentale" del versante adriatico e da eventuali precipitazioni in atto nelle zone interne che facilitano il riversamento dall'alto dell'aria fredda aumentando il gap termico con la costa. Inoltre la manifestazione della brezza termica risulta favorita durante le ore notturne e nella prima mattinata grazie al raffreddamento delle pianure e della vallate interne dovute alla dispersione di calore per l'irraggiamento notturno, specie con venti deboli e scarsa copertura nuvolosa.

In avvezioni fredde consistenti, i venti nelle zone interne ruotano da nord-ovest o da ovest convergendo con i flussi mediamente settentrionali o nord-orientali presenti in mare. Questa convergenza implica senza dubbio una enfaticizzazione dei moti convettivi a ridosso della costa perché ci si trova di fronte all'azione di uno *pseudo-fronte freddo* che s'infiltra sotto lo strato di aria più calda-umida presente sopra la superficie marina.

L'effetto può sommarsi poi al contributo della convergenza indotta dall'attrito ed a eventuali sollevamenti forzati suscitati da rilievi collinari o montuosi. Una circolazione di questo genere può far assumere alla cella convettiva caratteristiche di un sistema autorigenerante<sup>12</sup>.

La brezza termica è composta da aria che normalmente ha un basso contenuto di vapore acqueo, sia perché proveniente dalle aree interne, sia perché talvolta è il risultato di un vento di caduta. Quando però il suolo nelle zone interne è bagnato per via delle piogge accumulate durante la fase perturbata, la brezza termica può caricarsi e trasportare un discreto tasso di umidità.

In queste circostanze l'effetto *pseudo-fronte freddo* ne risulta smorzato (aria più umida è meno densa), di contro la convergenza avviene quindi tra due flussi umidi (quello mite marittimo e quello freddo interno) con incremento delle precipitazioni e nubi tipicamente molto più basse.

Particolare interesse suscita la convergenza che s'instaura all'interno dei golfi esposti al flusso come ad esempio quello di Manfredonia (con correnti dominanti da est o nord-est a 850hPa) o quello compreso tra le coste molisane ed il Gargano (con correnti nord-occidentali o settentrionali).

In quest'ultimo sovente la banda nuvolosa s'intensifica a tal punto da creare celle temporalesche in grado di scaricare quantitativi di neve anche di diversi centimetri l'ora (*superASES*).

---

<sup>12</sup>Sistema autorigenerante: riferito ad una cella temporalesca, è caratterizzato dalla continua formazione di cumulonembi dovuto alla massiccia disponibilità di vapore acqueo (aree marine) ed a venti forti in quota che spostano rapidamente le masse nuvolose che vengono rimpiazzate da nuove nubi a forte sviluppo verticale. Il sistema osservato attraverso delle immagini satellitari apparirà fermo.

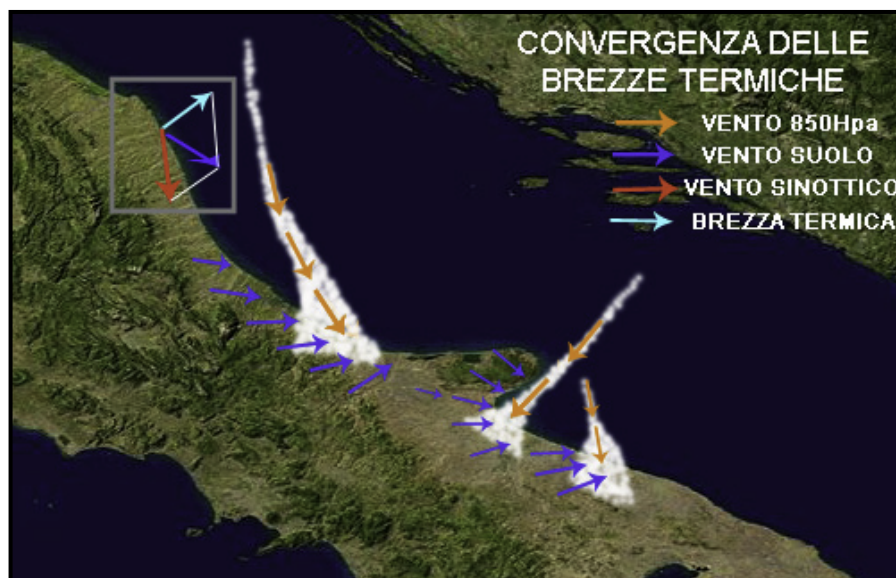


Figura 23 - Schema di convergenza delle brezze termiche con il flusso marittimo, somma vettoriale delle componenti di vento (in alto a sinistra)

Questo tipo di convergenza suscita effetti considerevoli anche sul profilo termico delle aree del primo entroterra e in taluni casi anche di quelle costiere, abbassando la temperatura al suolo e di conseguenza l'altitudine dello zero termico. È in queste condizioni che la neve può scendere sino in pianura o al livello del mare sulle regioni del versante adriatico senza la presenza di termiche particolarmente negative ad 850hPa, talvolta non inferiori a  $-5^{\circ}\text{C}$ .

### ***Venti paralleli all'asse del bacino e bande singole***

In base alla direzione dominante del vento si è osservata una diversa quantità e magnitudo di bande.

Flussi mediamente paralleli all'asse maggiore del bacino (NW, NNW) favoriscono l'insorgenza di *bande singole*, con fetch molto lunghi (almeno 2-300 Km) e *core* più ampio (fino a 20-40 km) perché il contributo della brezza interna interviene su un fronte di discontinuità termica molto lungo, propagando i maggiori effetti in termini precipitativi ancora una volta sulla

testata della *street clouds* che entra eventualmente a contatto con la terraferma. Spessori dello strato instabile molto profondi (almeno 3000m), associati a flussi di questo genere, esacerbano nuvolosità e fenomenologia con picchi precipitativi estremi, talvolta associati a temporali e condizioni di maltempo anche prolungate nel caso in cui l'asse della banda non subisca sostanziali deviazioni della traiettoria per ore.

### ***Venti ortogonali all'asse del bacino e bande multiple***

Viceversa, venti mediamente perpendicolari alla linea di costa (nord-est) o in altre parole ortogonali all'asse maggiore del bacino, agevolano la formazione di *bande multiple* e la risposta termica potrebbe non essere sufficiente a deviare il vento geostrofico e dirottare aria molto fredda dalle zone interne ai litorali.

Le *street clouds* sono pertanto più numerose ed interessano diffusamente le coste esposte con precipitazioni meno intense (al più moderate), a macchia di leopardo, più frequenti lungo i *core* delle bande. I *dry-channells* che separano le *street clouds* tendono a restringersi e ad avere minore durata.

Di contro, questo genere di correnti impattando frontalmente con il profilo montuoso degli Appennini sono più propense all'effetto *stau*, pertanto i fenomeni tendono a divenire più probabili e intensi avvicinandosi ai rilievi, specie quelli orientati sopravvento, sul versante orientale.

### ***Vento e moto ondoso***

Meno rilevanti ma non per questo trascurabili sono gli effetti prodotti dalla ventilazione sullo stato del mare. Va quindi menzionato che con l'aumento del moto ondoso, la presenza di spruzzi e increspature amplia la superficie liquida disponibile all'evaporazione. Si è calcolato un

incremento dal 2% al 10% circa per onde assimilabili alla geometria di un cuneo (di altezza inferiore a 0,5m), il 50-60% in più con onde a forma di semicilindro con altezza superiore a 0,5m. Un moto ondoso pronunciato produce l'effetto di rimescolare continuamente lo strato d'acqua superiore con quelli appena sottostanti, più miti, arginando la diminuzione della temperatura superficiale; vengono immessi in atmosfera un numero maggiore di nuclei di aerosol marino (sali di sodio) che vanno a costituire un contributo addizionale alle concentrazioni di particolato di varia natura già presente nella massa d'aria d'origine. Questi nuclei sono indispensabili ai processi di condensazione o congelamento del vapore acqueo perché le particelle con le loro proprietà igroscopiche non solo fungono da nuclei di aggregazione per le prime goccioline metastabili ma riducono la tensione di vapore saturo necessaria alla formazione delle stesse e aumentano la temperatura alla quale avviene la formazione dei cristalli di ghiaccio. Diversamente alcune gocce potrebbero restare in forma liquida sovrassatura sino a temperature di -20/-40°C.

### ***3.3.4 Orografia e morfologia***

Molti aspetti sono stati accennati nella precedenti sezioni di questo lavoro. Gli esiti dell'impatto della massa d'aria umidificata dall'Adriatico con i rilievi, siano essi quelli appenninici o anche quelli meno elevati collinari (ad esempio le murge baresi), vanno quasi sempre nella direzione di un incremento della nuvolosità ed un'esaltazione delle precipitazioni a prevalente carattere nevoso. Lo abbiamo già detto, la direttrice più favorevole al cosiddetto *effetto stau* è quella che spinge il flusso d'aria nei bassi strati con un angolo d'incidenza quanto più ortogonale possibile al profilo della catena montuosa (in genere correnti provenienti da nord a est).

Venti marittimi troppo deboli potrebbero scaricare d'umidità la massa d'aria attraverso precipitazioni che si esauriscono tra la costa ed il primo entroterra. Venti più sostenuti (superiori a 30/40 km/h al suolo) favoriscono invece le aree interne ed appenniniche.

I rilievi oltre ad offrire un'ottima rampa di lancio per moti convettivi forzati, frenano i venti nei bassi strati producendo convergenza e ulteriore spinta per l'ascesa dell'aria (figura 24).

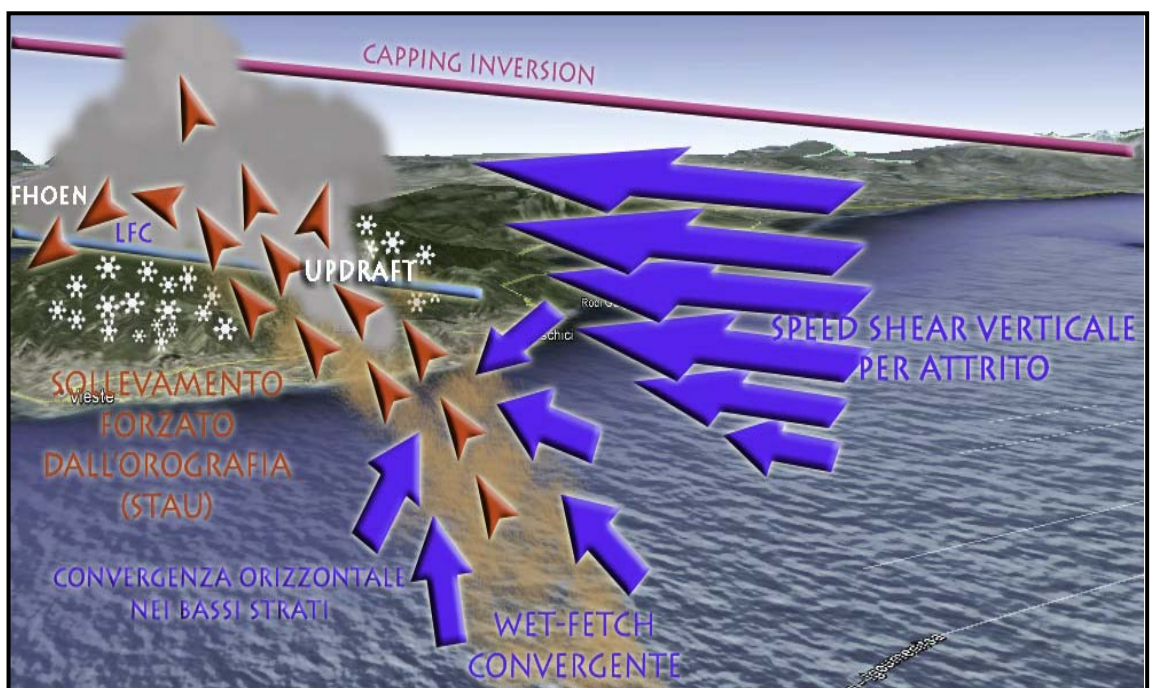


Figura 24 - Schema di formazione dell'ASES esaltato dall'orografia

Sui monti esposti alle correnti possono verificarsi nevicate copiose, in grado di accumulare anche decine di centimetri di neve in 24 ore.

La morfologia, cioè la forma del territorio, in particolare delle coste a valle del flusso che investe l'adriatico, ricalca particolare interesse per quelle che abbiamo appena definito *brezze termiche*. Con gradienti barici sinottici poco pronunciati le insenature tendono a divenire sorgenti di convergenza

delle brezze termiche mentre i promontori in genere sono associati a zone di divergenza (*dry-channell*).

Riveste un certo interesse anche la morfologia dei litorali a monte del flusso (coste croate e montenegrine, arcipelaghi), aspetto che verrà però approfondito nel capitolo dedicato alle *porte dinariche*.

### ***3.3.5 Stato igrometrico della massa d'aria a monte del flusso***

Le caratteristiche igrometriche della massa d'aria che produce l'avvezione sui livelli inferiori a contatto col Mare Adriatico sono determinanti per valutare alcune caratteristiche dell'ASES.

La massa d'aria, artica o polare, che approda sul bacino è per sua intrinseca natura povera di vapore acqueo, sia in termini di umidità assoluta data la ridotta tensione di vapore saturo dell'aria molto fredda, sia in termini di umidità relativa visto che si genera e attraversa un substrato prettamente continentale. In genere l'aria artica o polare di tipo marittima presenta un maggiore contenuto di vapore acqueo di quella continentale.

Un altro fattore non trascurabile è rappresentato dalla presenza di catene montuose che circondano tutto il versante orientale e settentrionale del bacino e che asciugano i flussi sottovento con i noti meccanismi, tra loro simmetrici e consequenziali, di *stau* e *fhoen*.

La presenza di nuvolosità sui versanti sopravvento alle alpi dinariche (area balcanica centrale) sono di solito indice di un buono stato di umidificazione della massa avvezzante, se le nubi riescono a valicare o conservarsi in parte sui settori sottovento (coste croate) i segnali dell'ingresso di aria mediamente umida sono ancora più forti e gli effetti (nubi e precipitazioni) col transito sul bacino sono molto più corposi di un afflusso in partenza secco.

Venti non particolarmente intensi (non superiori ai 30-40 km/h) sui crinali dinarici possono favorire la conservazione di parte del contenuto igrometrico. Venti più forti incrementano le precipitazioni da *stau* sull'area balcanica e asciugano riscaldando più rapidamente i volumi discendenti.

Questi aspetti hanno conseguenze anche sulla linea di comparsa delle bande nuvolose in Adriatico: aria sufficientemente umida (UR 60-80%)

forma bande già a ridosso delle coste croate, viceversa le bande si formano in pieno adriatico o talvolta addirittura sottocosta al versante italiano e nei casi di aria particolarmente secca le prime nubi compaiono nelle aree interne del versante adriatico grazie al contributo dell'attrito e del sollevamento forzato dei rilievi.

Se da un lato l'afflusso di aria molto secca ritarda la transizione da *dry-fetch* a *wet-fetch*, ovvero senza o con comparsa di bande nuvolose, dall'altro incentiva l'evaporazione per il forte divario delle pressioni di vapore tra acqua marina tiepida e aria fredda secca soprastante. Ragione per cui valori intermedi di umidità relativa (UR 40/60% in partenza ) sono di maggiore stimolo ad una più efficiente convezione marittima e condensazione nello strato instabile.

### ***3.3.6 Contributo di alcune forzanti sinottiche***

Se da una parte l'ASES, essendo di natura termo-convettiva, non necessita di forzanti sinottiche per la sua costituzione ed il suo sostentamento, ed anzi insorge solo dopo il transito di un sistema perturbato, dall'altra alcuni fattori su vasta scala possono risultare determinanti per modificarne la magnitudo.

Un grosso contributo può giungere dal transito di un fronte freddo, quindi da un'avvezione più marcata, certificabile alla quota di 850hPa, che va a rinvigorire l'aria mediamente fredda preesistente.

La linea frontale può essere responsabile di un'accentuazione dei moti convettivi con formazione di una linea di groppo<sup>13</sup> che trasfigura il tipico assetto a bande parallele dell'ASES.

---

<sup>13</sup>Linea di groppo: linea che demarca un'area di forte instabilità e venti forti ed a raffica, sovente associata al transito di un fronte freddo.

Al suo interno rovesci più diffusi e organizzati possono interessare ampie aree del versante adriatico.

Se l'avvezione nei strati bassi è accompagnata da nuclei gelidi anche alle quote superiori (rintracciabili a 700hPa e 500hPa) allora l'incremento dello spessore dello strato instabile produce nubi e fenomeni di una certa rilevanza, sia per estensione che per intensità. La nuvolosità tende a divenire diffusa e più spessa, con la comparsa di cumulonembi (top anche superiore a 6000-7000m), temporali associati e nembrostrati forieri di precipitazioni copiose, nevose sino a bassa quota.

L'ingresso di noccioli di aria gelida a 500hPa sono spesso associati ad avvezioni di vorticità relativa positiva (ciclonica) che provoca un sostanziale sollevamento del limite della cappa d'inversione (*capping inversion*). Il tutto amplifica gli effetti dell'avvezione in atto, i processi convettivi e la formazione e diffusione dei fenomeni atmosferici.

### 3.4 *Porte dinariche e flussi convergenti*

Merita un approfondimento a parte lo studio della formazione delle *street clouds* applicato al caso particolare del bacino del Mare Adriatico. Tali nubi sono l'espressione della manifestazione dell'ASES e come abbiamo illustrato nei capitoli precedenti assumono una particolare struttura orizzontale; si presentano cioè come strisce di corpi nuvolosi stretti e paralleli, molto allungati nella direzione del flusso dominante a 850hPa.

Abbiamo ipotizzato che questa conformazione sia l'esito di flussi alternativamente convergenti e divergenti nei bassi strati che pilotano il rimescolamento turbolento di volumi d'aria relativamente più calda e umida verso settori rispettivamente di affluenza e diffluenza.

Fermo restando che la tipica morfologia delle *street clouds* si osserva normalmente anche in pieno oceano, quindi senza ostacoli orografici, anni di osservazione portano a pensare che cause orografiche possano concorrere accelerando il processo.

Ci si aspetta quindi che il flusso teso delle correnti, ad esempio da nord-est, venga perturbato nel PBL<sup>14</sup> in modo da creare componenti di shear direzionale del vento sul piano orizzontale e conseguenti forzanti su piccola o media scala in grado di supportare e favorire la convezione in determinate aree, per l'appunto quelle soggette a convergenza. Di contro si osservano aree in cui non si genera nuvolosità e si suppone siano sede di divergenza nei bassi strati con moti discendenti lungo l'asse verticale che vanno a bilanciare l'equilibrio idrostatico del fluido.

---

<sup>14</sup>PBL: strato limite planetario (planetary boundary layer).

Si osserva che le bande hanno una superficie nuvolosa molto inferiore delle adiacenti aree soleggiate; questo può essere spiegato dal fatto che gli *updraft* possiedono una velocità maggiore ma occupano un'area inferiore rispetto ai moti discendenti che sono più lenti ma distribuiti maggiormente sulla sezione trasversale.

Un campo di vento così perturbato è il risultato dell'interazione del fluido avvertante con l'orografia e la morfologia dell'area balcanica ed in particolare con le Alpi Dinariche, le vallate, le coste e l'arcipelago delle isole croate e della penisola dalmata.

Da un'attenta analisi della catena montuosa delle Alpi Dinariche si è arrivati alla individuazione e classificazione di alcune fratture o più comunemente vallate che offrono una possibilità di passaggio più agevole. Il flusso d'aria normalmente è costretto a scavalcare un profilo montuoso elevato mediamente 1000-2000m e ampio 150-200 Km, giungendo sul versante sottovento con caratteristiche fisiche e dinamiche molto differenti da quelle di partenza (*effetto fhoen*).

Un noto esempio di condotto naturale è la *Porta di Trieste* (o della bora) che è il primo passaggio a partire da nord. Altre "porte", non paragonabili alla portata di quella triestina ma altrettanto rilevanti per questa analisi, sono state identificate lungo la dorsale dinarica e denominate con i toponimi dei territori in corrispondenza dei quali esse trovano lo sbocco in Adriatico.

Col termine di *window* (finestra) sono state invece classificati quei passaggi che per loro natura possono supportare il transito di un flusso mediamente più ridotto in termini di portata rispetto alle porte.

Le neo-denominate *porte dinariche* (figura 25) sono:



Non trascurabile anche l'effetto delle numerose isole croate sulle quali sono presenti rilievi collinari che possono raggiungere fino ai 500m e che offrono ulteriore spunto per valutare probabili corsie preferenziali per le linee di flusso.

Ho elaborato un modello concettuale di micro-circolazione in corrispondenza delle porte/finestre nella condizione che la massa d'aria attraversi o valichi le alpi dinariche in regime non turbolento e quindi supponendo una velocità del vento indicativamente non superiore ai 50 Km/h sui crinali.

Il modello si basa sull'assunzione che le porte e le finestre dinariche possano essere considerate come tubi di flusso nei quali vale il *Principio di Venturi*<sup>15</sup>. In effetti le rilevazioni anemometriche in vallate investite da flussi mediamente longitudinali al loro asse, mostrano un drastico incremento della velocità del vento (anche di 2-3 volte).

Nel nostro modello tutte le porte/finestre orientate da nord a est sono condotti privilegiati di transito di venti provenienti dalle aree pianeggianti e collinari dell'area balcanica centro-settentrionale, dove solitamente la massa d'aria responsabile dell'avvezione sull'Adriatico tende ad ammassarsi in quanto trova la strada in gran parte sbarrata dalle alpi dinariche.

Su quest'area staziona quindi un fluido molto freddo e denso, pronto a infiltrarsi nei varchi dinarici, richiamato dalle linee di flusso risultanti dalla configurazione sinottica presente al suolo.

---

<sup>15</sup>Principio di Venturi: è il fenomeno fisico, scoperto e studiato dal fisico Giovanni Battista Venturi, per cui in un condotto la pressione di una corrente fluida diminuisce con l'aumentare della velocità.

Parte dell'aria fredda si solleva invitata dal profilo montuoso, invece un'altra grossa frazione attraversa le vallate e sfocia in Adriatico attraverso le *porte dinariche* subendo il cosiddetto *Effetto Venturi*, ovvero la velocità media del flusso aumenta drasticamente nella strozzatura a discapito della pressione statica nel condotto naturale. Diminuzione barica subito compensata da moti discendenti sulla verticale della valle.

Il flusso esce dalla porta (o finestra) raggiungendo un'area di sbocco, normalmente una pianura o un golfo, affacciata sul Mar Adriatico.

Il fluido tenderà a disperdere la propria energia cinetica divergendo in corrispondenza di una sorta di delta geografico. La massa d'aria mantiene per inerzia una velocità sostenuta anche 10-20 Km dopo il termine del condotto propagando l'effetto divergente nella direzione media del flusso uscente.

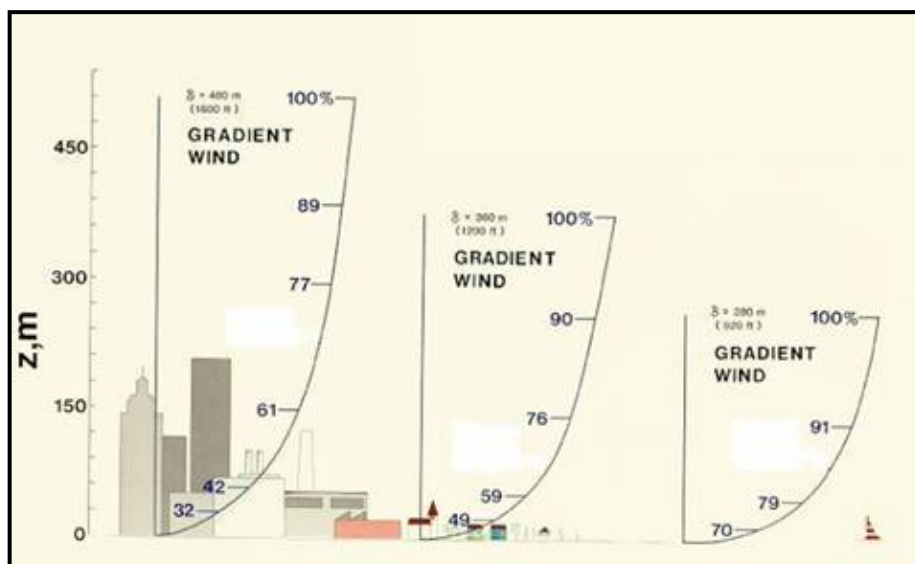
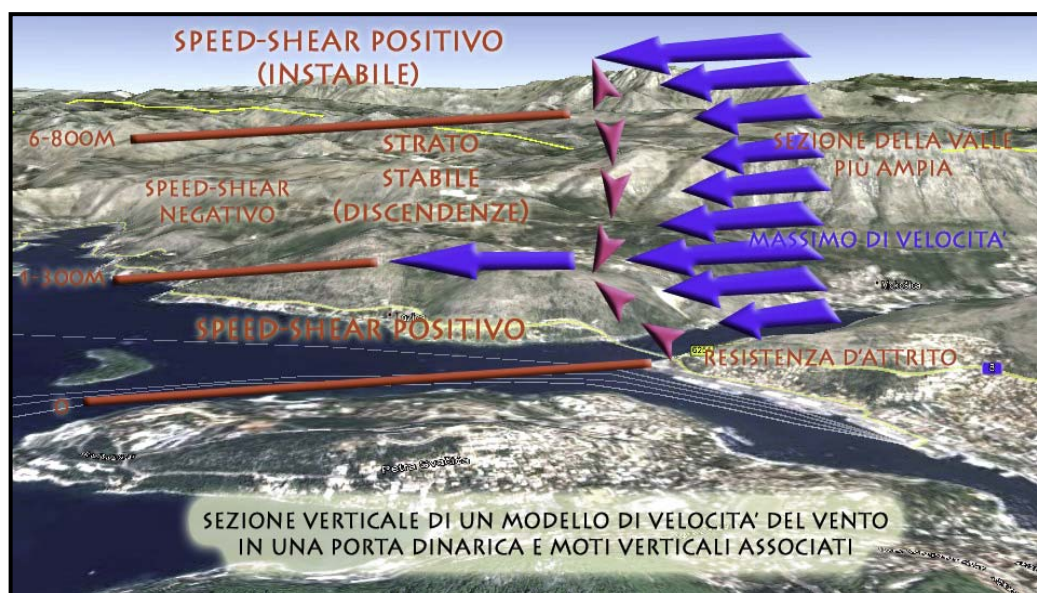


Figura 26 - Incremento della velocità (in %) del vento in diverse condizioni di attrito

Nella bassa troposfera, come mostra la figura 26, le masse d'aria in movimento risentono dell'influenza del suolo sottostante. Le particelle d'aria vengono rallentate in maniera tanto maggiore quanto più ci si avvicina al suolo, fino ad arrivare ad una condizione di velocità idealmente nulla per quelle a diretto contatto con il terreno. Pertanto se da una parte la velocità del vento nella vallata aumenterà per *Effetto Venturi* all'aumentare della strozzatura verso il basso (immaginando un classico profilo della valle a V), dall'altra tale velocità diminuirà con l'approssimarsi alla superficie terrestre a causa dell'attrito.

Nello strato limite la velocità media del vento aumenta logaritmicamente con la quota fino ad un'altezza oltre al quale il suo valore si mantiene costante (*altezza di gradiente*) che nel caso del sistema della nostra vallata dinarica potrebbe essere collocato intorno a 300-400m, trascurando temporaneamente l'*Effetto Venturi*.



**Figura 27 - Sezione verticale di un modello di velocità del vento e moti verticali per la porta dinarica di Dubrovnik**

Adesso tenendo conto di queste due proprietà e considerando una sezione verticale di una tipica valle dinarica, le isotachie con valori più elevati le ritroveremo ad un'altezza mediamente compresa tra 100-300m dal suolo. Si viene così a creare uno *shear di velocità negativo* con i livelli immediatamente superiori (dove la sezione della valle è più ampia) ed uno *shear positivo* diretto verso il suolo. Supponiamo cioè che esista uno strato intermedio valutabile tra i 100-300 e i 600-800m nel quale si presume che il vento aumenti d'intensità scendendo di quota; riteniamo invece che negli ultimi 100-200m l'influenza della resistenza dell'attrito inverta lo shear perché il fluido decelera a contatto col suolo. Nello strato intermedio di *shear negativo* è probabile che s'instaurino moti discendenti che contribuiscano ad alimentare il *dry-channell* costituito dall'asse centrale del flusso veloce uscente dalla porta e per riflesso innescano o comunque favoriscono moti verticali ascendenti alla periferia del *dry-channell* dove può essere molto probabilmente presente un *wet-channell* con *street cloud* in formazione.

Tale micro-perturbazione si accoppia con altre dello stesso genere provenienti da porte o finestre poste anche a diverse decine di chilometri di distanza.

La teoria personalmente elaborata prevede che il settore compreso tra due aree di divergenza sia sede di circolazione convergente e di conseguenza luogo di moti convettivi. In queste aree si suppone che sia più elevata la probabilità di assistere alla comparsa di una *street cloud* (in funzione dell'UR e del CCL) la quale poi proseguirà la sua propagazione longitudinale seguendo le linee di flusso del vento ad 850hPa circa e mantenendo una sua circolazione interna tipica delle celle convettive ad asse spiccatamente obliquo.



Con venti molto forti e l'intervento del regime turbolento, il delicato equilibrio delle aree di convergenza può venire inficiato e la circolazione sottovento diviene caotica; l'eventuale formazione delle bande è dominata da moti orizzontali e verticali (discendenze e rotori sottovento) piuttosto irregolari che non permettono una prognosi sull'approssimativa collocazione delle *street clouds*. La presenza di turbolenza può essere confermata dalla comparsa di nubi orografiche (*onde di Lee*) o cumuli da rotore (visibili da immagini satellitari) in prossimità dei principali gruppi montuosi dinarici.

## 4.SI-ASES:

### UN INDICE SINTETICO PER DESCRIVERE IL FENOMENO

Sull'esempio dell'indice messo a punto dal Servizio Meteorologico Nazionale degli Stati Uniti e denominato *Lake Snow Parameter (LSP)*, ho trovato opportuno concludere questo lavoro mettendo a punto un indice numerico sperimentale, il *SI-ASES (Synthetic Index - Adriatic Sea-Effect Snow)* utile sia per la descrizione sintetica di un fenomeno di *ASES* in atto sia per un impiego prognostico, valutabile in termini di probabilità di occorrenza e intensità.

L'*LSP* tiene conto della funzione peso (WF) di tre fattori critici per la produzione del *LES* nel nord del Michigan e questi sono: la temperatura a 850hPa, l'umidità relativa a 850hPa e 700hPa, la differenza della velocità del vento tra il livello di 1000hpa e 850hpa. La formula è la seguente:

$$LSP = WF(850mb \text{ Temp}) \times WF(850-700mb \text{ RH}) \times WF(1000-850mb \text{ Wind Speed})$$

Si confronta il valore ottenuto con i tre seguenti range:

<b>LSP Range</b>	<b>Potential for High Snowfall Rates</b>
Less than 1.0	Low Potential
From 1.0 to 2.0	Moderate Potential (conditional)
Greater than 2.0	High Potential

Il *SI-ASES* è stato invece costruito tenendo conto dei seguenti quattro fattori ritenuti tra i più importanti da questo studio e solo in parziale analogia con quelli considerati nel *LSP*:

- il gradiente termico verticale tra la temperatura superficiale del mare e quella sulla superficie isobarica di 850hPa (Lapse Rate);
- lo spessore dello strato rimescolato, ovvero il livello d'inversione determinato sulla base dell'analisi della temperatura potenziale equivalente, dentro il quale è possibile che si manifesti instabilità convettiva di tipo assoluta o condizionata (Instability Depth);
- la media ponderata dell'umidità relativa a 850hPa e 700hPa;
- lo shear direzionale del vento tra il suolo ed il livello isobarico di 700hPa;

La parametrizzazione di ciascun fattore avviene assegnando a ciascuno di essi un punteggio in base allo scostamento dalle condizioni ottimali. La somma pesata dei quattro parametri forma l'indice complessivo *SI-ASES* che è un valore adimensionale che va da 0 a 10.

Con l'aiuto di un tecnico programmatore è stato creato uno schema numerico automatico e disponibile in rete (<http://www.bfpmeteo.it/ase/ase.htm>) attraverso una mappa tematica plottata dal software che gestisce il modello su sei settori dell'Adriatico.

Si utilizzano dati di inizializzazione *GFS* con passo di griglia  $0.5^\circ$  aggiornati ogni 6 ore.

I dati vengono prelevati dai servers *NOMADS DODS* americani. Per poter effettuare il calcolo viene scaricata la griglia che comprende l'area nelle coordinate  $47^\circ\text{N } 12^\circ\text{E} - 37^\circ\text{N } 20^\circ\text{E}$ .

I parametri scaricati sono: temperatura a 2m e pressione sul livello del mare, temperature ai vari livelli isobarici da 1000hPa a 500hPa, altezze di geopotenziale da 1000 a 500hPa, vento meridionale e vento zonale, e umidità relativa su 21 livelli isobarici.

Una volta prelevati i valori d'interesse si procede al calcolo dei parametri che compongono il SI-ASES utilizzando le formule sotto riportate.

$$\text{SI-ASES} = \text{LRI} + \text{IDI} + \text{DWI} + \text{RHI}$$

LRI = Lapse Rate Index (WF=3.30)

IDI = Instability Depth Index (WF=2.50)

DWI = Directional Wind-Shear Index (WF=2.20)

RHI = Relative Humidity Index (WF=2.00)

$\text{LRI} = (0,1125 \times (\Delta T - 14) + 0,1) \times 3,30$  ( $\Delta T$ =lapse rate T<sub>mare</sub>/T<sub>850 hPa</sub>)

$\text{IDI} = \text{LOG}_{10}(\text{ID}/500) \times 3,125$  (ID=livello d'inversione in metri)

$\text{DWI} = 0,0111 \times (90 - \text{DW}) \times 2,20$  (DW=shear direzionale suolo/700hPa)

$\text{RHI} = (((1,5 \times \text{RH}_{850} + \text{RH}_{700}) / 2,50) / 100) \times 2,00$

**Tabella 1 - Parametri considerati nel calcolo del SI-ASES**

PARAMETRO	Range valori possibili	Valore ottimale (indice massimo)
$\Delta T$	14÷22°C	22°C
ID	500÷6000m	6000m
DW	0÷90°	0°
RH	0÷100 %	100%

Il livello d'inversione (ID) è stato calcolato attraverso un algoritmo informatico che confronta progressivamente la temperatura equivalente potenziale al suolo con quella dei 21 livelli considerati ed assegna l'ID al

primo livello per il quale la temperatura equivalente potenziale è maggiore rispetto a quella del suolo.

A ciascun range di valori ottenuti di SI-ASES (tabella 2) si assegna una classe di probabilità e intensità del fenomeno.

Tabella 2 - Range di valori del SI-ASES e stima della probabilità di occorrenza e intensità del fenomeno

Min	Max	Valutazione Intensità	Probabilità ASES
9,01	10,00	estremo	100%
8,01	9,00	forte	80÷100%
6,01	8,00	moderato	50÷80%
3,01	6,00	debole	30÷50%
0,00	3,00	molto debole o assente	0÷30%

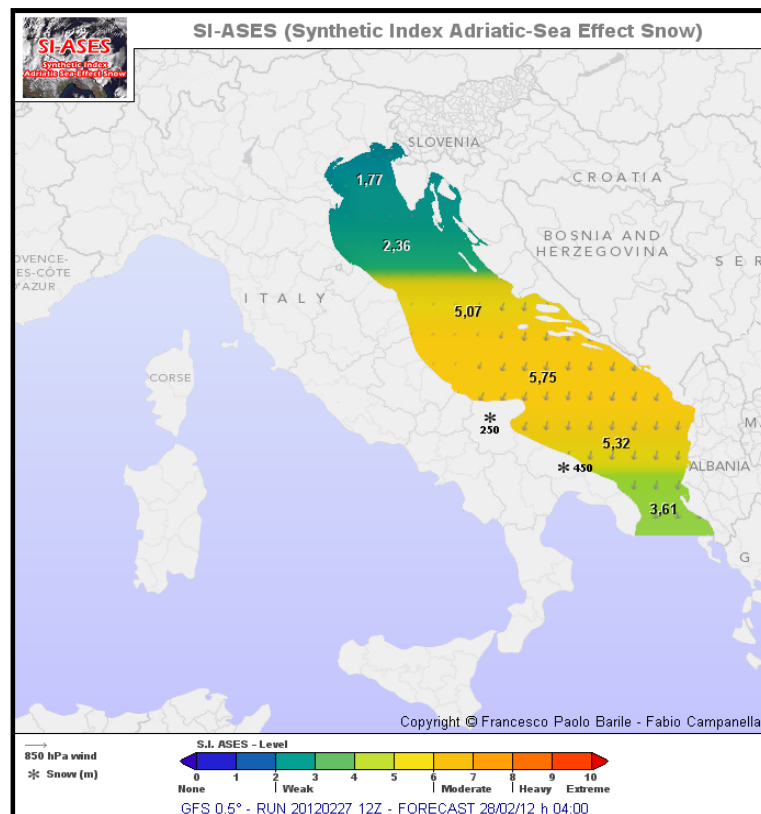


Figura 30 – Esempio di mappa del modello SI-ASES consultabile al link <http://www.bfpmeteo.it/ase/ase.htm>

## 5.UN CODICE PER GLI AVVISI METEO

### 5.1 *LESREP e LESFOR: proposta di bollettini meteo aeronautici*

A supplemento dello studio, per meglio descrivere in una riga le principali caratteristiche dell'*ASES*, si potrebbe rivelare interessante la creazione e l'uso di un ipotetico codice aeronautico.

I bollettini *ASEREP* (report osservativi) e *ASEFOR* (previsioni) possono costituire un supporto alla navigazione aerea e nel contempo trovare un pratico utilizzo nella meteorologia indirizzata al vasto pubblico, previa decodifica in un linguaggio chiaro.

L'importanza di emettere una sorta di *ASES WARNING* sul modello statunitense del *LES WARNING* presente nel messaggio *WINTER STORM WARNING* (bollettini di avviso utilizzati nella regione dei Grandi Laghi) è giustificata dal fatto che la fenomenologia generata da una simile instabilità convettiva può arrecare pericolo sia agli aeromobili in transito nelle aree interessate, sia alla popolazione.

Non è raro assistere a neviccate intense e copiose o a veri e propri blizzard con raffiche di vento superiori a 30-40 nodi e marcato shear.

Durante un'avvezione gelida le temperature in quota scendono presto al di sotto dello zero termico e possono raggiungere agilmente i -30/-40°C già a partire dai 5500m; questo implica assieme alla presenza di aria umida un'elevata probabilità di formazione di ghiaccio sulle ali degli aeroplani e temperature estremamente basse anche al suolo con disagi per la popolazione.

Le parole di codice utilizzate per la descrizione o la previsione dell'*ASES* sono in larga parte già utilizzate in altri bollettini aeronautici come

*METAR* (*Meteorological Aerodrome Report*), *SIGMET* (*Significant Meteorological Information*) e *AIRMET* (*Airmen's Meteorological Information*). Questo rende il codice di pronto utilizzo non solo in ambito nazionale ma anche in campo internazionale, visto che i codici aeronautici sono standardizzati per tutti i paesi aderenti all'*ICAO* (*International Civil Aviation Organization*).

Il messaggio si compone di una prima parte in cui vengono incluse informazioni relative al bacino, al settore ed il gruppo data/orario riferito all'ora GMT (Greenwich Mean Time).

Segue il corpo principale del bollettino preceduto dalla parola "ASES", nel quale attraverso dei codici descrittivi, si valuta l'intensità e la diffusione spaziale (implicitamente anche la frequenza) delle precipitazioni nevose in atto; segue il descrittore che fornisce la tendenza per le sei ore successive.

Il terzo gruppo descrive con degli indici sintetici alcune caratteristiche della massa d'aria e del bacino, ovvero provenienza del vento e temperatura alla superficie isobarica di 850hPa (essenziale per valutare l'entità dell'avvezione), e la temperatura media delle acque superficiali del settore di mare a cui si riferisce il messaggio. Con una semplice sottrazione è possibile ricavare il delta termico, parametro indicativo dell'instabilità termo-convettiva.

Segue l'indicazione dell'altitudine alla quale si trova indicativamente lo zero termico, il valore è espresso in centinaia di piedi da una cifra di tre numeri in modo identico ai livelli degli strati nuvolosi utilizzati nel *METAR*.

L'informazione successiva è quella che indica l'eventuale presenza di alcuni determinati fenomeni al suolo (temporali, rovesci, vento forte, precipitazioni con caduta di neve tonda, gragnola o graupel).

L'ultima parola di codice riassume con un livello (debole, medio, forte) ed un colore rispettivamente associato (verde, arancio, viola) la magnitudine dell'ASES in atto o previsto. Questo indice va da uno a dieci e si forma sommando i punti accreditati da alcuni descrittori (intensità, diffusione, delta termico, presenza di temporali).

Ad esempio il massimo punteggio lo si ottiene con ASES forte e frequente, delta termico uguale o superiore a 22°C e temporali in corso sul settore.

La tabella di codice completa è riportata nella figura 32.



Figura 31 - Mappa di suddivisione del Mare Adriatico in aree e sub-aree

## CLASSIFICAZIONE E CODIFICA DELL'ASES

### FORMA STANDARD DI UN MESSAGGIO ASEREP(osservazione) ASEFOR (previsione)

indicativo area    gruppo data/ora    rating e trend ASE    proven    temperatura    quota zero termico    fenom.agg.    magnitudine  
ASEREP (MMM (A) (SA) (YY)(GG)(gg)Z ASES (I)(D)(TREND) >(DIR) SST/T850 QMW(QMW) (FA)(opzionale) LEV(LEV)

**TABELLA DI CODICE ASEREP/ASEFOR**

PUNTI PER LIVELLO MAGNITUDINE		1	2	3	
<b>RATING ASES</b>	<b>(I) DESCRITTORE INTENSITA'</b> (prevalente dei fenomeni) <small>Determinazione: osservazioni stazioni, immagini satellite, radar</small>	-	Nessun segno (moderati) 1 – 5 cm/h	+	
	<b>(D) DESCRITTORE DI DIFFUSIONE</b> <small>Determinazione: come intensità</small>	ISOL <small>Bande nuvolose e precipitazioni isolate (&lt;50%)</small>	OCNL <small>Molte bande e precipitazioni (50-75%)</small>	FREQ <small>Copertura nuvolosa e fenomeni diffusi/frequenti</small>	
	<b>(TREND) DESCRITTORE TENDENZA</b> <small>Per le 6 ore successive all'ora di emissione</small>	<b>INTSF</b> <small>(in intensificazione)</small>	<b>NC</b> <small>(stazionario)</small>	<b>WKN</b> <small>(in attenuazione)</small>	
<b>(DIR) DIREZIONE PROVENIENZA &gt;</b> <small>(di nuvolosità e precipitazioni) Venti a 850 o 700 hPa</small>		<b>N</b>	<b>NNE</b>	<b>NE</b>	<b>Etc...</b>
<b>(QMW) ALTIT. ZERO TERMICO</b> <small>(in centinaia di piedi) QMW Dati stazioni, carte T850 hPa</small>		<b>000</b> <small>(liv.mare)</small>	<b>001</b> <small>(100 piedi=30m)</small>	<b>010</b> <small>(1000 piedi=300m)</small>	<b>Etc...</b>
<b>TEMPERAT. SUPERF. MARE (SST)</b> <b>e 850 hPa (T850)</b> $\Delta T = SST - T850$ <small>Carta SST INGV, mappe T 850hPa, radiosondaggi</small>		SST/T850 Prefisso <b>M</b> <small>per valori negativi</small>	$\Delta T \geq 17$	$\Delta T \geq 20$	$\Delta T \geq 22$
<b>(FA) FENOMENI AGGIUNTIVI</b> <small>Osservazioni stazioni, mappa temporali, radar</small>		<b>SH</b> <small>(rovesci)</small>	<b>TS</b> <small>(temporali)</small>	<b>PL</b> <small>(gragnola, neve tonda o graupel)</small>	<b>WD</b> <small>(vento forte, media o raffiche &gt; 20kt)</small>
<b>LIVELLO</b>	<b>COLORAZIONE E INDICATORE RIASSUNTIVO LIVELLO MAGNITUDINE (LEV)</b> <small>(somma intensità + diffusione, TS vale +1)</small>	LIVELLO BASSO Verde <b>LEVLOW</b> <small>(da 1 a 4 punti)</small>	LIVELLO MEDIO Arancione <b>LEV MED</b> <small>(da 5 a 7 punti)</small>	LIVELLO ALTO Viola <b>LEVHIG</b> <small>(da 8 a 10 punti)</small>	
<b>AREA E DATA/ORA</b>	<b>AREA MARINA/LAGO (MMM)</b>	<b>ADR</b> <small>(Adriatico)</small>	<b>GRL</b> <small>(Grandi Laghi)</small>	<b>BLS</b> <small>(Mar Nero)</small>	<b>NSE</b> <small>(Mare del Nord)</small>
	<b>MACRO AREA (A)</b>	<b>N</b> <small>northern</small>	<b>C</b> <small>central</small>	<b>S</b> <small>southern</small>	
	<b>SUB-AREA (SA)</b>	<b>UP</b> <small>(upper) superiore</small>	<b>LO</b> <small>(lower) inferiore</small>		
	<b>GRUPPO ORARIO (YYGGggZ)</b>	<b>YY</b> <small>giorno</small>	<b>GG</b> <small>ora</small>	<b>gg</b> <small>minuti</small>	

Figura 32 - Tabella di codice per la generazione dei codici ASEREP/ASEFOR

Alcuni esempi:

**ASEREP ADRSUP 120830Z ASES -ISOL INTSF >NNE 14/M05 QMW010 WD LEVLOW**

(bollettino riferito all'adriatico meridionale settore superiore, ore 8.30 GMT, presenza di scarsa nuvolosità da effetto ASE proveniente da nord-nord-est, pochi fenomeni in intensificazione, quota zero termico 300m, presenza venti forti)

**ASEREP ADRCLO 152000Z ASES +OCNL WKN >N 13/M08 QMW005 SH LEVMED**

(bollettino riferito all'adriatico centrale settore inferiore, ore 20 GMT, fenomeni sparsi, nubi provenienti da nord di intensità moderata in intensificazione, quota zero termico 150m, presenza di rovesci)

**ASEREP ADRSLO 250630Z ASES +FREQ NC >NNO 15/M10 QMW003 TS WD LEVHIG**

(bollettino riferito all'adriatico meridionale settore inferiore, ore 6.30 GMT, fenomeni forti e diffusi con presenza di temporali e vento forte provenienti da nord-nord-ovest, zero termico intorno ai 90m)

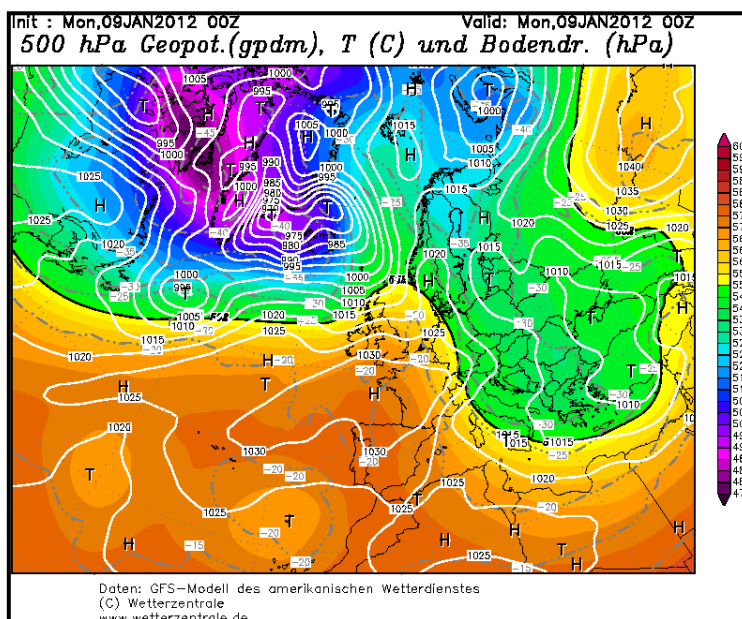
## 6.CASO DI STUDIO

### *6.1 Irruzione di aria fredda del 9 gennaio 2012*

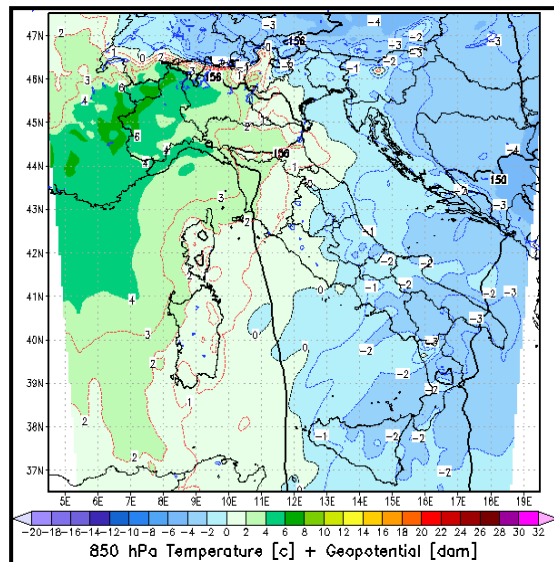
La diagnosi sinottica sullo scenario europeo rileva l'espansione di un promontorio di alta pressione atlantico verso la regione scandinava. Questo forcing meridiano si realizza solo parzialmente perché inibito della ripresa del flusso zonale tra le coste del Canada, la Groenlandia e l'Islanda ove il Vortice Polare ha insediato i suoi minimi di geopotenziale. Sul bordo orientale della figura anticlonica scorre aria fredda di origine polare-marittima (provenienza Mare di Norvegia, Mare del Nord) successivamente continentalizzata dal passaggio sull'Europa centro-orientale.

L'aria fredda nella mattinata del 9 gennaio invade l'Adriatico e buona parte del Mediterraneo centro-orientale richiamata dall'azione di una vasta depressione con minimo al suolo riscontrabile sulla Turchia, in attenuazione ed in ulteriore traslazione verso levante. I Geopotenziali sono pertanto generalmente più bassi sull'Europa orientale ma in uno scenario di graduale miglioramento per l'espandersi della figura anticlonica ad ovest (figura 33).

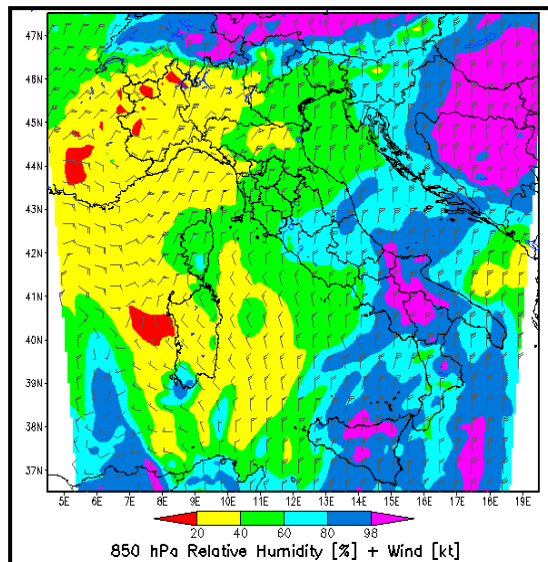
Analizzando nel dettaglio la situazione riferita alla superficie isobarica di 850hPa (figura 34) si riscontrava un flusso di correnti mediamente settentrionali con isoterma di  $-2/-3^{\circ}\text{C}$  sull'adriatico meridionale che sarà poi responsabile dell'interazione con le acque superficiali dell'adriatico centro-meridionale che presentavano una temperatura media di  $13/14^{\circ}\text{C}$  (*Lapse Rate* di  $16/18^{\circ}\text{C}$ ). Si rilevava inoltre la scarsa curvatura ciclonica delle isolinee di geopotenziale e conseguentemente delle correnti associate alla stessa quota.



**Figura 33 - Carta di reanalisi GFS: altezza di geopotenziale e temperatura a 500hPa, pressione al suolo (9 gennaio 2012 ore 00 UTC)**



**Figura 34**

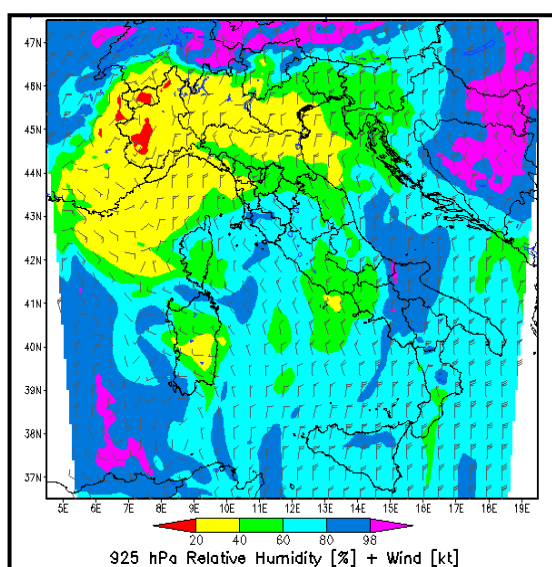


**Figura 35**

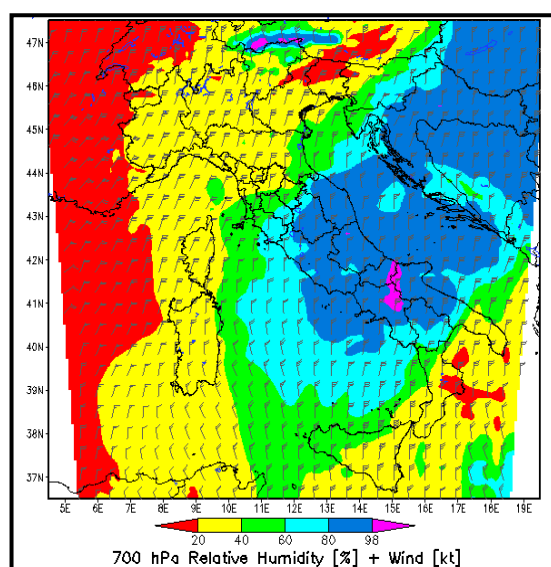
**Figura 34: carta WRF altezza di geopotenziale e temperatura a 850hPa (9 gennaio 2012 ore 00 UTC)  
Fonte: Lamma Toscana <http://www.lamma.rete.toscana.it/meteo/modelli>**

**Figura 35: carta WRF umidità relativa e vento a 850 hPa (9 gennaio 2012 ore 00 UTC)  
Fonte: Lamma Toscana <http://www.lamma.rete.toscana.it/meteo/modelli>**

Dall'analisi dei venti su tre livelli isobarici si nota lo scarso shear direzionale, circa  $20^\circ$  tra 925hPa e 700 hPa (figure 36-37). Dalle carte esaminate si desumono altresì valori igrometrici molto buoni negli strati medio-bassi (figure 35-36-37), ovvero diffusamente superiori all'80% di umidità relativa. Entrambi i fattori erano pertanto favorevoli alla generazione dell'ASES.



**Figura 36**



**Figura 37**

**Figura 36:** carta WRF umidità relativa e vento a 925hPa (9 gennaio 2012 ore 00 UTC)

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

**Figura 37:** carta WRF umidità relativa e vento a 700 hPa (9 gennaio 2012 ore 00 UTC)

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

Il radiosondaggio delle 12Z dello stesso giorno effettuato dalla stazione meteorologica di Brindisi (figura 28) denota l'avvezione fredda in atto attraverso una curva di stato contraddistinta da una buona pendenza (elevato gradiente termico verticale) sin quasi al livello dei 450hPa, oltre il quale si assiste viceversa ad inversione termica. Anche i vettori del vento

misurato dalla radiosonda mostrano una variazione di direzione con la quota di non oltre 20° nei primi livelli, fino ai 700hPa, e 40/50° circa fino ai 500hPa.

La curva della temperatura di rugiada si avvicina a quella della temperatura intorno agli 850 hPa (1500m circa), livello in cui si suppone avvenga l'eventuale condensazione del vapore acqueo in risalita per termoconvezione lungo la colonna.

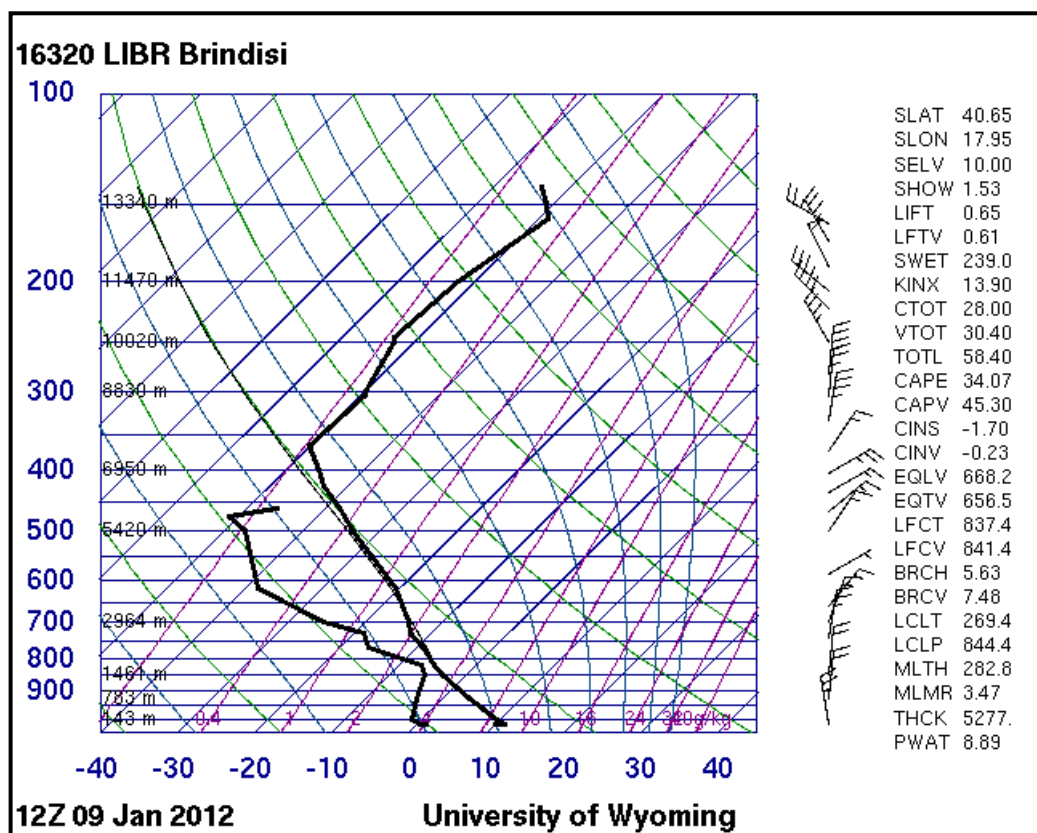


Figura 38 - Diagramma di Herlofson del radiosondaggio eseguito dalla stazione Meteorologica di Brindisi (9 gennaio 2012 ore 12 UTC)

Interpretando opportunamente e con le dovute correzioni l'immagine rielaborata nel canale dell'infrarosso (IR 10.8µm) alle cui temperature di brillantezza delle nubi vengono associate l'altitudine delle sommità, si

distinguono numerose bande nuvolose che partono dai 1500m circa sino agli oltre 5000m di quelle presenti sull'Abruzzo meridionale ed il Salento orientale (colorazione fucsia), queste ultime sono indizio della probabile presenza del *core* di nubi a sviluppo verticale (figura 39).

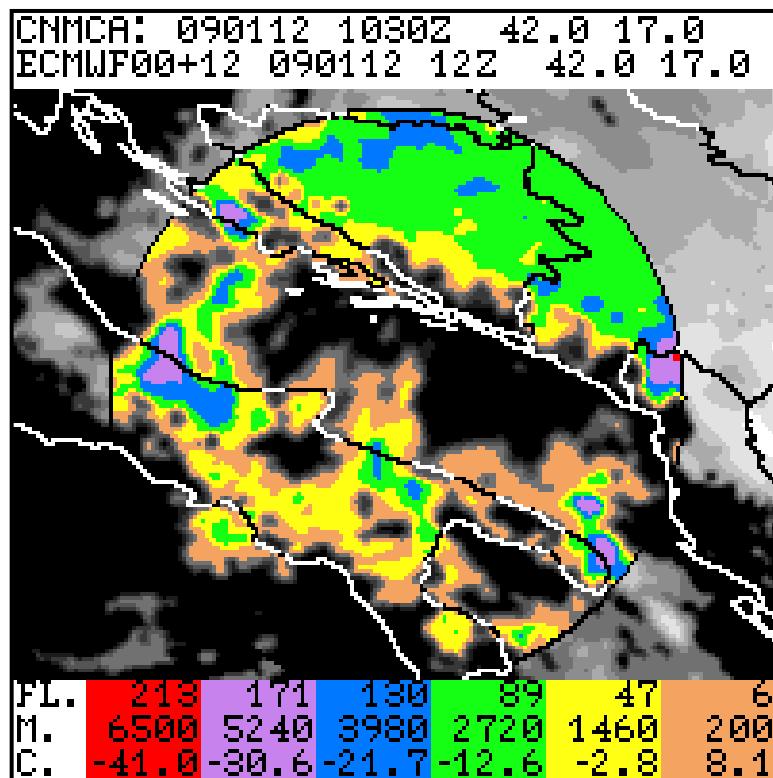


Figura 39 - Elaborazione grafica delle immagini da satellite MSG nel canale dell'IR con la stima della sommità delle nubi (9 gennaio 2012 ore 10.30 UTC) Fonte: [www.meteoam.it](http://www.meteoam.it)

L'immagine sotto (figura 40) rivela la situazione catturata dal satellite geostazionario (*MSG* - *Meteosat* Seconda Generazione) nel canale del visibile (VIS 0.8  $\mu\text{m}$ ) ed è sovrapposta ad una analisi grafica che mostra i flussi di vento al suolo (frece blu), ad 850hPa (frece arancioni), nonché alcuni valori termici (SST, 850hPa, 500hPa). I simboli grafici denotano la presenza di schiarite (sole) ovvero di *dry cannell*, o di *ASES* in atto con

fenomeni associati, questi ultimi etichettati da indici numerici dentro cerchietti rossi.

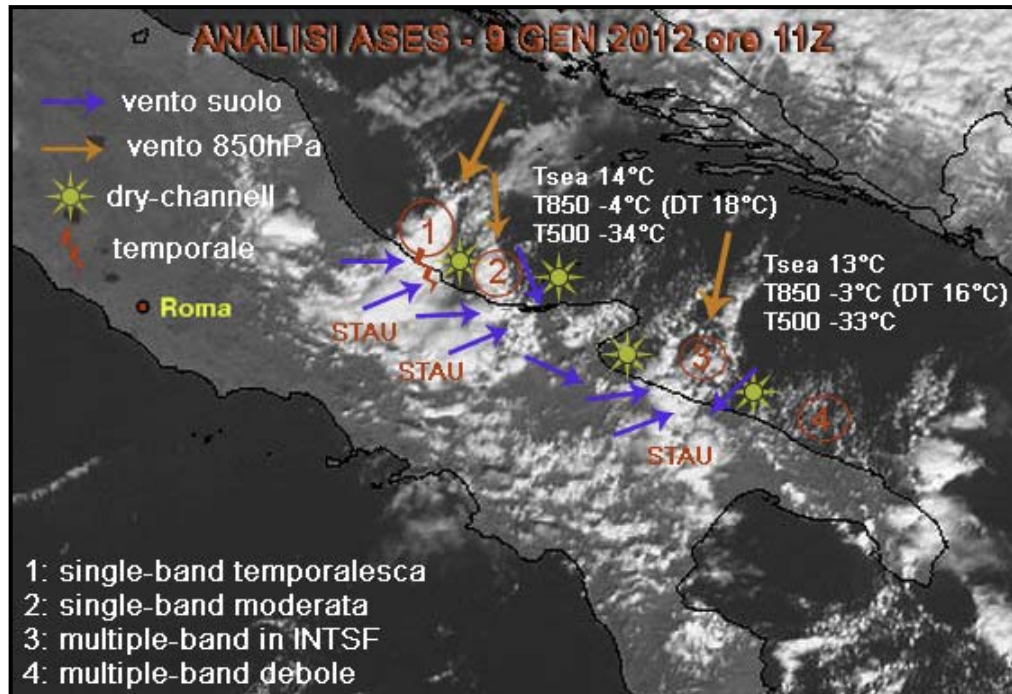


Figura 40 - Elaborazione grafica immagine satellitare nel canale del visibile con analisi dell'ASES in atto (9 gennaio 2012 ore 11 UTC)

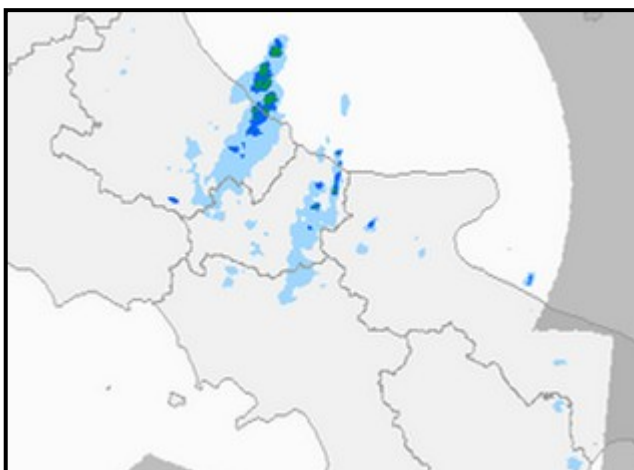
Le aree segnate con gli indici 1 e 2 mostrano rispettivamente due bande singole di *ASES*, di cui la prima temporalesca, confermata dall'analisi del top delle nubi e dalle fulminazioni rilevate dal sistema *LAMPINET* dell'Aeronautica Militare. Le due bande presentano altresì la classica forma a "V" di sistemi convettivi autorigeneranti originati da convergenza nei bassi strati sopra la superficie marina e venti sostenuti e divergenti in quota. Esso sono nella fase matura da alcune ore, con origine a circa 50/70 Km dalle coste. Il *fetch* non è particolarmente lungo in quanto le correnti hanno componente mediamente nord-orientale alle quote medie. Si osserva inoltre convergenza al suolo tra la brezza termica e le correnti marittime avvettanti

con l'effetto di esaltare nuvolosità e fenomenologia nell'impatto con la terraferma.

La temperatura non particolarmente bassa permetteva fenomeni nevosi solo al di sopra dei 6-800m di altitudine mentre più in basso si verificavano rovesci di pioggia mista a gragnola.

Le aree segnate con i numeri 3 e 4 vengono classificate come bande di *ASES* multiple in quanto la nuvolosità è più frastagliata e meno organizzata, all'interno di esse venivano segnalati locali rovesci di pioggia mista a neve o gragnola.

Tutte e quattro le bande nuvolose si alternavano a zone di sereno (*dry-channell*) corrispondenti ad aree di divergenza nei bassi strati, caratteristica tipica del fenomeno. Dall'immagine si osserva l'intensificazione della nuvolosità nell'avanzata verso le aree interne appenniniche, agevolata in tutta evidenza dall'effetto *stau*.




**Figura 41 - Immagine radar del parametro SRI (9 gennaio 2012 ore 11 UTC)**  
Fonte: [prometeo.meteoam.it](http://prometeo.meteoam.it)

Quest'ultima immagine (figura 41) mostra un'elaborazione dell'eco radar della rete della Protezione Civile, in particolare del parametro *SRI* (Surface

Rainfall Intensity) e quindi di una stima della precipitazione che raggiunge il suolo. Le bande blu e verdi indicano precipitazioni rispettivamente moderate e forti e confermano pertanto la natura convettiva delle nubi presenti (cumulonembi) ed i fenomeni in corso su quell'area.

Il calcolo del *SI-ASES* per l'adriatico centrale restituiva un valore di 7,29 (fenomeni moderati) in buon accordo con quanto stava realmente avvenendo.

**Tabella 3 - Foglio di calcolo excel per la determinazione dell'indice SI-ASES**

		INSERISCI QUI I VALORI RILEVATI				
		T <sub>sea</sub> (media)	14			
T <sub>850</sub> (media)	-3	Livello inversione	5500	Dir.Vento suolo	0	
UR 850hPa	90	UR 700hPa	80	Dir.Vento 700hPa	20	
<b>SI-ASES (Synthetic Index Adriatic-Sea Effect Snow)</b> © Francesco Paolo Barile						
ANALISI: 9 gennaio 2012 ore 12Z ADRIATICO CENTRALE PARAMETRI FORZANTI		<b>Coefficiente di Peso Forzante</b>	<b>Valore Parametro</b>	<b>Unità di Misura</b>	<b>Scala (valori possibili)</b>	<b>Punteggio</b>
Lapse Rate ( $\Delta T = T_{850} - T_{sea}$ ) LRI	LRI	3,30	17,0 °C		14÷22°C	1,44
Instability Depth (capping inversion level)	IDI	2,50	5500 m		1500÷6000m	2,41
Directional wind-shear (suolo/700 hPa)	DWI	2,20	20 °		0÷90°	1,71
Umidità Relativa - Media Pesata tra 850hPa/700hpa	RHI	2,00	86 %		0÷100 %	1,72
<b>TOTALE</b>		10,00			<b>INDICE E CODICE COLORE</b>	<b>7,29</b>

## 6. CONCLUSIONI

Lo studio condotto dimostra come il fenomeno fisico meteorologico battezzato col nome di *ASES* possa essere identificato attraverso criteri oggettivi che prendono in considerazione determinate variabili atmosferiche. Esse sono ritenute le principali forzanti dinamiche a mesoscala per la genesi e la modulazione in termini di magnitudo e forma del fenomeno.

A corredo del modello teorico si fornisce uno strumento operativo, l'indice *SI-ASES*, che consente la rapida ed oggettiva definizione della magnitudo del fenomeno, direttamente correlata alla probabilità che esso si verifichi in determinati settori dell'Adriatico. L'accesso in rete a questa risorsa è motivo di ulteriore personale soddisfazione e apertura ad una fase di evoluzione ed ottimizzazione del modello attraverso la condivisione e la collaborazione con altri soggetti.

Qualora il lavoro trovasse accoglimento e considerazione da parte del Servizio Meteorologico Nazionale, i risvolti legati alla corretta descrizione del fenomeno ed alla formulazione di avvisi meteo specifici (*ASEREP*, *ASEFOR*) interesserebbero tutta la popolazione che vive nell'estesa area in cui il fenomeno si manifesta.

Per tali motivazioni il lavoro può pertanto costituire una solida base di partenza per future ricerche che vadano ad approfondire in maniera più rigorosa determinati aspetti dell'*ASES*, i quali necessitano di tempi lunghi di osservazione, come la raccolta di un'ampia e documentata casistica e l'uso di strumenti diagnostici più raffinati, al servizio di una migliore analisi evolutiva.

## BIBLIOGRAFIA

1. G.P. Byrd, R.A. Anstett, J. E. Heim, D.M. Usinski, 1991: *Mobile sounding observations of lake-effect snowbands in western and central New-York*. Mon. Wea. Rev., 119, 2323-2332;
2. G.P. Byrd, D.E. Bikos, D.L. Schleede, R.J. Ballentine, 1995: *The Influence of upwind lakes on snowfall to the lee of lake Ontario*. Preprints, 14<sup>th</sup> Conference on weather analysis and forecasting, Dallas, TX, Amer. Met. Soc., 204-206;
3. David A. R. Kristovich, Neil F. Laird, Mark R. Hjelmfelt: *Convective evolution across Lake Michigan during a widespread lake-effect snow event*. Monthly Weather Review Volume 131, Issue 4 (April 2003), 643-655;
4. Jason M. Cordeira, Neil F. Laird: *The influence of ice cover on two Lake-Effect Snow events over Lake Erie*. Monthly Weather Review Volume 136, Issue 7 (July 2008), 2747-2763;
5. R. L. Peace JR., R. B. Sykes JR: *Mesoscale study of a Lake-Effect Snow storm*. Monthly Weather Review Volume 94, Issue 8 (August 1966), 495-507;
6. Robert D. Kelly: *A single doppler radar study of horizontal-roll convection in a Lake-Effect Snow storm*. Journal of the Atmospheric Sciences Volume 39, Issue 7 (July 1982), 1521-1531;

7. Faye E. Barthold, David A. R. Kristovich: *Observations of the cross-lake cloud and snow evolution in a Lake-Effect Snow Event*. Monthly Weather Review Volume 139, Issue 8 (August 2011), 2386-2398;
8. F. Prodi, A. Battaglia: *Meteorologia, parte 1^ dinamica*;
9. F. Prodi, A. Battaglia: *Meteorologia, parte 2^ microfisica*;
10. Centro Nazionale di Meteorologia e Climatologia Aeronautica, 2006: *Manuale di meteorologia sinottica, modelli concettuali sull'area mediterranea*;
11. Centro Epson Meteo, 2003: *Manuale di Meteorologia*

## RINGRAZIAMENTI

Questo volume è il condensato di vent'anni complessivi di passione per la meteorologia, di cui circa dieci trascorsi tra studi universitari e approfondimenti personali.

Il percorso che mi ha portato al conseguimento del titolo ha visto il pieno sostegno della mia Famiglia che mi ha assiduamente spronato a completare gli studi nonostante le difficoltà dovute al fatto di dover conciliare l'impegno universitario con il lavoro, con i frequenti trasferimenti e la gestione autonoma delle problematiche quotidiane.

Verso tutti loro esprimo profonda gratitudine, anche per la mia piccola nipotina Irene che con la sua innocente e vivace gaiezza ha saputo donarmi brevi momenti di evasione dalla pressione e l'incombenza degli esami più "tosti" di questo corso di laurea.

Titti, compagna paziente ed esemplare, ha saputo trasmettermi indirettamente, attraverso la sua esperienza di studio, lo spirito di sacrificio e lo slancio finale, indispensabile a centrare l'obiettivo.

Non dimenticherò mai l'amorevole pazienza e dedizione nel seguire le estenuanti ripetizioni per la preparazione dell'ultimo esame di *Fisica Atomica*. Grazie Amore mio.

Un ringraziamento doveroso e particolare va fatto al relatore di questa tesi, lo stimabile e disponibilissimo Prof. Porcù. Grazie per aver creduto in questo progetto ed avermi dato gli stimoli giusti per andare fino in fondo. Un ulteriore riconoscenza, Professore, le va elargita per aver seguito a distanza tutto il lavoro rispondendo alle mie innumerevoli e-mail nelle quali le proponevo continui "insopportabili" aggiornamenti degli elaborati.

Un affettuoso riconoscimento a Federico Bax, generoso compagno di corso, il quale mi ha dotato di gran parte del materiale utile alla preparazione dei vari esami e fornito consigli molto utili. Grazie Fede.

Grazie infinite a Fabio Campanella; se ne avessi i poteri gli conferirei la laurea ad honorem in *Informatica*. In virtù del suo lavoro di programmazione, il mio desiderio di vedere il modello dell'ASES automatizzato e plottato su una carta disponibile in rete è stato ampiamente realizzato. E sono certo che la collaborazione futura porterà a nuovi eccitanti traguardi.

Un omaggio a tutti gli amici che in questi anni mostrandomi stima e credito hanno costituito una sorta d'incentivo nel mio impegno nello studio e nell'approfondimento di determinati aspetti. Rispondere alla loro ricorrente domanda: "Domenica il tempo è bello? Si può andare al mare ?" ha costituito per me un ottimo e scrupoloso esercizio.

In ultimo, ma non per importanza, ringrazio distintamente l'Aeronautica Militare ed in particolare tutti i colleghi che in questi anni hanno sopperito alle mie esigenze universitarie talvolta anche attraverso sacrifici personali. Auspico di ricambiarli profondendo il massimo impegno in ambito lavorativo ed apportando il maggiore contributo possibile dal punto di vista professionale.

Passione, lavoro, titolo universitario; il cerchio intorno alla meteorologia si è chiuso, d'ora in poi l'ambizione è quella di allargarlo!

Di cuore, grazie a tutti.