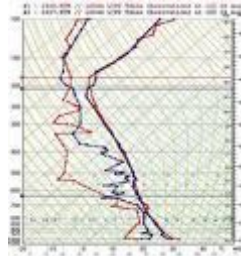


I RADIOSONDAGGI: COSA SONO E COME SI LEGGONO

Una guida completa per capire e leggere un radiosondaggio

di **Andrea Giglietti**

(documento liberamente tratto da risorse varie disponibili gratuitamente in rete)



INTRODUZIONE

I **radiosondaggi** sono l'unico strumento in grado di dare in tempi brevi una valutazione oggettiva della struttura verticale dell'aria. Essi sono perciò utilissimi anche per valutare le possibilità che nelle ore successive alla rilevazione si verifichi un temporale, questo grazie a una serie di indici oltre naturalmente alla rilevazione di dew-point e temperatura fino alla troposfera. Questi indici sono però quasi tutti "tarati" per il Mid-west degli U.S.A e molti di essi hanno pochissima attendibilità per l'Europa, Italia compresa. Tuttavia essi ci possono aiutare a capire se effettivamente potranno verificarsi dei fenomeni violenti anche sul nostro territorio.

I dati sono raccolti da radiosonde e vengono utilizzati assieme a quelli delle stazioni meteo terrestri per poi plottare le carie carte.

Per lo scopo, si utilizza un pallone aerostatico, che è in grado di raggiungere i 30.000 metri di altezza (3 volte la quota di volo di un aereo di linea), al quale vengono attaccati strumenti di estrema precisione in grado di misurare pressione, temperatura e umidità dell'aria. Grazie ad un emettitore radio si può seguire lo spostamento del pallone rispetto al punto di lancio e calcolare quindi anche direzione ed intensità del vento alle varie quote. Si ottiene quindi un profilo verticale dell'atmosfera per pressione, temperatura, umidità e vento.

COME SI EFFETTUA UN RADIOSONDAGGIO

Per più di 60 anni, ormai, i cieli sono solcati da particolari strumentazioni elettroniche chiamate **radiosonde**. La radiosonda è un piccolo pacchetto sospeso sotto un pallone di circa 2 metri di diametro riempito d'*idrogeno o elio*. Durante la salita della radiosonda in cielo, ad una velocità di circa 300 metri al minuto, i sensori a bordo misurano il profilo di **pressione, temperatura e l'umidità relativa**.



Questi sensori sono collegati ad un trasmettitore a batteria della potenza di circa 300 mW che invia le misurazioni ad un ricevitore a terra, sintonizzato su una banda di frequenza da 1668.4 a 1700.0 MHz.

Tracciando la posizione della radiosonda in volo, si possono ottenere anche informazioni riguardo alla velocità del vento e alla sua direzione trasversale. Questo tipo d'osservazioni si chiamano, in lingua inglese "rawinsonde".

Il volo della radiosonda può durare anche più di due ore, e durante questo tempo la radiosonda può salire anche ad oltre **30Km di quota** e traslare di più di 200Km dal punto di rilascio. Durante il volo la radiosonda è esposta a temperature anche di -90°C ad una pressione di alcune migliaia di volte inferiore a quella atmosferica. Il pallone si espande progressivamente e raggiunto il suo limite elastico esplose, rilasciando un piccolo paracadute, in maniera da limitare i pericoli della caduta a persone e cose.

Mediamente sono ritrovate solo il 20% delle radiosonde rilasciate, che poi possono essere riportate ai rispettivi enti proprietari per il ricondizionamento e le eventuali riparazioni.

Il volo è considerato accettabile solo se raggiunge i 400hPa. Se ciò non avviene, o se mancano più di sei minuti di tracciato radio, il volo viene considerato fallito ed è lanciata una nuova sonda.

In tutto il mondo vi sono più di 900 stazioni per le osservazioni ad alta quota. La maggiorparte di queste sono nell'emisfero settentrionale ed eseguono le osservazioni alle stesse ore (00z e 12z, oppure 00z, 06z, 12z, 18z) 365 giorni l'anno.

COME SI LEGGE UN RADIOSONDAGGIO

In linea di principio l'esame dei radiosondaggi nella parte in cui sono riportati i vari indici termodinamici deve rappresentare un aiuto per il previsore che deve sempre avvalersi in primo luogo dell'analisi sinottica ai vari livelli isobarici, tenere nel dovuto conto l'orografia del luogo di destinazione della previsione e conoscere il clima della zona d'interesse. E' inoltre opportuno tener presente, come già detto nell'introduzione, che la maggior parte di tali indici sono stati coniatati negli States a loro uso e consumo e come sempre accade in questi casi avranno la massima attendibilità nel luogo d'origine.

Gli indici termodinamici indicano la predisposizione in atmosfera all'innescò di fenomeni temporaleschi, che tuttavia non è detto debbano per forza svilupparsi se manca la spinta iniziale (frontale, orografica o per forte riscaldamento dal basso) od in particolari condizioni dinamiche: ad esempio in Romagna con fohn appenninico si possono avere indici favorevoli, ma ovviamente nulla succede a causa della catabasi indotta dalle correnti discendenti, venendo a mancare la spinta iniziale. Va da sè che i fenomeni temporaleschi, se non sono a vasta scala, possono insorgere o meno in base a molti fattori locali, difficilmente desumibili dai radiosondaggi, e massima attenzione deve essere posta alla curvatura (ciclonica o anticiclonica) delle correnti a 500 hPa prescindendo da qualunque indice termodinamico.

Lo stesso discorso vale per l'eventualità inversa: si possono avere temporali con indici sfavorevoli se una massa d'aria deve risalire una catena montuosa (stau) oppure in caso di passaggi di fronti caldi con aria pseudoinstabile (in tal caso gli indici saranno al massimo poco favorevoli); anche uno status che vede aria secca e poco calda nei bassi strati ma con forte getto in quota (divergenza) può innescare lo sviluppo di Cb. Comunque i fattori principali sono legati al microclima di ogni regione; una buona norma è quella di archiviare i radiosondaggi quando si verificano temporali e costruirsi una serie storica molto utile per ricavare dati statistici.

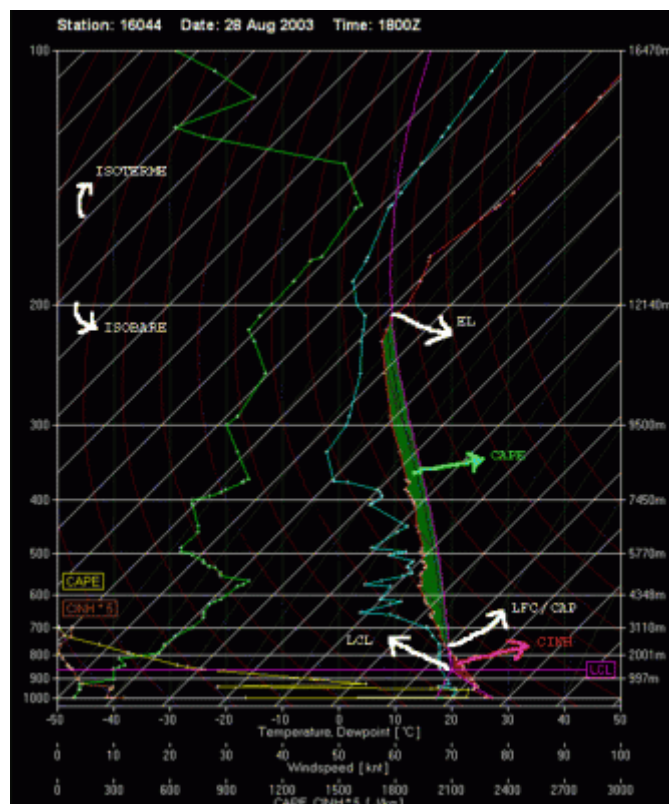
Lo sviluppo di supercelle prescinde spesso dall'effettivo valore degli indici termodinamici che non considerano il wind shear, cioè la variazione in direzione e velocità del vento tra bassa ed alta troposfera che riveste un ruolo fondamentale. CAPE, LI, TT, K, U e SI sono infatti desunti dai gradienti termoisometrici verticali tra i vari piani isobarici ma risultano utili per sapere se l'atmosfera è predisposta o meno allo sviluppo di attività temporalesca. Invece SWEAT, BRN e SREH tengono conto anche del wind shear e quindi rivestono maggior importanza nella previsione di supercelle e tornado.

La provenienza del vento nei radiosondaggi viene espressa in gradi sessagesimali, per cui a 0° (o 360°) corrisponde il N, a 90° l'E, a 180° il S, a 270° l'W; con 45° abbiamo NE, 135° SE, 225° SW, 315° NW.

Il diagramma aerologico più diffuso è lo **Skew T-ln p**, così chiamato perchè ha come coordinata verticale la pressione p in scala logaritmica, tra il suolo e 100 hPa, mentre sulle ascisse ci sono i valori della temperatura; le isoterme però sono inclinate di 45° verso destra, rispetto alle linee orizzontali della pressione.

Per meglio spiegare l'interpretazione dei radiosondaggi si fa riferimento al diagramma termodinamico di Udine relativo alle ore 18Z del 28 agosto 2003, giorno in cui il Veneto orientale è stato colpito da un'impressionante serie di violenti temporali grandinigeni.

http://62.202.7.134/hpbo/sounding_world.aspx
http://62.202.7.134/hpbo/sounding_create.aspx



La **curva di stato** (della temperatura) è quella **rossa**, quella del **dew point** (della temperatura di rugiada) è **azzurra**. La vicinanza fra queste due curve presuppone aria molto umida e vicina alla saturazione: è il caso delle giornate estive con afa nei bassi strati e notevole energia termica a disposizione del temporale. La linea **verde** è la **velocità del vento** in nodi; la linea **viola** è quella dell'**adiabatica saturo**. Quest'ultima indica la termovariatione adiabatica verticale in presenza di aria saturo. Sappiamo che l'aria secca in salita perde 1°C per ogni 100 m di salita, me se comincia la condensazione allora interverrà il calore latente (590 cal/grammo nel passaggio vapore-acqua); tale calore farà che l'aria non perda più 1°C ogni 100 m di salita ma 0,6°C circa (dipende da molti fattori ma quello è più o meno il tasso di termovariatione in aria saturo). La linea che costituisce l'adiabatica saturo mostra, partendo dalla temperatura al momento dell'inizio della condensazione, i vari valori di temperatura (salendo di quota) che assumerebbe la particella d'aria ai successivi livelli troposferici.

La linea viola dell'adiabatica parte da due punti alla base del grafico in quanto il tratto di linea (sulla destra) che va dal suolo al livello di condensazione (LCL: linea retta viola tra 800 e 900 hPa) non è l'adiabatica saturo, ma è quella secca, poichè fin lì l'aria non condensa in goccioline, per cui perde 1°C ogni 100 metri di salita. L'adiabatica saturo è tracciata solo dall'LCL in su (infatti essa è meno inclinata dell'adiabatica secca perdendo non 1°C ma 0.6°C per ogni 100 m di salita). L'altro tratto viola che va dall'LCL più "a sinistra" è l'isoigrometrica che incontrerebbe la nostra particella d'aria in ascesa nei pressi dell'LCL e rappresenta in pratica il dew point della massa d'aria a livello del suolo (nell'esempio circa 18°C).

L'area verde tra la curva rossa e quella viola rappresenta il **CAPE**, l'area rossa tra la curva di stato e la linea viola rappresenta il **CINH**. Nell'esempio sopra l'area del CAPE è molto più estesa di quella del CINH, per cui le condizioni sono favorevoli allo sviluppo di attività termoconvettiva stante la notevole energia in gioco. La linea gialla sulla parte bassa del grafico corrisponde all'area verde del CAPE (il valore sulla scala in basso corrisponde a quello numerico che si ritrova nell'elenco degli

indici termodinamici). La scritta CINH*5 indica un artificio per riportare il tracciato sia del CAPE che del CINH in contemporanea: il CINH viene moltiplicato per 5 onde evitare grafici interminabili.

LCL è il livello di condensazione forzata; è il livello dove l'adiabatica secca, tracciata a partire dalla temperatura osservata al suolo, incontra la isoigrometrica che passa per il valore iniziale di dew point al suolo. L'isoigrometrica è una linea che unisce, per ogni valore di temperatura e pressione, tutti i punti nei quali la massa d'aria satura ha la stessa umidità specifica. In LCL la massa d'aria, ora satura, è però ancora stabile perchè più fredda dell'ambiente circostante. LCL in genere corrisponde alla quota alla quale si forma la base della nube cumuliforme poichè a tale livello inizia la condensazione del vapore acqueo. Un LCL piuttosto basso indica aria molto umida su tutta la colonna d'aria e maggiore possibilità di fenomeni intensi. Inoltre con LCL molto basso eventuali tornado vanno in "touch-down" più facilmente poichè hanno meno metri da percorrere per toccare terra. Un discorso simile può essere fatto anche per il LFC che è il livello di libera convezione. LFC è il livello dove la curva dell'adiabatica satura taglia la curva di stato: da questo livello in poi la condensazione si sviluppa in genere in altitudine fino a quando la particella non ha esaurito il suo contenuto in vapore (instabilità latente o condizionale).

EL è il livello di equilibrio (Equilibrium Level). EL corrisponde alla base dell'inversione termica permanente presente tra troposfera e stratosfera e rappresenta il punto ove la curva di stato interseca l'adiabatica satura (oltre quella quota i processi convettivi tendono ad arrestarsi). Un buon sistema per individuare la presenza di overshooting top in un cluster temporalesco, se la visuale non è buona a causa di nubi basse, è quello di individuare l'Equilibrium Level con il radiosondaggio e vedere, tramite una buona scansione del cloud top (ad esempio quelle del'AM), l'altezza massima delle nubi; se è maggiore della quota dell'Equilibrium Level, con molta probabilità si è in presenza di overshooting top.

CAPE (Convective Available Potential Energy)

Indice molto utile per calcolare l'instabilità dell'atmosfera, indica la possibilità che la particella di aria calda salga a quote superiori, innescando così i moti convettivi; al contrario il CAP indica invece l'inibizione dei moti verticali, e più è vicino a zero più i moti verticali non hanno ostacoli alla loro formazione.

CAPE < 500 assenza di temporali

CAPE 500 ÷ 1000 possibilità di isolati temporali

CAPE 1000 ÷ 2000 temporali abbastanza probabili

CAPE » 2000 temporali forti abbastanza probabili; possibili tornado

CAP (Capping inversion) oppure Lid Strength Index (LSI)

$$LSI = T_{sw} - T_{wmax}$$

Dove T_{sw} è la più grande temperatura di bulbo bagnato (T_w) tra la superficie e 500 hPa, e T_{wmax} è la più grande T_w dalla superficie a 100 hPa. Questo indice rappresenta e quantifica un fenomeno atmosferico, detto cappa di inversione termica, che può precedere forti temporali a supercella e tornado.

In pratica una "cappa" agisce da coperchio (lid) sulla pentola. In genere è uno strato di aria più calda e secca, sopra un'inversione termica negli strati bassi dell'atmosfera, che inibisce la convezione ma favorisce notevolmente e pericolosamente la crescita dell'energia con l'aumento

della temperatura e dell'umidità nei bassi strati. Infatti se per un qualsiasi motivo la massa d'aria è costretta a salire (sollevamento forzato frontale o orografico), che indebolisce sufficientemente la cappa, allora i moti convettivi saranno molto probabilmente improvvisi ed esplosivi, ovvero il coperchio viene fatto saltare dal basso. In poche parole si passa da uno stato quasi stabile ad uno estremamente instabile.

Il "**Cap strength**" è un indice che descrive quanto è forte questa cappa.

Se vi sono tutte le premesse per fenomeni intensi, ma la cappa è troppo forte, allora si avrà un moderato sviluppo di cumuli e notti serene. Se vi sono tutte le premesse per fenomeni intensi, ma la cappa è troppo debole, allora i temporali saranno probabilmente meno intensi del previsto, perché i temporali tenderanno a formarsi rapidamente prima che il forte riscaldamento solare possa originare condizioni di elevata instabilità. Invece una cappa moderata favorisce lo sviluppo di violenti temporali.

Se $LSI \gg 2$ inibizione della convezione, cappa troppo forte

Se $1 \ll LSI \ll 2$ generalmente ideale per forti temporali

Se $LSI \ll 1$ generalmente cappa troppo debole

CINH (Convective Inhibition)

Il CINH (o CINS) è una sorta di anti CAPE, nel senso che mostra l'energia disponibile (espressa in joule) in bassa troposfera nell'impedire la partenza di moti verticali spontanei. Nell'area del diagramma occupata dal CINH l'ipotetica particella d'aria è più fredda dell'atmosfera circostante, per cui non riesce a salire e tende a ritornare verso il basso: classiche situazioni da inversione termica. Nel radiosondaggio l'area del CINH è quella delimitata dalla curva di stato finché sta a destra dell'adiabatica satura. Il punto in cui la curva di stato va ad intersecare da destra l'adiabatica satura rappresenta il livello di CAP (Capping inversion: limite superiore dello strato inversionale), che spesso è posto sul piano isobarico di 800 hPa (una specie di coperchio che bisogna togliere per avere convezione). Tutto questo vale in condizioni di libera convezione, se c'è convezione forzata (ad esempio passaggio frontale) facilmente la particella d'aria verrà sospinta dinamicamente oltre il CAP e da lì inizierà la convezione (infatti non a caso da lì parte l'area del CAPE).

Con valori di CINH da 0 a 50 il CAP è basso e la convezione potrà partire anche spontaneamente; da 51 a 199 il CAP è medio e ci potrà essere convezione se c'è passaggio frontale o profilo termidynamico verticale molto instabile (ad esempio con elevato riscaldamento del suolo); oltre 200 di CINH il CAP è alto e quindi sarà difficile la partenza di celle convettive anche in presenza di elevati valori di CAPE (inversioni termiche sostenute). Di norma CINH elevato e CAP alto si hanno con suoli molto freddi, quindi in genere al primo mattino e più semplicemente durante il periodo invernale (con particolare riferimento alla Pianura Padana).

Un valore alto del CINH potrebbe anche significare che l'attività temporalesca avverrà nel tardo pomeriggio (onde dar tempo alla radiazione solare di rimuovere lo strato stabile) ammesso che per gli altri indici siano favorevoli ad attività temporalesca: in questo caso sono possibili temporali molto violenti per l'esplosiva insorgenza degli updrafts. $CINH=0$ indica invece che gli strati prossimi al suolo non si oppongono alla formazione delle nubi temporalesche purchè, ovviamente, siano soddisfatte, anche in questo caso, le condizioni di instabilità.

LI (Lifted index)

Indica la differenza di temperatura tra 500 hPa e una particella d'aria salita in condizioni di adiabatica secca o satura sempre all'altezza di 500 hPa. Ovviamente, ricollegandoci al precedente

paragrafo, ricordiamo che se essa è più calda dell'aria circostante continuerà la sua ascesa e ciò indicherà la presenza di aria instabile. Valori negativi inferiori a -4° indicano anche la possibilità di forti grandinate in quanto indicano correnti ascendenti di forte intensità (formula **T500hPa - Tp500hPa**)

LI » 2 assenza di temporali

LI 0 ÷ 2 possibilità di isolati temporali

LI -2 ÷ 0 temporali abbastanza probabili

LI -4 ÷ -2 possibilità di temporali forti

LI « -6 temporali forti abbastanza probabili; possibili tornado

TT (Totals totals index)

Indice poco attendibile, ancor meno quando l'umidità è presente al di sotto degli 850 hPa, la formula molto semplice è la seguente: $T850hPa + Td850hPa - 2 (T500hPa)$.

TT « 44 assenza di temporali

TT 44 ÷ 45 possibilità di temporali isolati e moderati

TT 46 ÷ 47 temporali moderati sparsi/possibili temporali forti

TT 48 ÷ 49 temporali moderati sparsi/isolati temporali forti

TT 50 ÷ 51 temporali forti sparsi/possibili tornado

TT 52 ÷ 55 numerosi temporali forti/tornado abbastanza probabili

TT » 55 numerosi temporali forti/tornado molto probabili

K (K index - Indice di Whiting)

E' l'indice che calcola l'instabilità dell'atmosfera nel segmento compreso tra 850 Hpa e 500 hPa, valutandone i parametri di temperatura e umidità. Per arrivare a esso si deve prima calcolare il gradiente termico verticale, cioè la differenza di temperatura tra 850 hPa e 500 hPa, poi si deve aggiungere la temperatura di rugiada a 850 hPa e sottrarre l'estensione verticale dello strato umido che si ricava togliendo dalla temperatura a 700Hpa la sua temperatura di rugiada; infine va aggiunta l'avvezione di vorticità (V). Ecco la formula alquanto complessa.

$$K = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) + V.$$

Più K sarà alto più i temporali saranno probabili.

K « 15 0 % (probabilità di temporali)

K 15 ÷ 20 « 20%

K 21 ÷ 25 20 ÷ 40%

K 26 ÷ 30 40 ÷ 60%

K 31 ÷ 35 60 ÷ 80%

K 36 ÷ 40 80 ÷ 90%

K » 40 » 90 ÷ 100%

Indice di umidità U

Questo indice non compare nei radiosondaggi ma è di facile calcolo:

$$U = (1/3 (UR 850 hPa + UR 700 hPa + UR 500 hPa))$$

ove

UR = umidità relativa

UR 850 hPa = UR a 1500 m di quota circa

UR 700 hPa = UR a 3000 m di quota circa

UR 500 hPa = UR a 5000 m di quota circa

con possibilità crescente di temporali per valori di U da 65 in su.

Precipitable water

E' il contenuto totale di vapor acqueo della colonna d'aria, espresso in mm di acqua, utile per avere un'idea di quanto sia umida l'aria che grava sulla verticale del luogo. Valori superiori a 20 mm denotano una sufficiente quantità di vapor acqueo per lo sviluppo di temporali.

Dew point (temperatura di rugiada)

E' la temperatura fino alla quale occorre raffreddare, a pressione costante, una massa d'aria a temperatura T per portarla alla saturazione e quindi alla condensazione. In estate valori di dew point al suolo superiori a 22-23°C indicano che in loco l'aria contiene una quantità notevole di vapore che, in determinate condizioni, potrebbe fornire la materia prima necessaria per l'insorgere di temporali di forte intensità.

SI (Showalter index)

E' anch'esso un indice che si basa sull'instabilità dell'atmosfera ma non tiene in considerazione l'umidità in quota, valore fondamentale più della temperatura per la formazioni dei temporali e quindi non è molto attendibile. Ecco la formula decisamente complicata e sta per equivalente potenziale mentre es per equivalente potenziale saturo.

$$S.I. = T500 (Qe850) - T500 (Qes500)$$

SI >> 4 bassissima possibilità di convezione (stabilità)

SI 3 ÷ 1 debole possibilità di temporali

SI 1 ÷ -2 moderata possibilità di temporali

SI -2 ÷ -4 possibili forti temporali

SI -4 ÷ -6 probabili forti temporali

SI << -6 forti temporali con possibili tornado

SWEAT (Sweat index)

E' l'indice nato negli U.S.A. per calcolare le possibilità di sviluppo di una tromba d'aria o tornadoes, le quali si possono manifestare anche in Italia, specie nel periodo Estivo quando aria fresca di origine Nord Atlantica entra in contrasto con aria caldo-umida stagnante sul catino della Pianura padana tramite il passaggio di fronti freddi. La formula complicatissima che evitiamo di mostrare comprende il calcolo in gradi °C della temperatura di rugiada a 850 hPa. Inoltre, a differenza degli altri indici, gioca un ruolo fondamentale il vento di cui vengono adoperati parecchi parametri, quali velocità a 850 e 500 hPa, espressa ovviamente in nodi essendo una formula americana e infine la differenza tra la direzione del vento a 850 e 500 hPa.

SWEAT < 270 sfavorevole

SWEAT 270 ÷ 300 bassa possibilità di tornado

SWEAT 300 ÷ 400 moderata possibilità di tornado

SWEAT 400 ÷ 600 elevata possibilità di tornado

SWEAT 601 ÷ 800 altissimo rischio di tornado

Negli States il numero percentuale massimo di tornado si ha nella forbice SWEAT 300-600 poiché andare oltre 600 è fenomeno molto raro; in Italia tale valore è molto meno attendibile essendo la maggior parte delle trombe non associate a supercelle. Infatti di solito le trombe italiane (o meglio padane) si osservano nella forbice SWEAT 250-350 con qualche caso intorno 400.

BRN (Bulk Richardson Number)

BRN < 10 scarsa possibilità di forti temporali

BRN 11 ÷ 49 moderata possibilità di temporali a supercella

BRN 50 ÷ 100 elevata possibilità di temporali a multicella e MCC (possibili anche le supercelle)

BRN pone la massima possibilità di supercelle tra 10 e 50 perché è un valore desunto dal rapporto tra CAPE e differenza vettoriale di windshear tra due livelli troposferici (500 e 6000 m di quota); in pratica se il CAPE è elevato ma anche la differenza vettoriale tra i due livelli è elevata non avremo un valore BRN molto alto, ma l'atmosfera sarà molto instabile.

SREH (Storm Relative Environmental Helicity)

Questo indice tiene conto dell'elicità verticale del vento: l'elicità è la tendenza del flusso d'aria in salita in atmosfera molto instabile ad assumere componente di moto rotatoria (elicità intesa come un'elica che gira) ed è indotta quasi sempre dal wind shear verticale (maggiore angolo di wind shear stimola maggiore elicità del flusso), dalla divergenza in quota e dalla convergenza al suolo (eventuale mesociclone); il valore è un buon indicatore della possibilità di sviluppo di funnel o tornado.

SREH determina quindi la componente di moto elicoidale (vorticosa) all'interno degli eventuali updraft temporaleschi tra due livelli definiti: valori elevati di SREH (da 150 m²/s² in su) denotano la possibilità di formazioni mesocicloniche (supercelle), mentre oltre 300 m²/s² è molto probabile lo sviluppo di tornado mesociclonici anche violenti (F3-F5).

EHI (Energy Helicity Index)

EHI trova applicazione tramite i radiosondaggi nella prognosi di condizioni favorevoli allo sviluppo di supercelle tornadiche. Introdotto da R. Davies nel 1993 dà la misura del potenziale di rotazione di una eventuale supercella (tornadica o non). Nasce da una correlazione tra CAPE e SREH. La funzione è data da:

$(CAPE \times SREH) / 160.000$ e soddisfa le seguenti possibilità:

da 0.3 a 1.5 basso rischio di supercelle tornadiche

da 1.5 a 5.5 medio rischio di supercelle tornadiche

» 5.5 alto rischio di supercelle tornadiche

Esempio: dal radiosondaggio abbiamo CAPE di 1200 J/kg e SREH di 100 m²/s²

EHI sarà 0.75 (rischio basso)

se invece abbiamo CAPE 1400 J/kg e SREH di 320 m²/s²

EHI sarà 2.8 (rischio medio) e così via.

Ovviamente trova maggiore attendibilità nelle aree ricche di fenomeni supercellulari come gli States, ma risulta bene applicabile anche in Pianura Padana.

Altezza di wet bulb 0 (WBZ)

L'altezza di wet bulb 0 è l'altezza in cui si ha dew point nullo cioè temperatura di rugiada pari a 0°C. Alcune ricerche in corso d'opera mostrano valori ottimali di questo parametro per la genesi di forti grandinate tra 2100 m del periodo primaverile e 3300 m in piena estate (Ravenna presenta un valore medio su base undecennale del periodo aprile-agosto di 2720 m). Infatti altezze di WBZ sufficientemente basse indicano in primo luogo la presenza di buona avvezione fredda in quota con tutti gli annessi e connessi; in secondo luogo indicano che uno spessore consistente della nube temporalesca usufruisce di molta quantità di goccioline sopraffuse da far aderire all'embrione di grandine. Somiglia un pò al discorso fatto per lo 0 termico: se è troppo alto c'è poco spessore di nube in soprapposizione (tra 0°C e -40°C), se è troppo basso significa avvezione fredda già vecchia con scarsi contrasti termici verticali (raffreddamento dei bassi strati già avvenuto). In linea di massima se WBZ è appena sotto i 3000 m di quota sono probabili le grandinate (soddisfatte beninteso le altre condizioni).

Rapporto di mescolanza (mixing ratio)

È il rapporto tra la massa del vapore acqueo e la massa di aria secca con cui il vapore è mescolato (senza quindi includere il vapore acqueo) in un determinato volume d'aria. Essendo un rapporto tra masse dovrebbe essere un numero adimensionale, come l'umidità specifica. Comunque, poichè le concentrazioni di vapore acqueo assumono valori percentuali piuttosto bassi in superficie, e molto inferiori ad altezze maggiori, è espresso di solito in grammi di acqua per kilogrammo di aria ed è equivalente nella sostanza al valore di umidità specifica.

Nell'uso comune dei diagrammi termodinamici il rapporto di mescolanza coincide in pratica col valore dell'umidità assoluta, dal momento che i due valori differiscono di pochissimo, per cui sono quasi equivalenti. Nel nomogramma di Herlofson il rapporto di mescolanza (espresso in g/kg) è riportato in ascisse e lo si trova così: supponiamo ad esempio che alla quota di 850 hPa la temperatura di rugiada (dew point) sia di 17°C; nel diagramma trovate la isoigrometrica (curva che unisce i punti di uguale rapporto di mescolanza, di solito tratteggiata ed inclinata verso destra) che interseca detto valore e seguitela verso la base (linea delle ascisse); ebbene il valore che troverete esprimerà il rapporto di mescolanza.

Se la procedura vi appare complessa c'è un buon esempio a questo link

http://www.meteorologia.it/corso_ba...ettevoli.htm#7d

Chiaramente un elevato valore di rapporto di mescolanza (o mixing ratio) implica il fatto che l'aria nei bassi strati sia assai umida, fattore che è fondamentale nell'innescare di forte attività temporalesca.

Per plottare rapidamente un sondaggio, dall'interno di questo sito:

<http://www.lineameteo.it/radiosondaggi.php>