



**UNIVERSITÀ  
DEGLI STUDI  
DI TRIESTE**

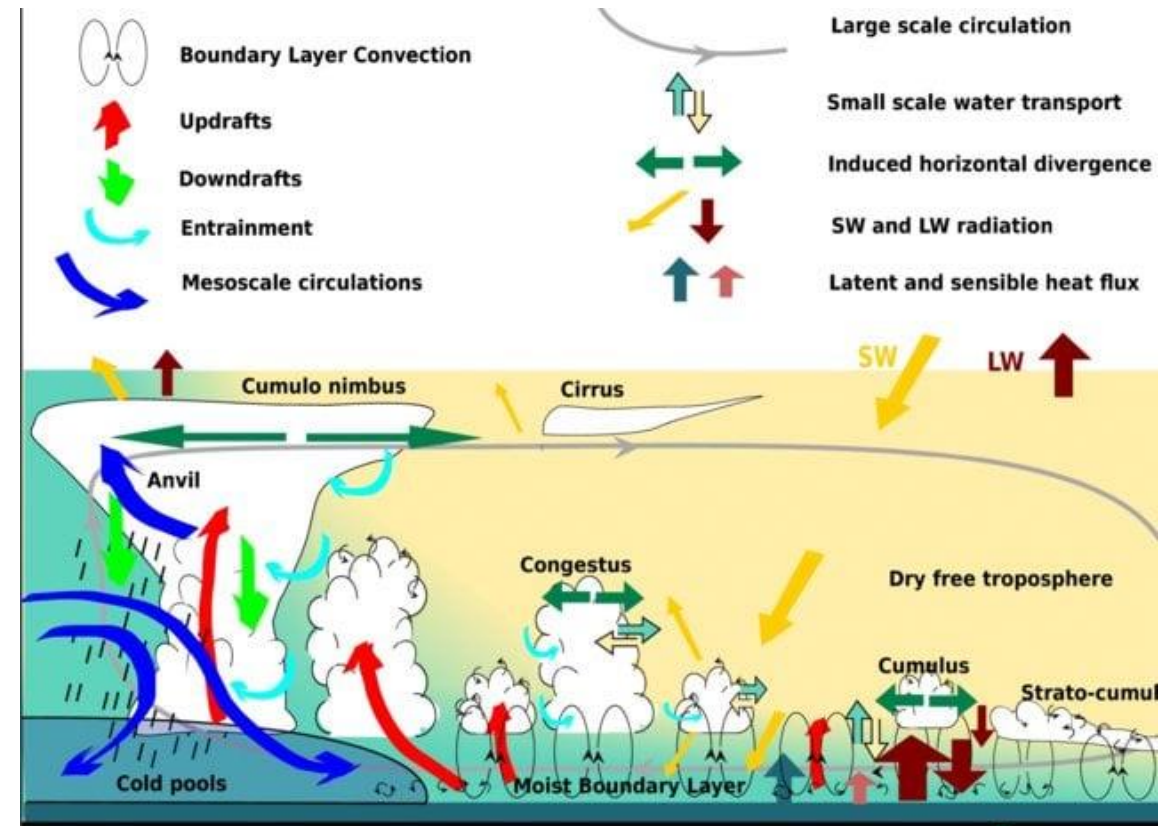
# CONVEZIONE PROFONDA

Corso di Fisica dell'atmosfera  
Termodinamica e processi alla mesoscala

Dott. Francesco Sioni

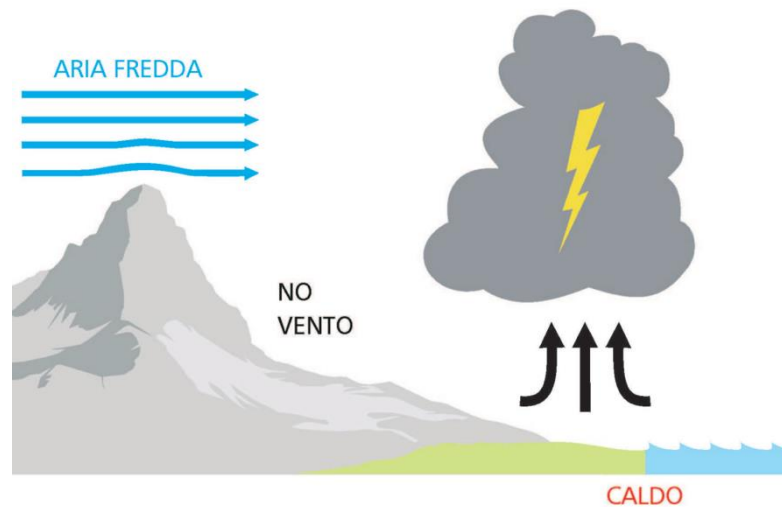
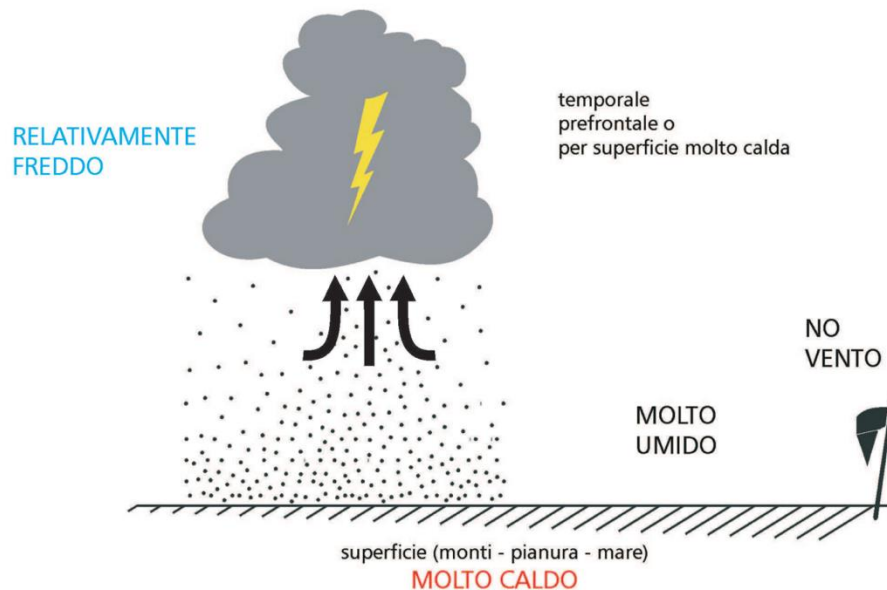
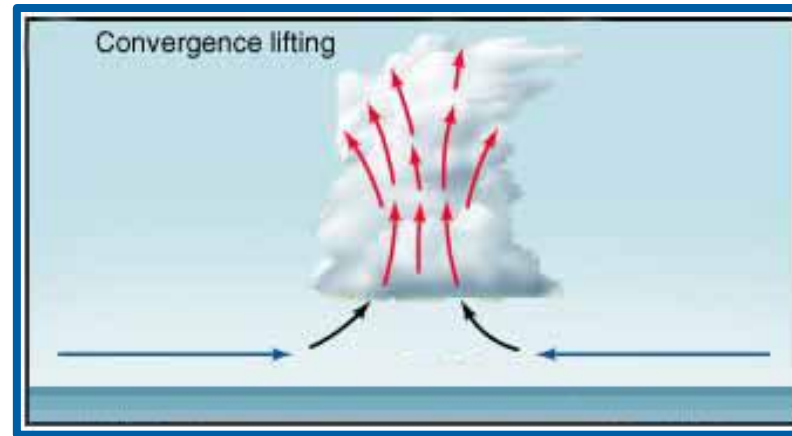
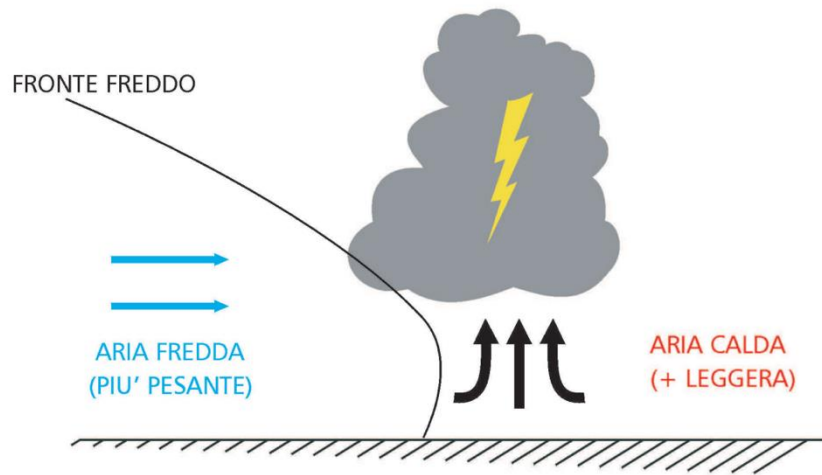
# Convezione profonda

- Con **convezione profonda** (o Deep Moist Convection DMC) si intende convezione atmosferica che si sviluppa dal sollevamento di aria con galleggiamento positivo che può raggiungere le parti più alte della troposfera
- Per avere DMC è necessario:
  - ✓ Innesco della convezione
  - ✓ Condizioni di instabilità atmosferica
  - ✓ Presenza di umidità (specie nei bassi strati)
- La presenza di CAPE e di LFC sono condizioni necessarie ma non sufficienti allo sviluppo di convezione!



Rio et al., 2019

# Innesco della convezione (trigger)

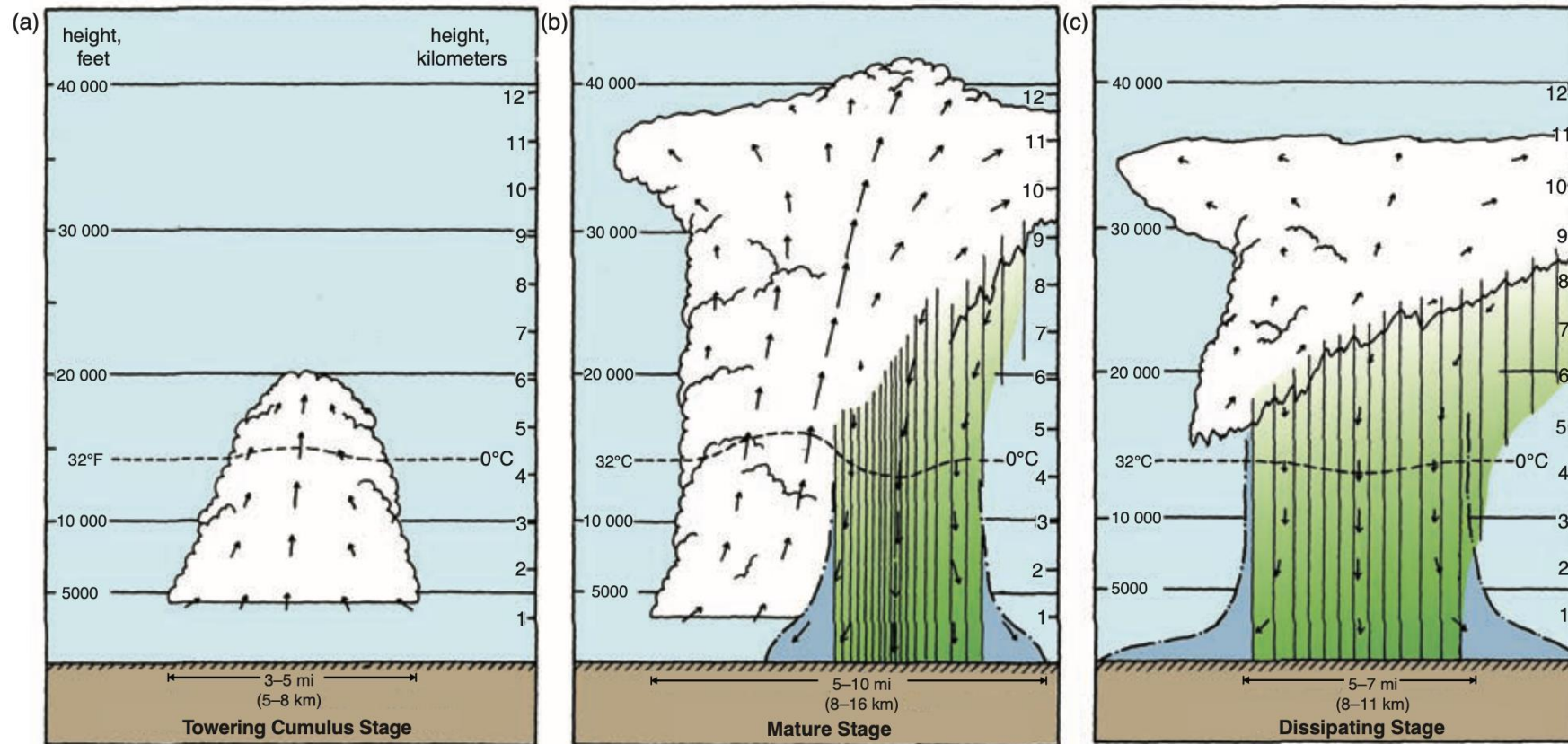


La convezione profonda può essere innescata da:

1. Zone di convergenza alla mesoscala
  - Fronti
  - Drylines
  - Outflow boundaries
  - Convergenze nei bassi strati
2. Correnti termiche (temporali di calore)
3. Circolazioni orografiche (brezze)
4. Avvezione fredda in quota
5. Strutture sinottiche che favoriscono il sollevamento

Ma questi casi non ricoprono tutti i possibili inneschi

# Temporale a cella singola/cella ordinaria



Markowski and Richardson, 2011

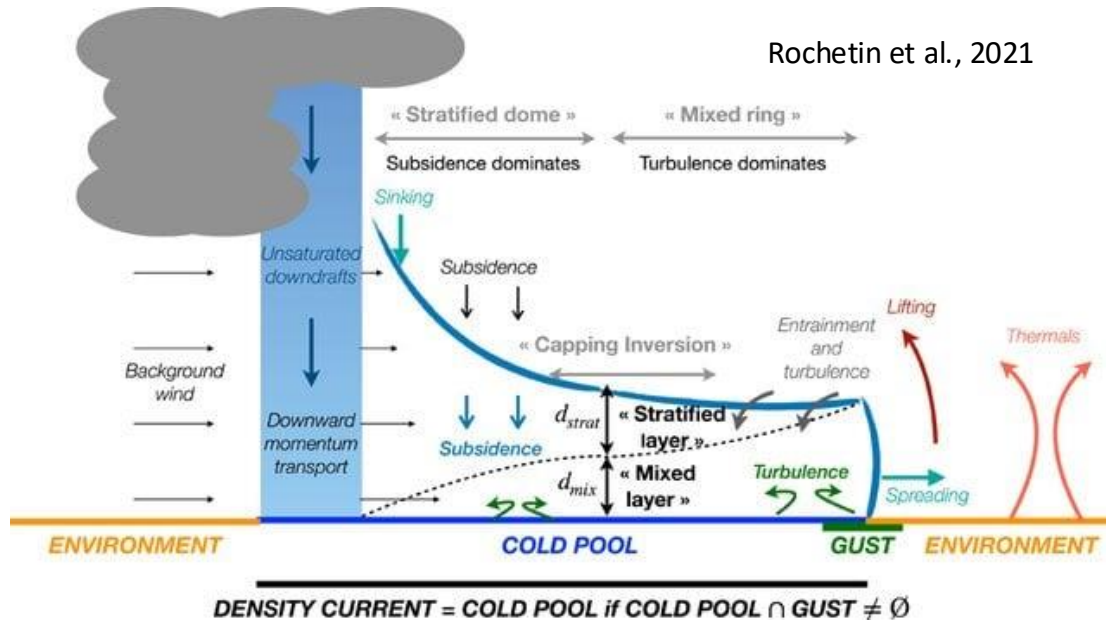
- un temporale è una macchina termodinamica che trasforma una situazione di instabilità atmosferica in una situazione di stabilità atmosferica
- corrente ascendente (**updraft**) con aria calda e umida
- corrente discendente (**downdraft**) con aria secca e più fredda

# Downdrafts



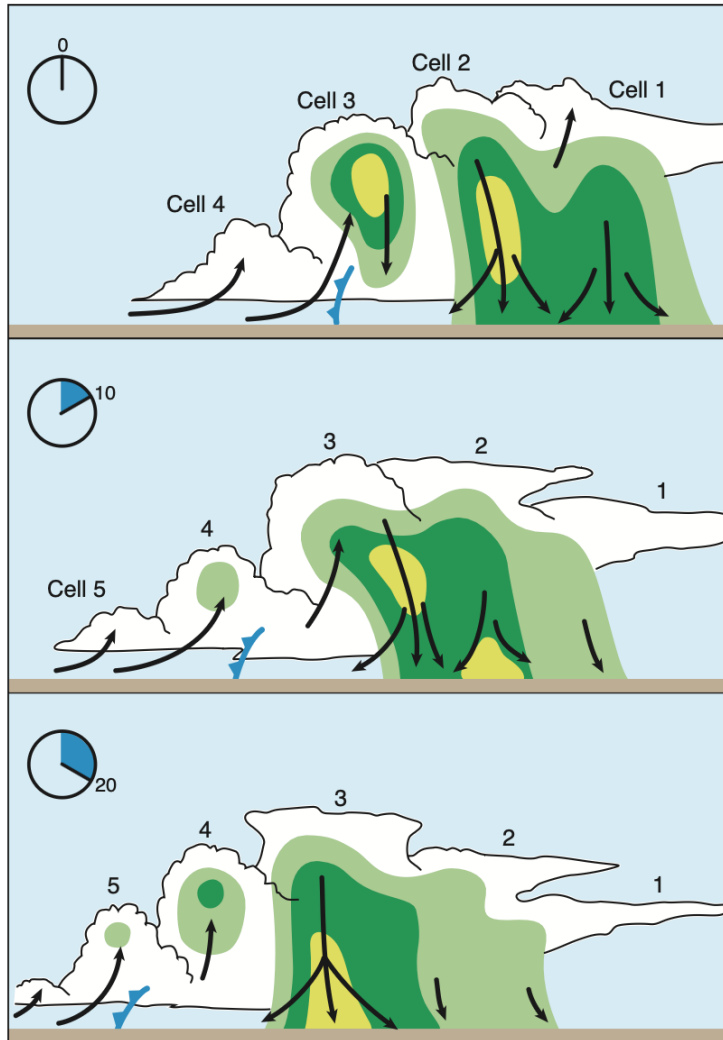
Nube a mensola (shelf cloud)

Rochetin et al., 2021

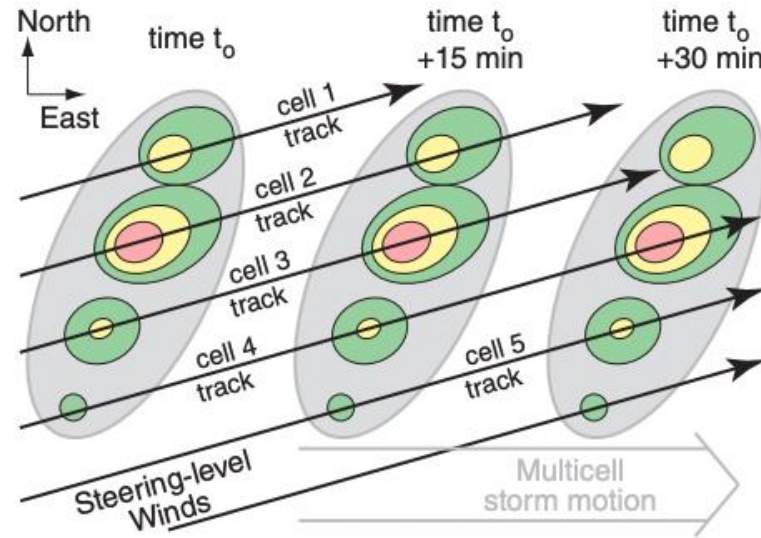


- L'aria fresca e più secca dei downdraft tende a scendere verso il basso e espandersi in modo divergente alla superficie. Per questo al suolo si parla di **outflow** o di **cold pool**
- L'evaporazione o la fusione delle idrometeore contribuisce alla generazione di galleggiabilità negativa
- La parte avanzante di un outflow viene chiamata **outflow boundary**
- La porzione dell'outflow boundary più vicina alla cella è chiamata **gust front** (porzione con raffiche di vento più forti)
- La forza dei downdraft è legata quindi al profilo ambientale di T e RH oltre che dall'altezza a cui si genera il downdraft
- Le maggiori differenze di T presenti nei downdraft sono dovute a temporali a base alta con RH molto elevato nei medi strati e un boundary layer molto secco
- Downdraft molto forti sono chiamati **downbursts**

# Rigenerazione temporalesca



Markowski and Richardson, 2011

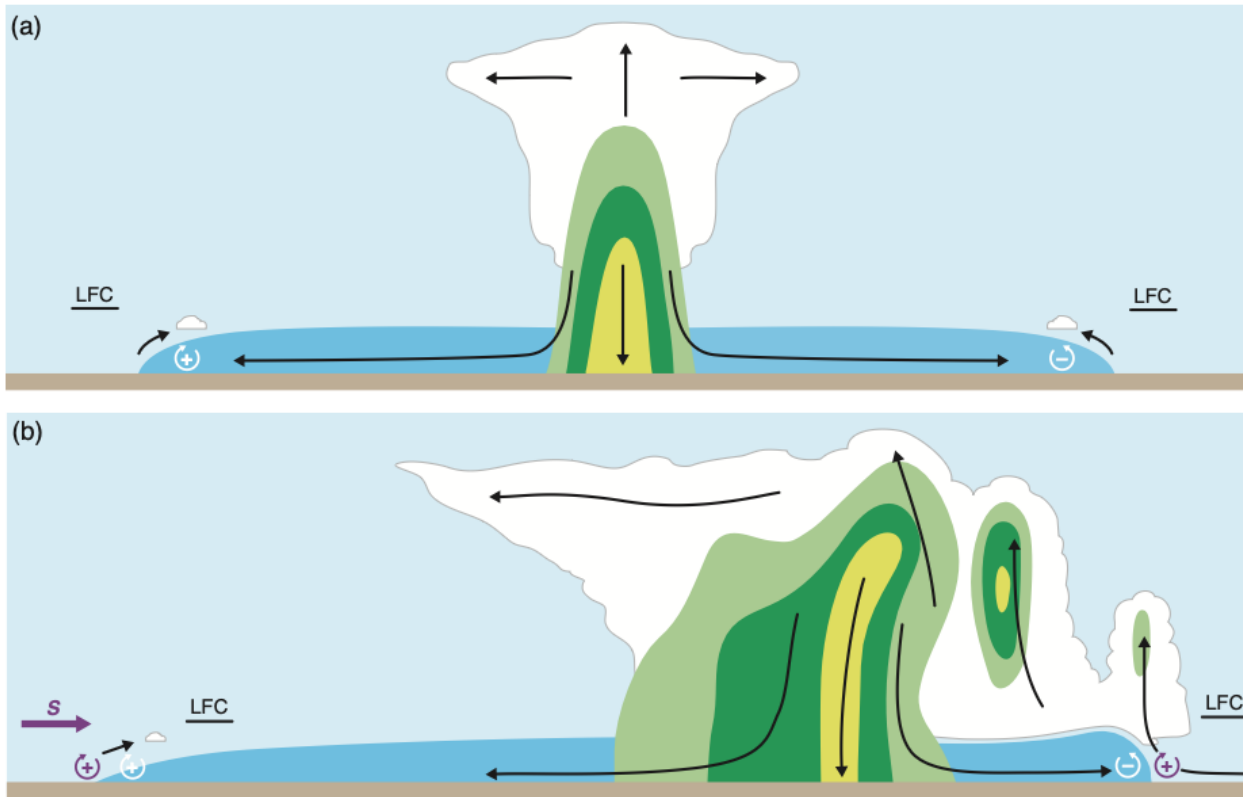


Stull, 2015



- In un **temporale a multicella** nuove celle temporalesche (ordinarie) vengono innescate lungo il gust-front
- Il gust-front permette il sollevamento dell'aria fino all'LFC
- Il **movimento (storm motion)** complessivo delle celle temporalesche nello spazio è quindi dovuto a due fattori:
  - **Awezione** delle celle dovuto al vento medio negli strati troposferici in cui si sviluppa
  - **Propagazione** delle celle dovuto alla rigenerazione delle celle lungo una direzione preferenziale

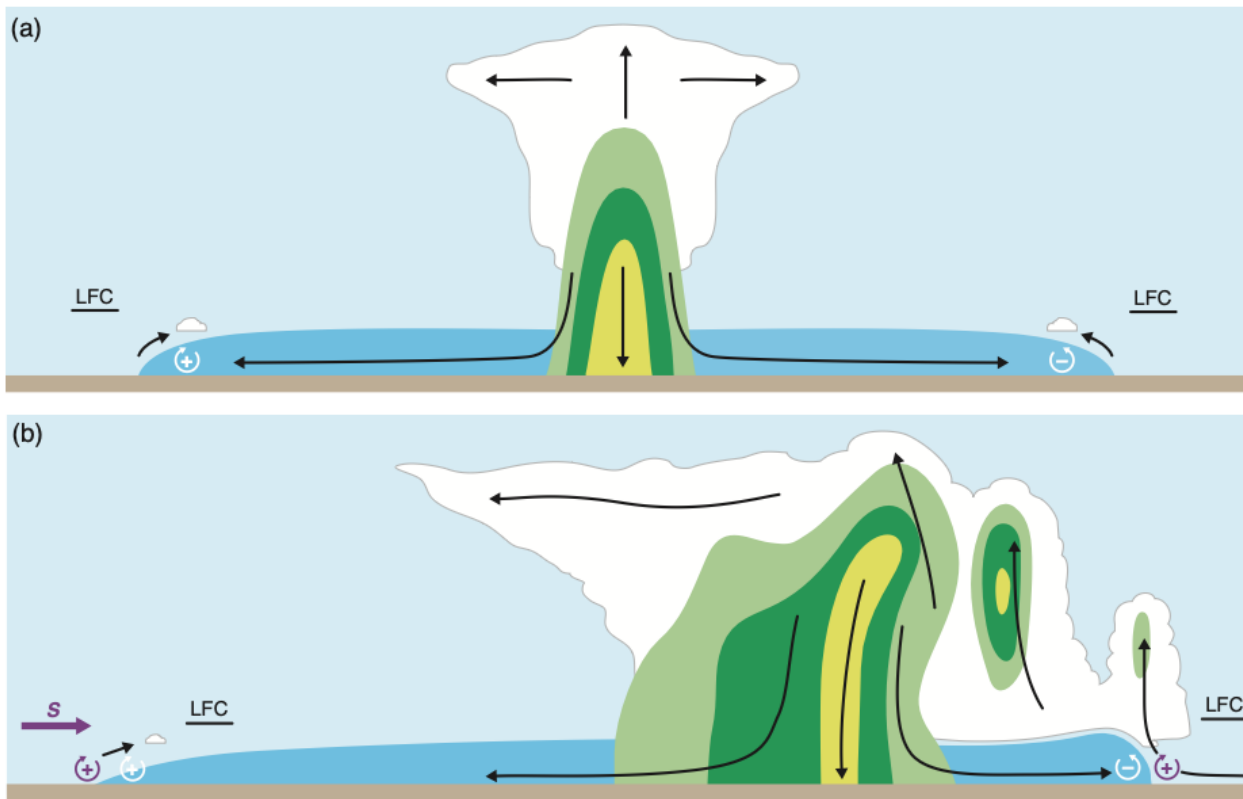
# Organizzazione temporalesca e shear



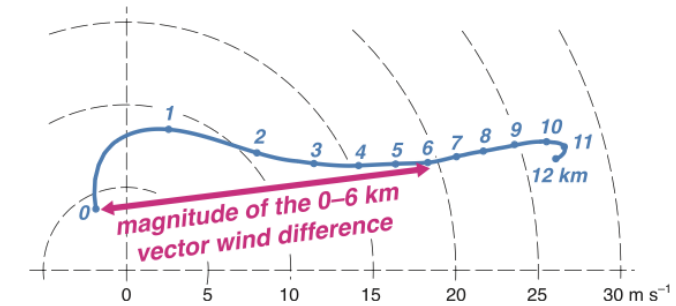
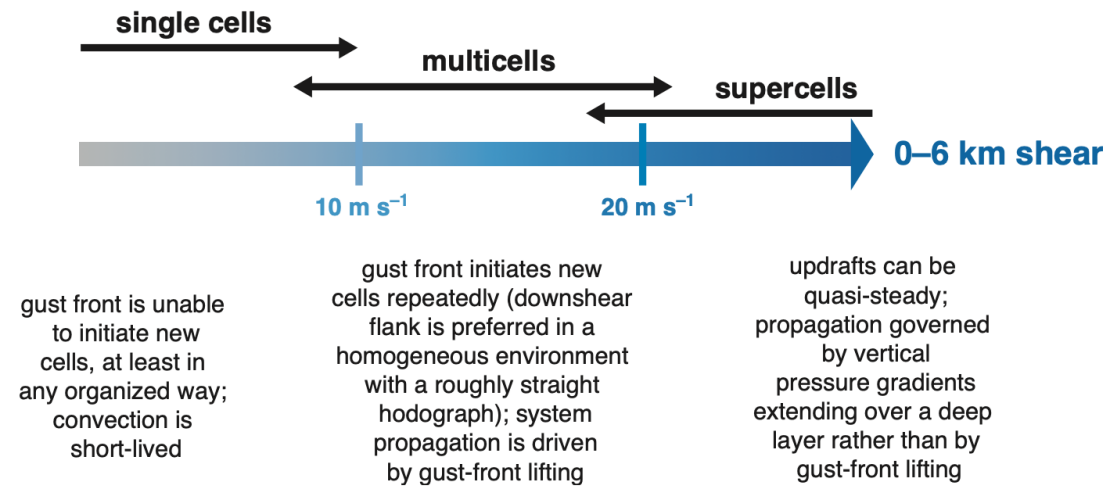
Markowski and Richardson, 2011

- Il wind shear verticale promuove l'organizzazione e la longevità di un sistema temporalesco
- La precipitazione e l'outflow interagiscono meno con l'updraft all'aumentare del wind shear
  - La tendenza per le precipitazioni è a cadere lontano dall'updraft all'aumentare del deep-layer shear (0-6 km) e dei forti venti storm-relative in quota
  - Ambienti ad alto wind-shear sono ambienti che hanno venti storm-relative più forti
  - In ambienti a basso shear il lifting dato dal gust front è debole e le nuove celle fanno fatica a nascere
- Il lifting è rafforzato nelle zone downshear ovvero nelle zone in cui la vorticità generata dalla cold pool (baroclina) è opposta alla vorticità generata dal vento medio → la rigenerazione è favorita

# Organizzazione temporalesca e shear



Markowski and Richardson, 2011



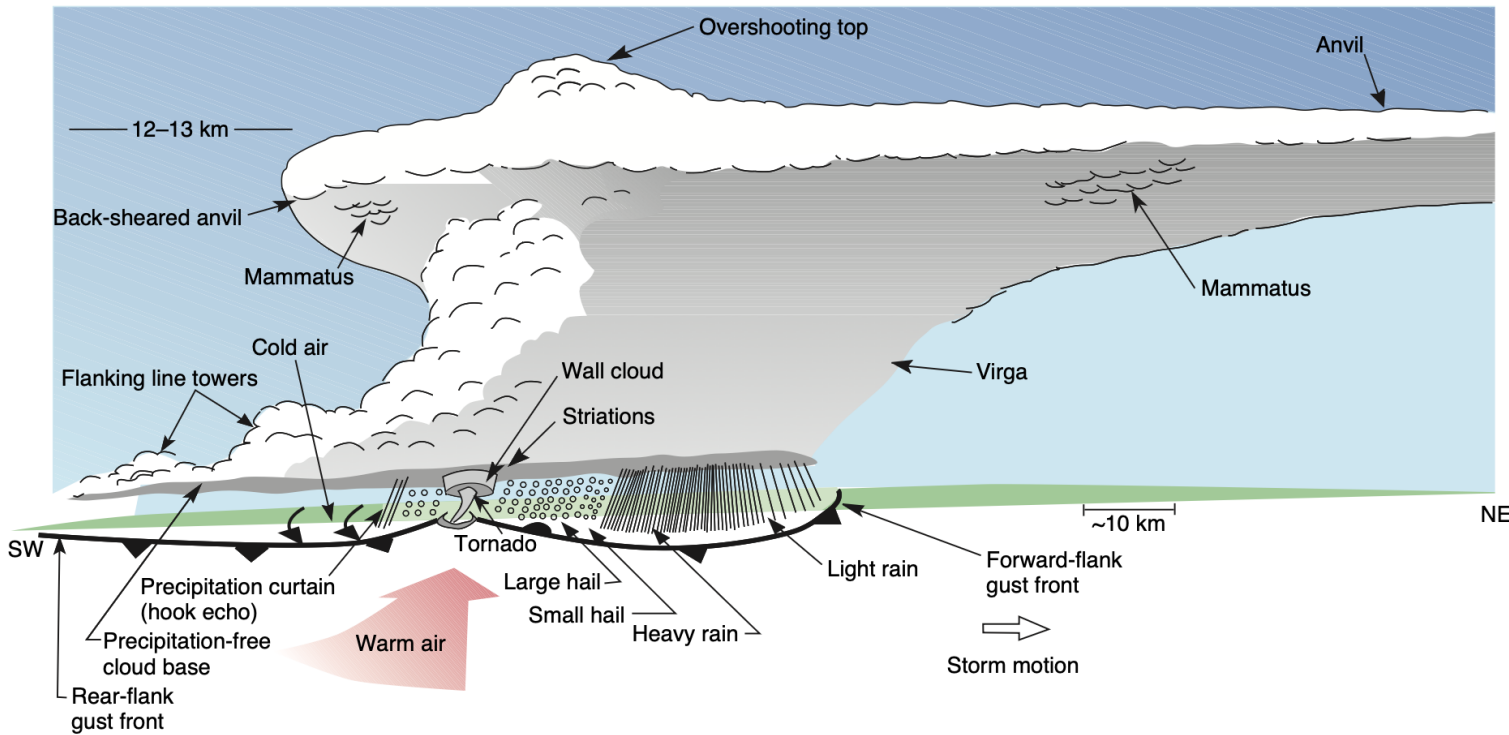
Il wind shear verticale promuove l'organizzazione e la longevità di un sistema temporalesco (può essere quantificato tramite bulk wind shear 0-6 km)

# Supercelle

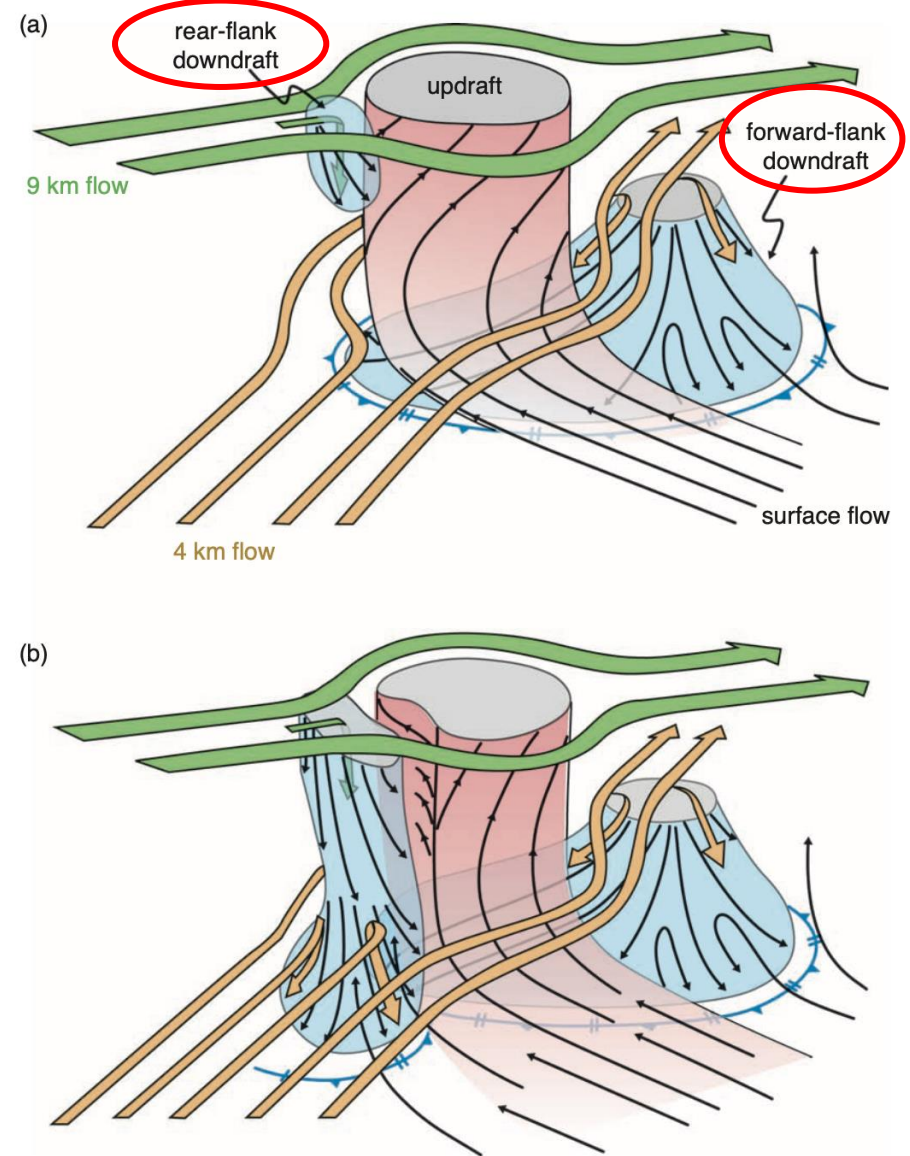
- Le supercelle sono il tipo di temporale più raro ma anche generalmente il più distruttivo (grandine grossa, tornado, raffiche di vento forti)
- Sono caratterizzate dalla presenza del **mesociclone** (regione con vorticità verticale marcata tra 3-8 km) nella regione dell'updraft
- Le supercelle hanno una struttura unica: la generazione di nuove celle non è dominata dal gust front
- La propagazione nelle supercelle è dovuta a perturbazioni di pressione dinamiche e dai conseguenti gradienti di pressione che si generano



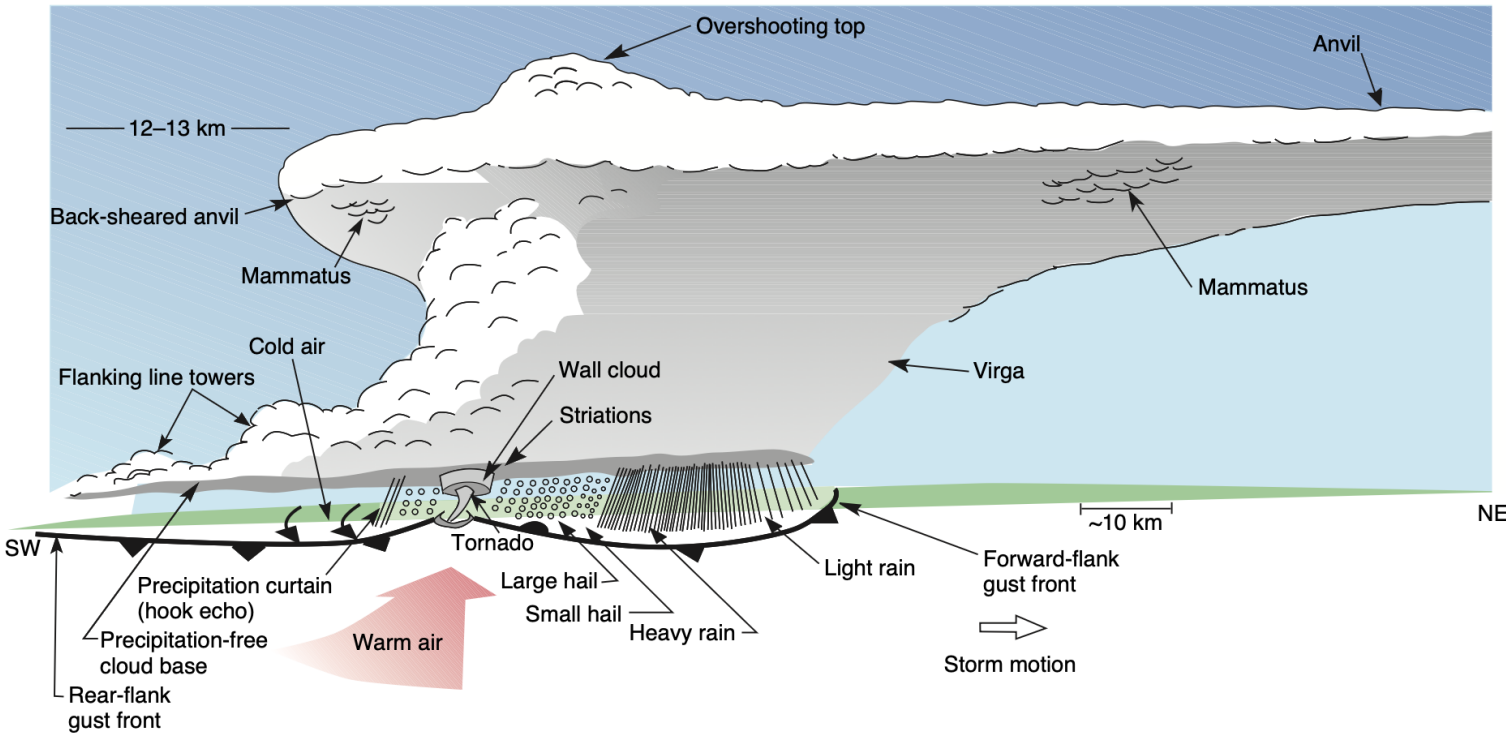
# Struttura di una supercella



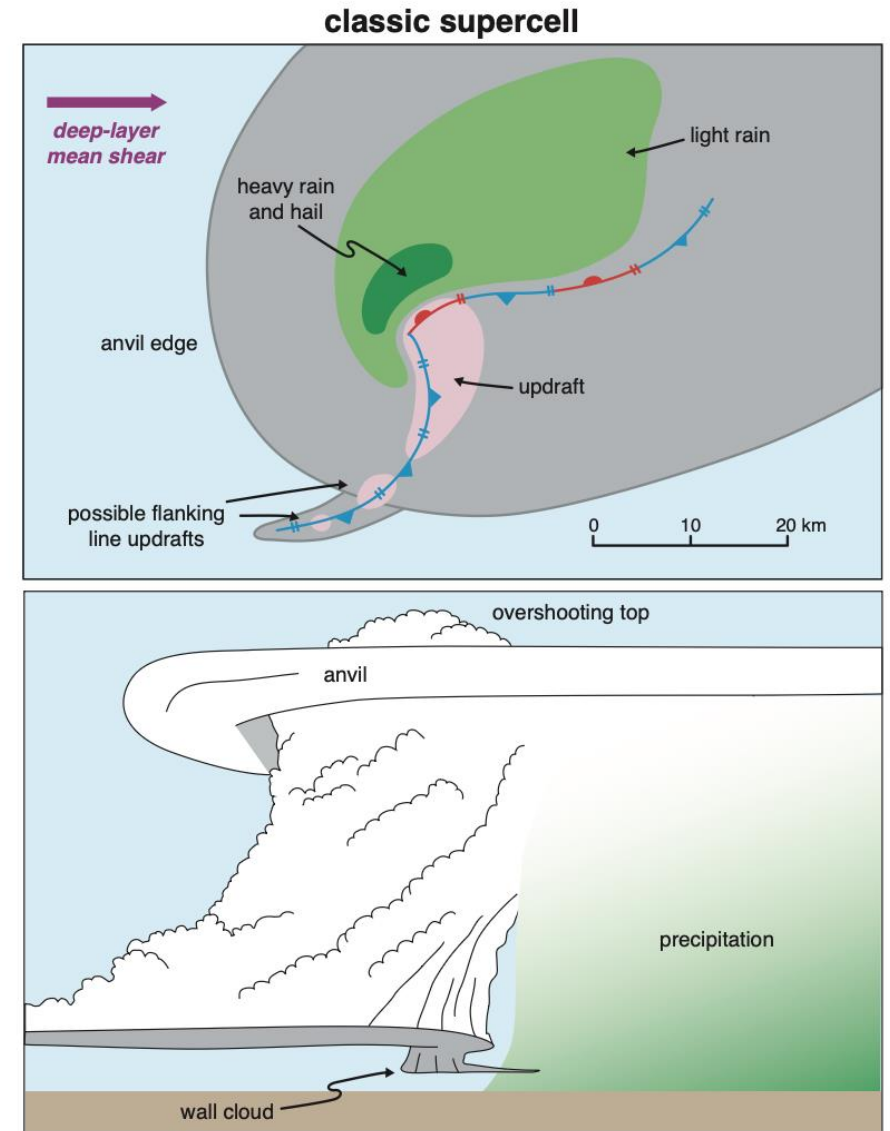
Markowski and Richardson, 2011



# Struttura di una supercella



Markowski and Richardson, 2011

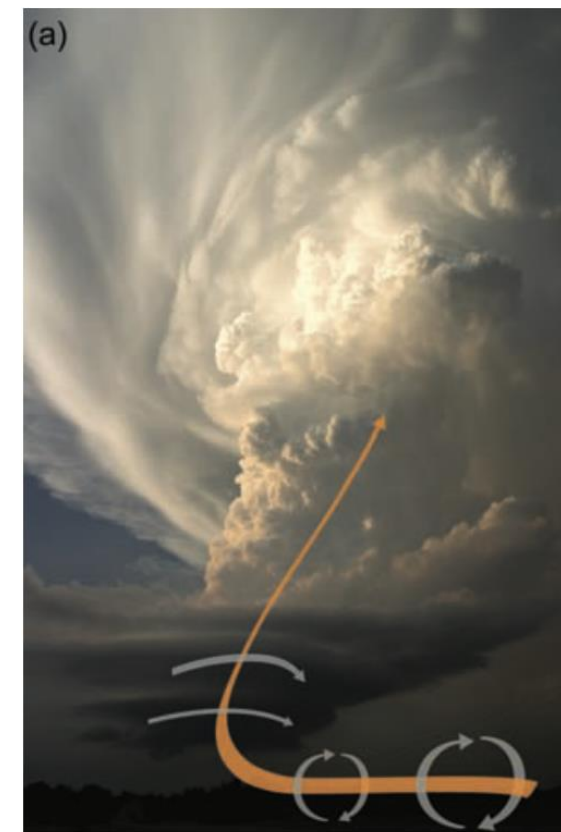
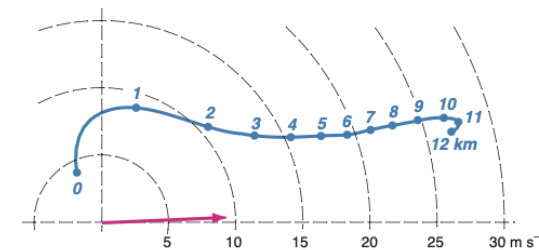
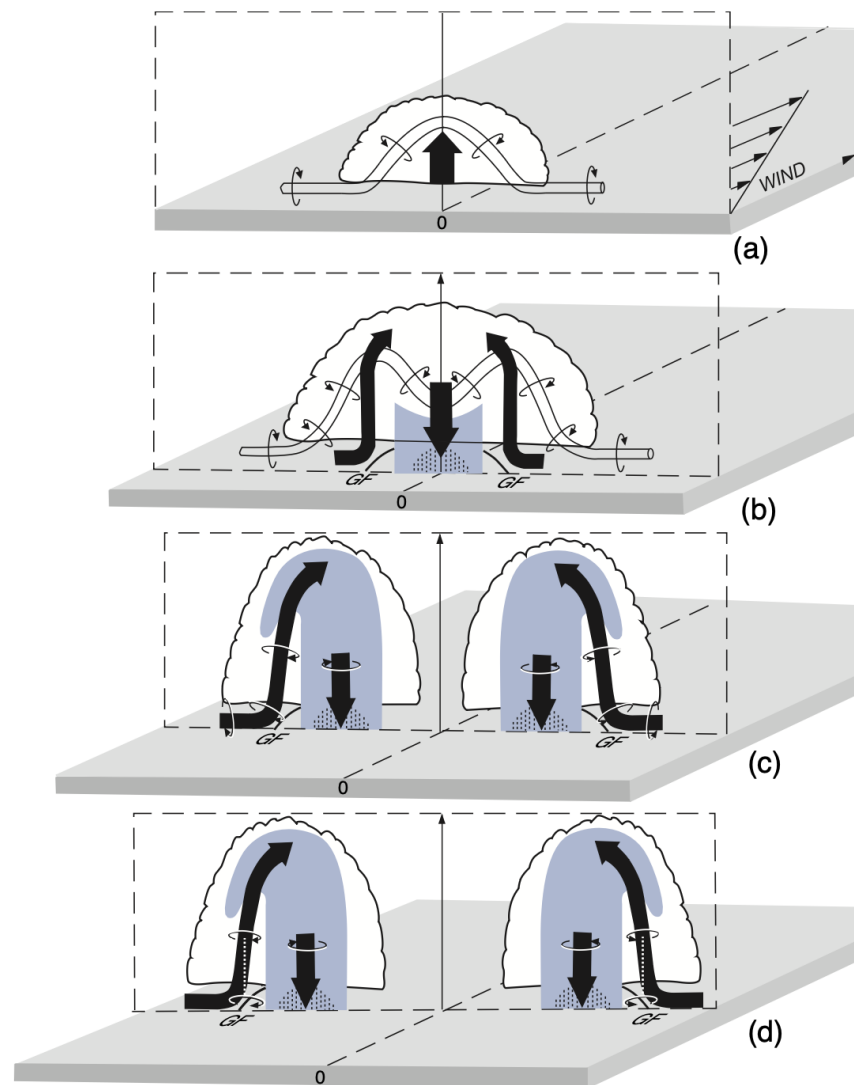


# Supercelle

Markowski and Richardson, 2011

- Le supercelle si verificano con presenza di forte shear di velocità che genera vorticità orizzontale iniziale
- L'updraft determina il tilting della vorticità orizzontale in vorticità verticale (**mesociclone**)

Stull, 2015



# Vorticità verticale nei temporali

- Equazione completa di vorticità

$$\frac{d(\boldsymbol{\omega} + f\mathbf{k})}{dt} = \frac{\partial \boldsymbol{\omega}}{\partial t} + (\mathbf{v} \cdot \nabla)(\boldsymbol{\omega} + f\mathbf{k}) = [(\boldsymbol{\omega} + f\mathbf{k}) \cdot \nabla]\mathbf{v} + \frac{1}{\rho^2} \nabla \rho \times \nabla p + \nabla \times \mathbf{F}$$

- Riscrivo utilizzando la galleggiabilità B e l'approssimazione di Bousinnesq

$$\frac{\partial \boldsymbol{\omega}}{\partial t} = -(\mathbf{v} \cdot \nabla)(\boldsymbol{\omega} + f\mathbf{k}) + (\boldsymbol{\omega} + f\mathbf{k}) \cdot \nabla \mathbf{v} + \nabla \times B\mathbf{k} + \nabla \times \mathbf{F}$$

- La componente verticale è

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \boldsymbol{\omega}}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla(\zeta + f) + \boldsymbol{\omega} \cdot \nabla w + f \frac{\partial w}{\partial z} + \mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{F}$$

*si noti che non c'è generazione verticale di vorticità tramite effetti baroclini*

- Vogliamo studiare i temporali: trascuriamo Coriolis e l'attrito

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla \zeta + \boldsymbol{\omega} \cdot \nabla w = \underbrace{-u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z}}_{\text{avvezione}} + \underbrace{\xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y}}_{\text{tilting}} + \underbrace{\zeta \frac{\partial w}{\partial z}}_{\text{stretching}}$$

$$= -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{\partial w}{\partial x} + \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \frac{\partial w}{\partial y} + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial w}{\partial z}$$

# Vorticità verticale nei temporali

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta}{\partial t} &= -\mathbf{v} \cdot \nabla \zeta + \boldsymbol{\omega} \cdot \nabla w = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - w \frac{\partial \zeta}{\partial z} + \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{\partial w}{\partial x} + \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \frac{\partial w}{\partial y} + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial w}{\partial z}\end{aligned}$$

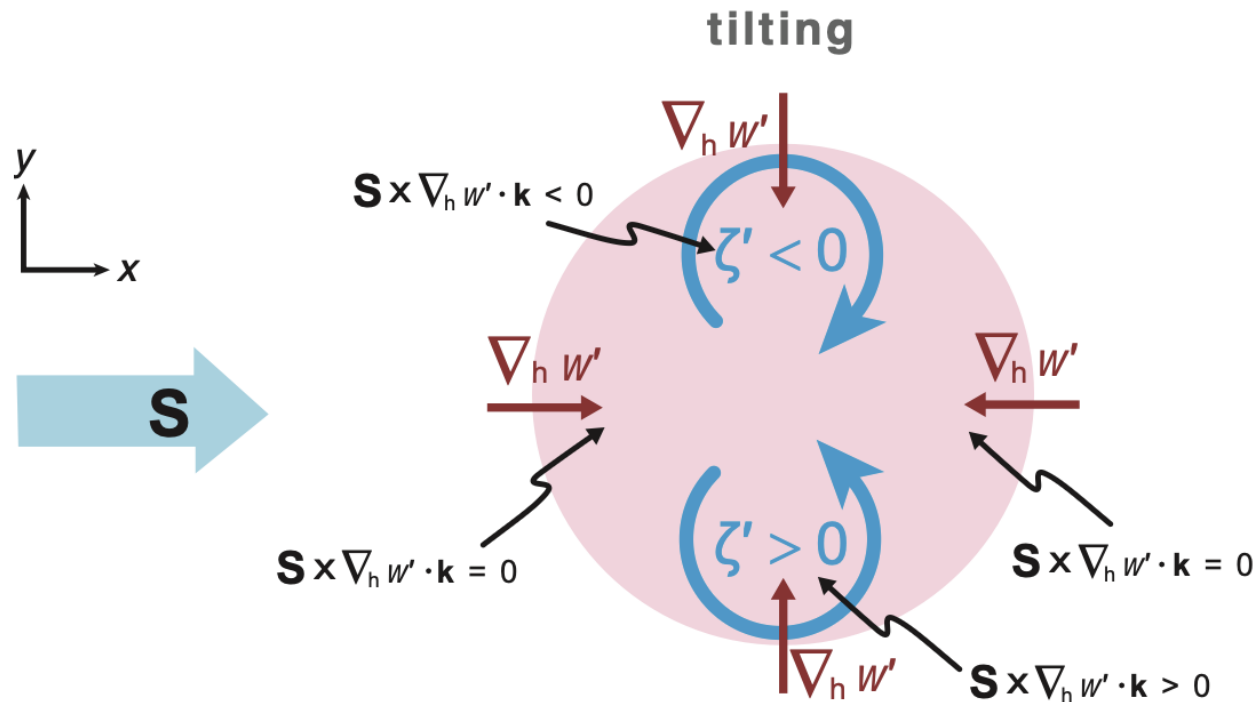
- Sostituendo  $\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}}(z) + \mathbf{u}'$ ,  $\mathbf{v} = \bar{\mathbf{v}}(z) + \mathbf{v}'$ ,  $w = w'$ ,  $\zeta = \zeta'$  e trascurando il prodotto delle perturbazioni (linearizzando)

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = \underbrace{-\bar{u} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \zeta'}{\partial y}}_{\text{avvezione}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \frac{\partial w'}{\partial y}}_{\text{tilting}} = -\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla_h \zeta' + \mathbf{S} \times \nabla_h w' \cdot \mathbf{k}$$

- Il termine di stretching è assente essendo un termine non lineare
- Assumendo che la mia cella temporalesca si muova a velocità  $c$  allora nel sistema storm-relative

$$\left( \frac{\partial \zeta'}{\partial t} \right)_{sr} = -(\bar{\mathbf{v}} - c) \cdot \nabla_h \zeta' + \mathbf{S} \times \nabla_h w' \cdot \mathbf{k}$$

# Tilting supercellulare

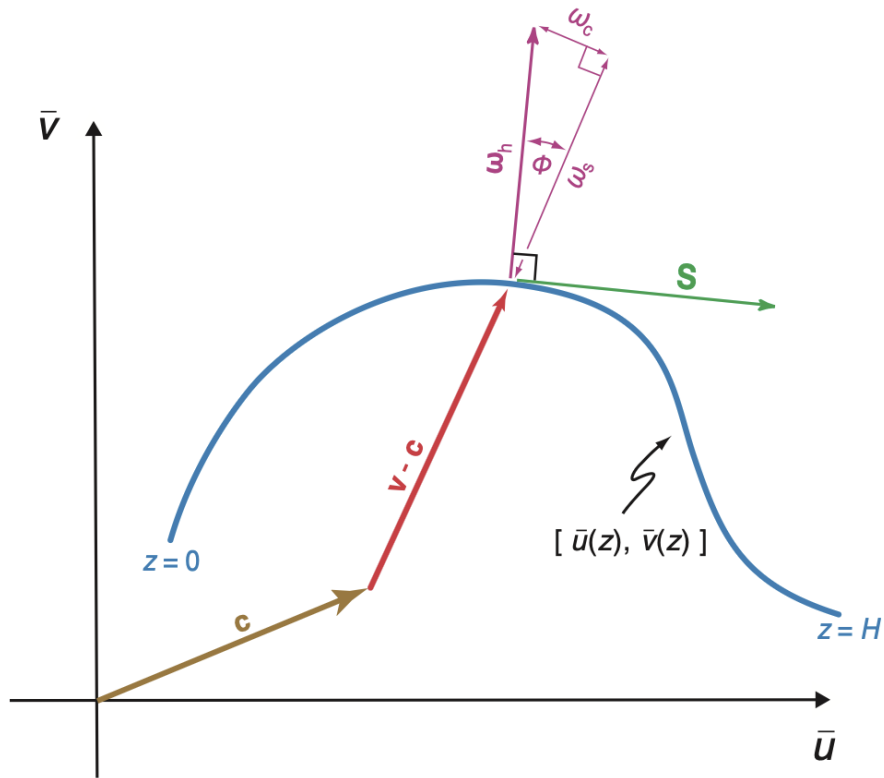


$$\left(\frac{\partial \zeta'}{\partial t}\right)_{sr} = \underbrace{-\langle \bar{\mathbf{v}} - \mathbf{c} \rangle \cdot \nabla_h \zeta'}_{\text{avvezione}} + \underbrace{\mathbf{S} \times \nabla_h \mathbf{W}' \cdot \mathbf{k}}_{\text{tilting}}$$

Il termine di tilting produce una coppia di vortici con rotazione in senso opposto che si trovano all'interno della zona di massimo dell'updraft

Markowski and Richardson, 2011

# Odografo e vorticità orizzontale



Markowski and Richardson, 2011

- Se i gradienti orizzontali della velocità verticale  $(\frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial y})$  sono piccoli rispetto al vertical wind shear allora si può scrivere:

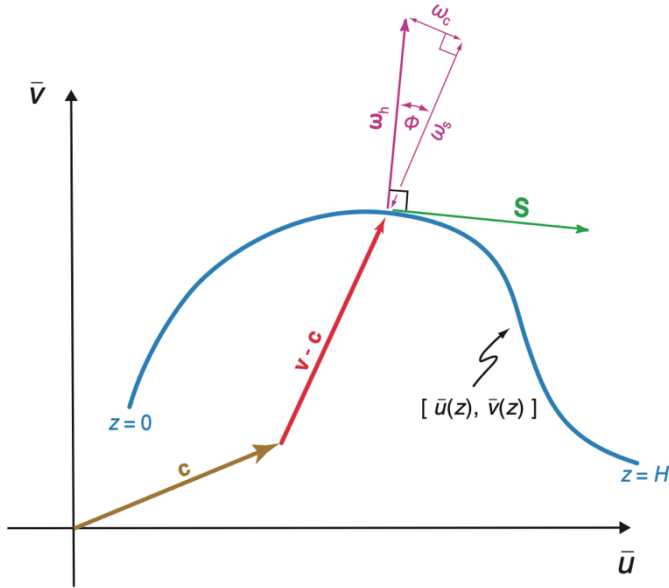
$$\vec{\omega}_h \approx \left( -\frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \vec{k} \times \vec{S}$$

ovvero la vorticità orizzontale è generata principalmente dal wind shear

- $\vec{\omega}_h$  ha la stessa intensità di  $\vec{S}$  ed è ortogonale a  $\frac{\partial \vec{v}}{\partial z}$
- La velocità media di spostamento di un temporale  $\vec{c}$  (se la propagazione segue l'avvezione) può essere stimata come la media nei primi 6 km
- Nello studio dei temporali è spesso utile studiare il sistema dalla prospettiva della cella temporalesca (storm-relative): se assumiamo una velocità di spostamento della cella  $\vec{c}$ , allora la velocità  $\vec{v}$  sarà percepita come vento nel sistema storm-relative  $\vec{v} - \vec{c}$  (storm-relative wind)
- I venti nel sistema storm-relative possono facilmente essere stimati quindi spostando l'origine dell'odografo in  $(u_c, v_c)$

# Vorticità crosswise e streamwise

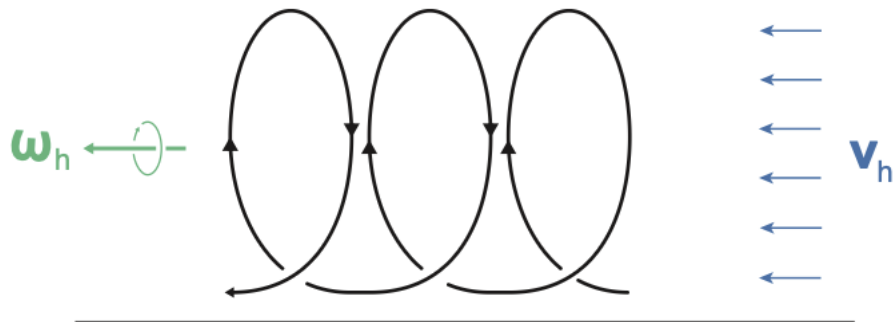
Markowski and Richardson, 2011



- Se i gradienti orizzontali della velocità verticale  $(\frac{\partial w}{\partial x}, \frac{\partial w}{\partial y})$  sono piccoli rispetto al vertical wind shear allora si può scrivere:

$$\vec{\omega}_h \approx \left( -\frac{\partial v}{\partial z}, \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \vec{k} \times \vec{S}$$

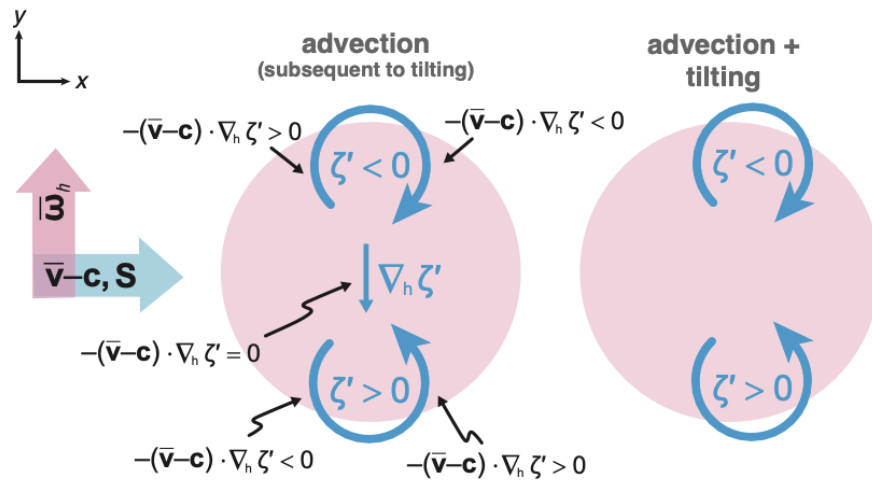
- Se  $\vec{\omega}_h$  ha la stessa direzione della storm-relative velocity  $\vec{v} - \vec{c}$  allora si parla di *streamwise vorticity*  $\vec{\omega}_s$  (odografo curvo)
- Se  $\vec{\omega}_h$  ha direzione normale rispetto alla storm-relative velocity  $\vec{v} - \vec{c}$  allora si parla di *crosswise vorticity*  $\vec{\omega}_c$  (odografo dritto unidirezionale)



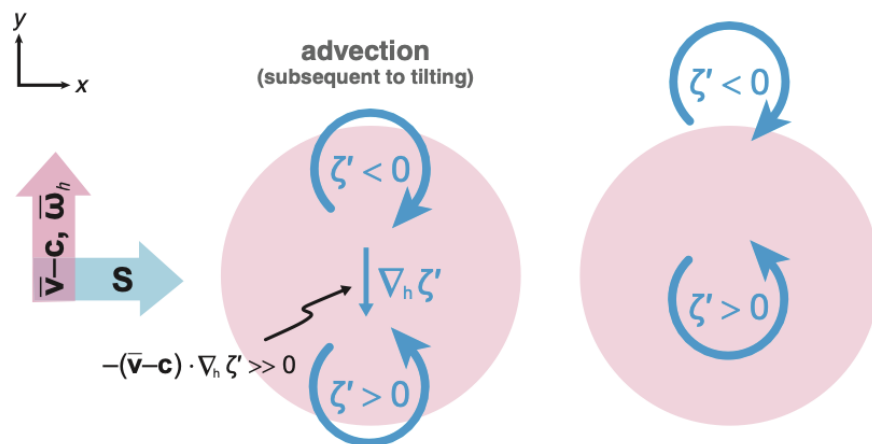
- Per ricordare:
  - In un flusso con vorticità crosswise le parcel ruotano come un frisbee
  - In un flusso con vorticità streamwise le parcel ruotano a spirale

# Awezione + tilting supercellulare

(a) **crosswise vorticity**



(b) **streamwise vorticity**



$$\left(\frac{\partial \zeta'}{\partial t}\right)_{sr} = \underbrace{-\overline{(\mathbf{v} - \mathbf{c}) \cdot \nabla_h \zeta'}}_{\text{avezione}} + \underbrace{\mathbf{S} \times \nabla_h w' \cdot \mathbf{k}}_{\text{tilting}}$$

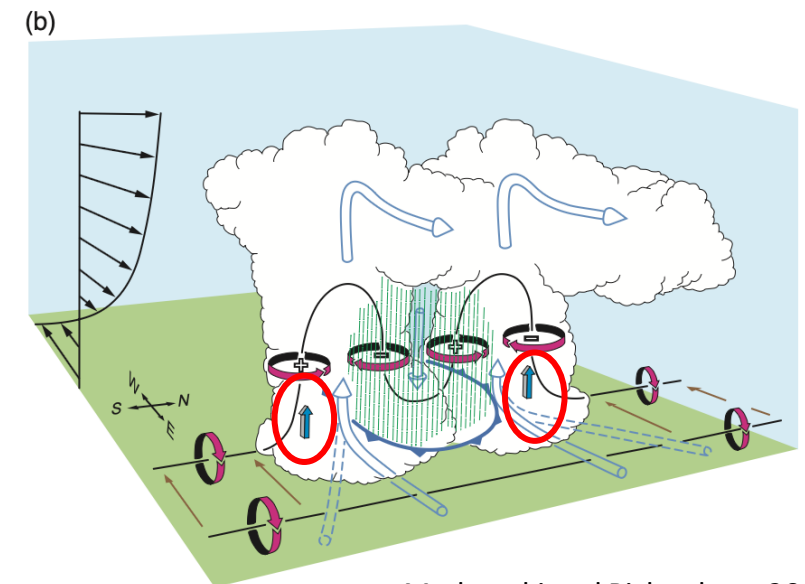
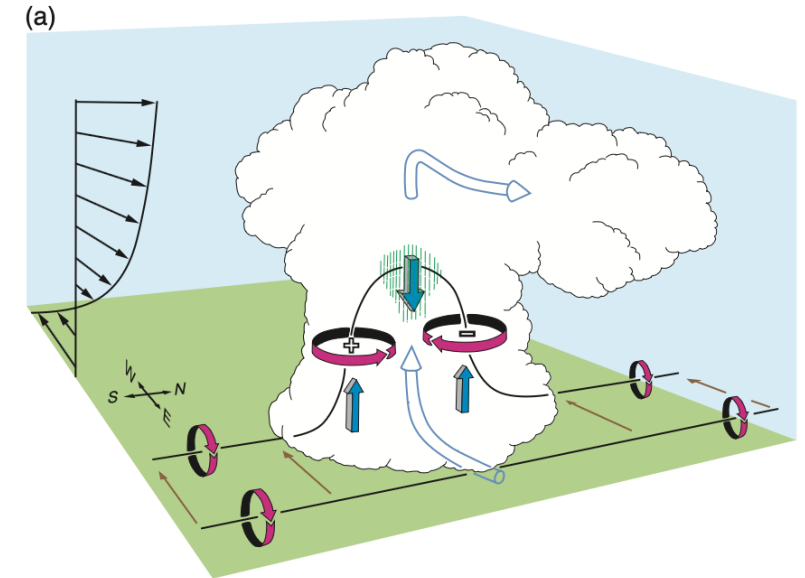
- In caso di *vorticità crosswise* il termine di awezione è nullo al centro dell'updraft → i vortici si spostano solo leggermente all'interno dell'updraft nella direzione dello shear
- In caso di *vorticità streamwise* il termine di awezione è positivo al centro dell'updraft → il vortice con vorticità positiva si sposta verso il centro, quello con vorticità negativa verso l'esterno dell'updraft (verso il downdraft)

# Propagazione delle supercelle

- L'equazione di vorticità linearizzata (avvezione + tilting) spiega la generazione del mesociclone!
- Ma come si propagano le supercelle?
- **La propagazione nelle supercelle è dovuta alla generazione di perturbazioni di pressione dinamiche** (a differenza delle celle ordinarie che sono governate solo dalla galleggiabilità)
- La generazione di queste perturbazioni di pressione può essere spiegata tramite due tipi di forcing: lineare  $\left(\frac{\partial p'_d}{\partial z} \propto -\frac{1}{2} \frac{\partial \zeta'^2}{\partial z}\right)$  e nonlineare  $\left(\frac{\partial p'_d}{\partial z} \propto 2 \frac{\partial}{\partial z} S \cdot \nabla_h w'\right)$  (per approfondire vedi Markowski and Richardson Ch. 8.4.5)

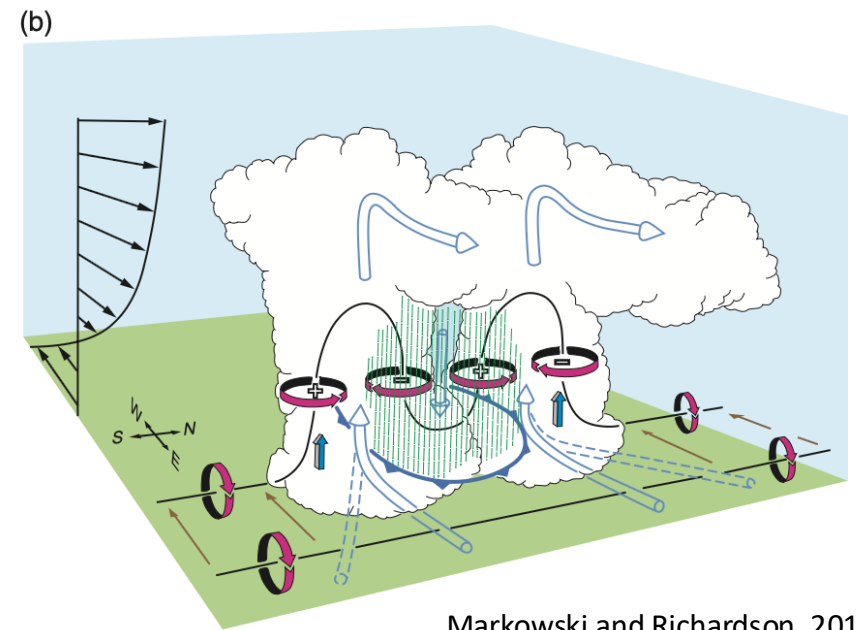
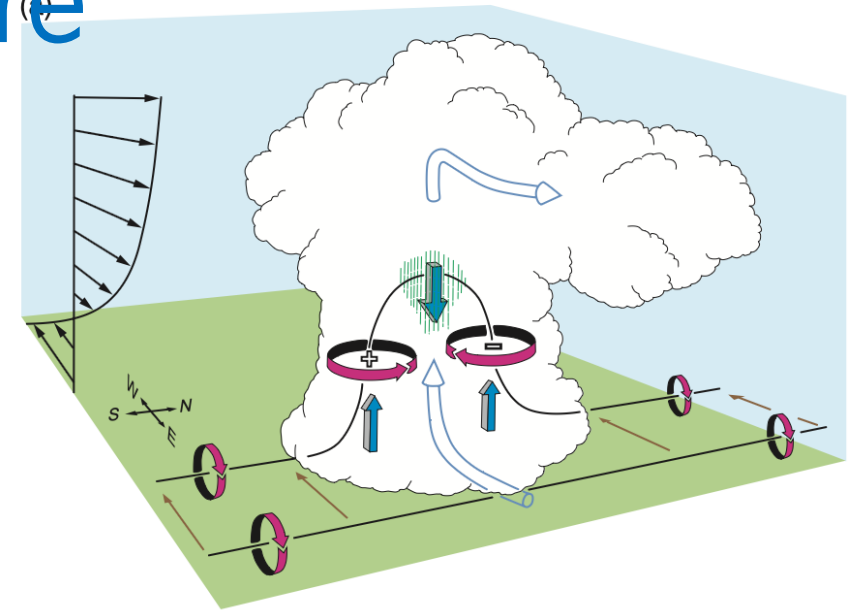
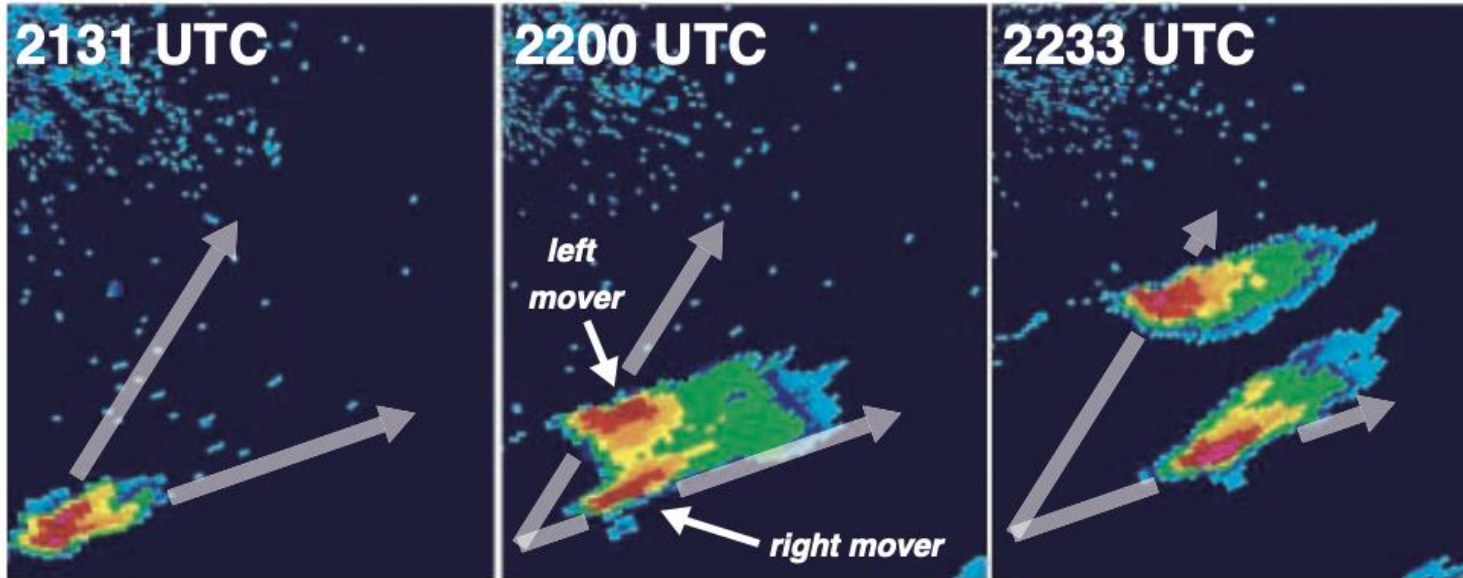
# Forcing nonlineare

- Il forcing nonlineare mostra come a massimi di vorticità  $|\zeta'|$  (di rotazione) corrispondano minimi di pressione
- Il tilting + avvezione in condizioni di crosswise vorticity ha determinato la formazione di due vortici con massimi al centro dell'updraft
- La rotazione nei medi strati genera due zone di bassa pressione ai lati dell'updraft principale  $\rightarrow$  si generano due forze da gradiente di pressione con direzione dal basso verso l'alto  $\rightarrow$  l'updraft si separa in due (split).
- La formazione del downdraft favorisce ulteriormente la separazione: le linee di vorticità vengono piegate verso il basso e l'updraft originale è diviso in due updraft.
- Si formano due supercelle gemelle ma che si muovono in direzione opposta e con rotazione in senso opposto: left-mover e right-mover



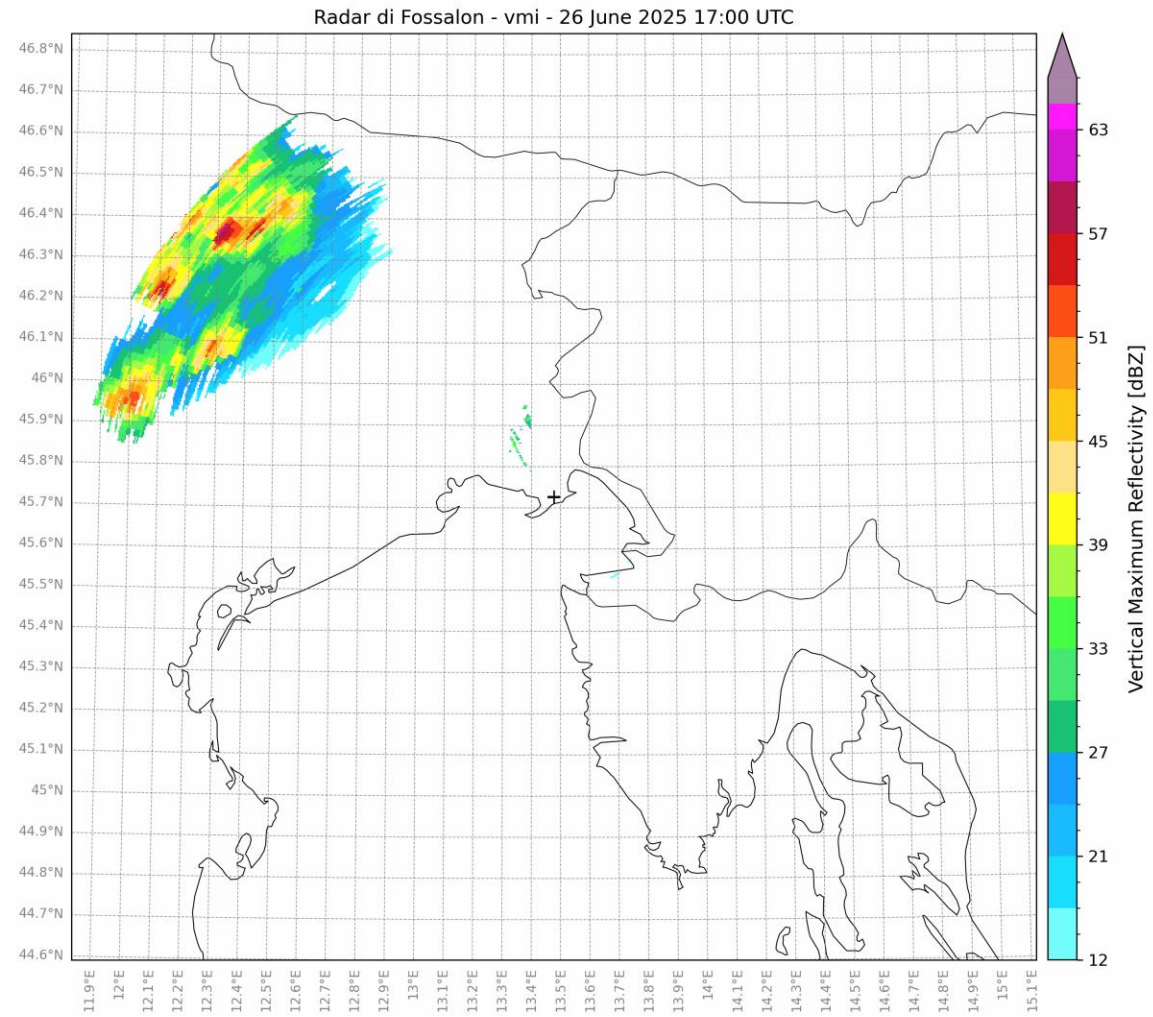
Markowski and Richardson, 2011

# Forcing nonlineare



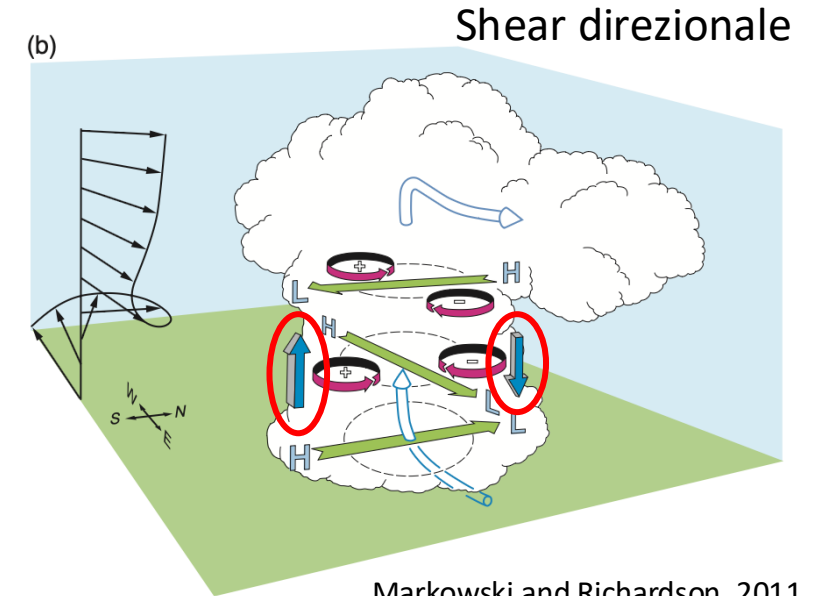
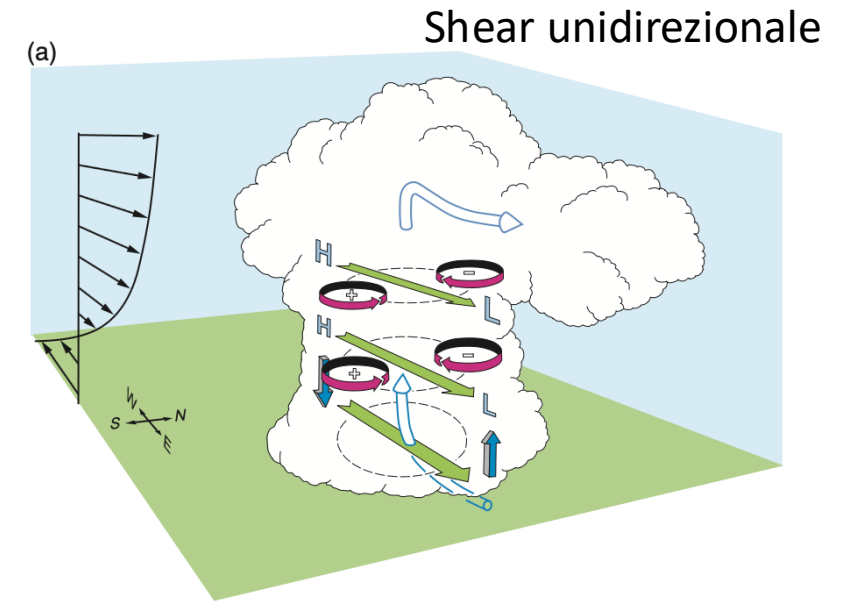
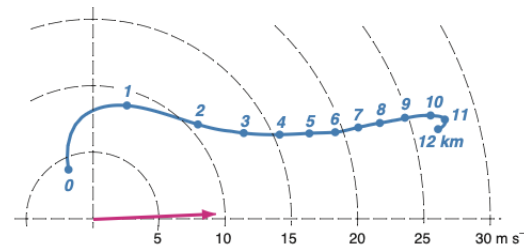
Markowski and Richardson, 2011

# Split



# Forcing lineare

- Il forcing lineare spiega come: alta pressione sia presente upshear, bassa pressione sia presente downshear
- In caso di shear unidirezionale i massimi e i minimi dati dalle perturbazioni di pressione dinamica sono sovrapposti → non c'è forcing per la propagazione laterale
- In caso di shear direzionale (veering) i massimi e minimi dinamici si dispongono in modo tale da generare complessivamente un forza di gradiente di pressione verticale verso l'alto sul fianco destro e verso il basso nel lato sinistro
- È promossa la supercella right-mover mentre quella left-mover tende a morire
- La supercella si propaga a destra rispetto al vento medio in troposfera



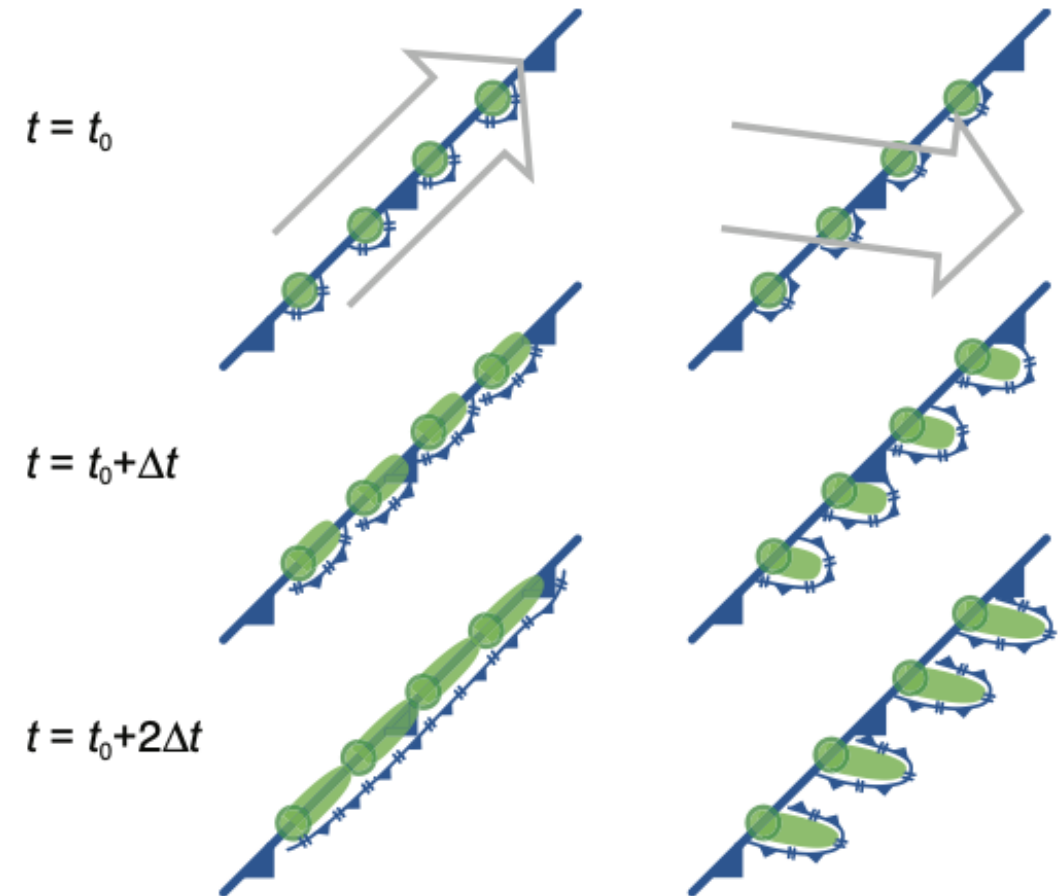
Markowski and Richardson, 2011

# Riassunto dinamica supercelle

- Quando lo shear è unidirezionale (crosswise vorticity favorita)
  - L'equazione di vorticità linearizzata (avvezione + tilting) spiega la formazione di due vortici simmetrici con direzione opposta di rotazione nei medi strati ai lati dell'updraft
  - il forcing lineare non ha effetti prevalenti
  - Il **forcing nonlineare** genera lo split dell'updraft in due supercelle simmetriche: right-mover e left-mover
  - La propagazione avviene quindi rispettivamente a destra e a sinistra rispetto alla direzione dello shear.
- Quando lo shear ha forte curvatura e varia in direzione in senso orario (streamwise vorticity favorita)
  - L'equazione di vorticità linearizzata (avvezione + tilting) spiega la formazione di un solo vortice presente al centro dell'updraft con rotazione ciclonica
  - il forcing nonlineare non ha effetti prevalenti
  - Il **forcing lineare** favorisce solo la supercella right-mover
  - Il mesociclone è più forte e la velocità verticale nell'updraft è maggiore

# Mesoscale Convective Systems

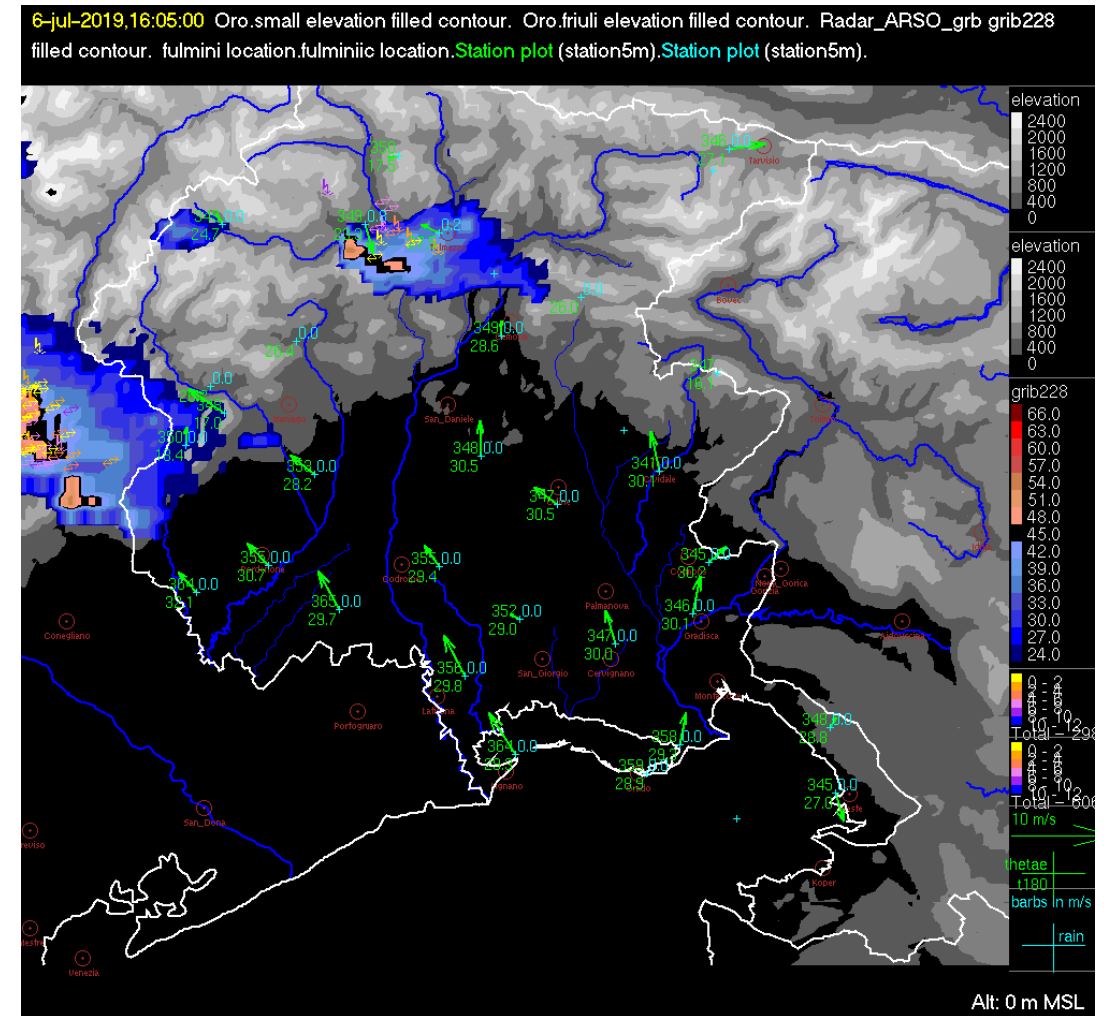
- **Mesoscale Convective Systems (MCS)** = «Un sistema nuvoloso che si forma in concomitanza con un insieme di temporali e genera un'area di precipitazioni contigua con un'estensione orizzontale dell'ordine di 100 km o più in almeno una direzione.»  
Glossario AMS
- A 100 km gli effetti relativi a Coriolis diventano significativi
- **Upscale growth** = l'evoluzione repentina da un sistema di celle isolate a un sistema organizzato.
- Gli outflow, che potrebbero avere origine da aree molto distanti tra tendono a fondersi in un'unica, grande cold pool in grado di dare origine a nuove celle lungo la maggior parte dell'estensione del sistema
- Favoriti in un ambiente in cui il wind shear ha una componente parallela alla linea lungo cui la convezione viene iniziata



Markowski and Richardson, 2011

# Mesoscale Convective Systems

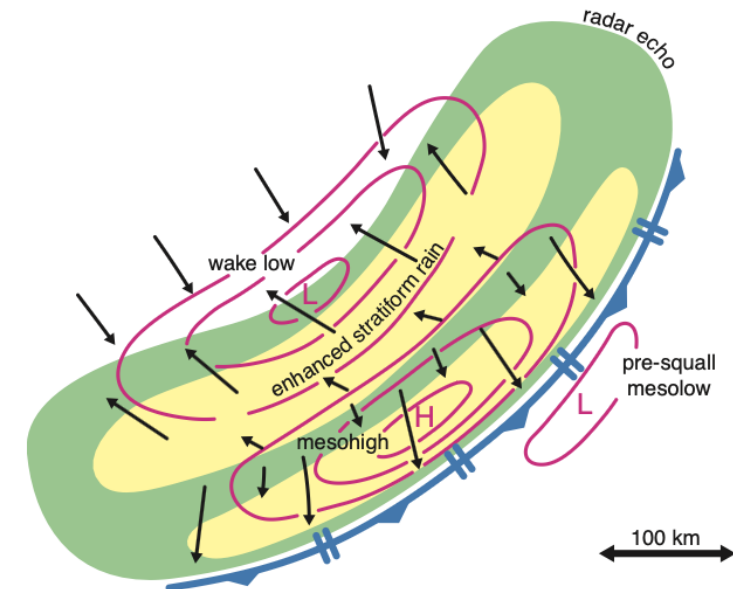
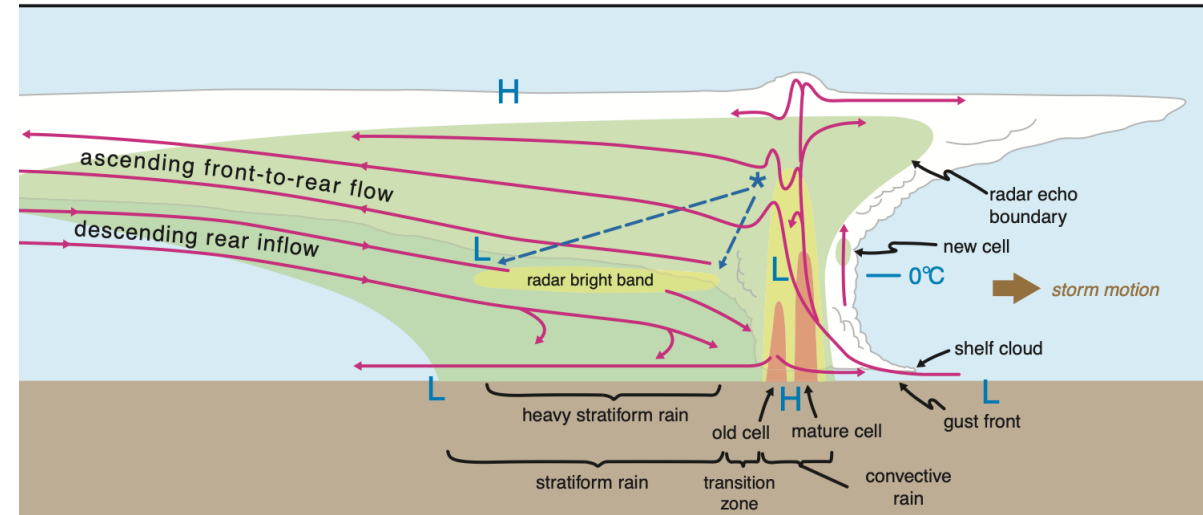
- **Mesoscale Convective Systems (MCS)** = «Un sistema nuvoloso che si forma in concomitanza con un insieme di temporali e genera un'area di precipitazioni contigua con un'estensione orizzontale dell'ordine di 100 km o più in almeno una direzione.»  
Glossario AMS
- A 100 km gli effetti relativi a Coriolis diventano significativi
- **Upscale growth** = l'evoluzione repentina da un sistema di celle isolate a un sistema organizzato. Gli outflow, che potrebbero avere origine da aree molto distanti tra tendono a fondersi in un'unica, grande cold pool in grado di dare origine a nuove celle lungo la maggior parte dell'estensione del sistema
- Favoriti in un ambiente in cui il wind shear hanno una componente parallela alla linea lungo cui la convezione viene iniziata



# Squall lines

Markowski and Richardson, 2011

- **Squall line** = Tipo di MCS determinato da una lunga linea in cui è presente convezione profonda.
- Contiene sia convezione che precipitazione stratiforme (*precipitazione prodotta da moti verticali inferiori alla velocità di caduta di cristalli di ghiaccio e neve*)
- La parte convettiva è confinata principalmente nella zona frontale avanzante, la parte stratiforme si trova dietro (seguendo lo storm motion)
- In questo caso il wind shear è perpendicolare alla linea lungo cui la convezione viene iniziata
- Coesistenza di due flussi con direzioni diverse
- Il primo flusso è «front-to-rear»: l'inflow viene sollevato dal gust front fino all'LFC e mantiene la quantità di moto procedendo verso la parte posteriore.
- Avviene il *size-sorting* delle idrometeore



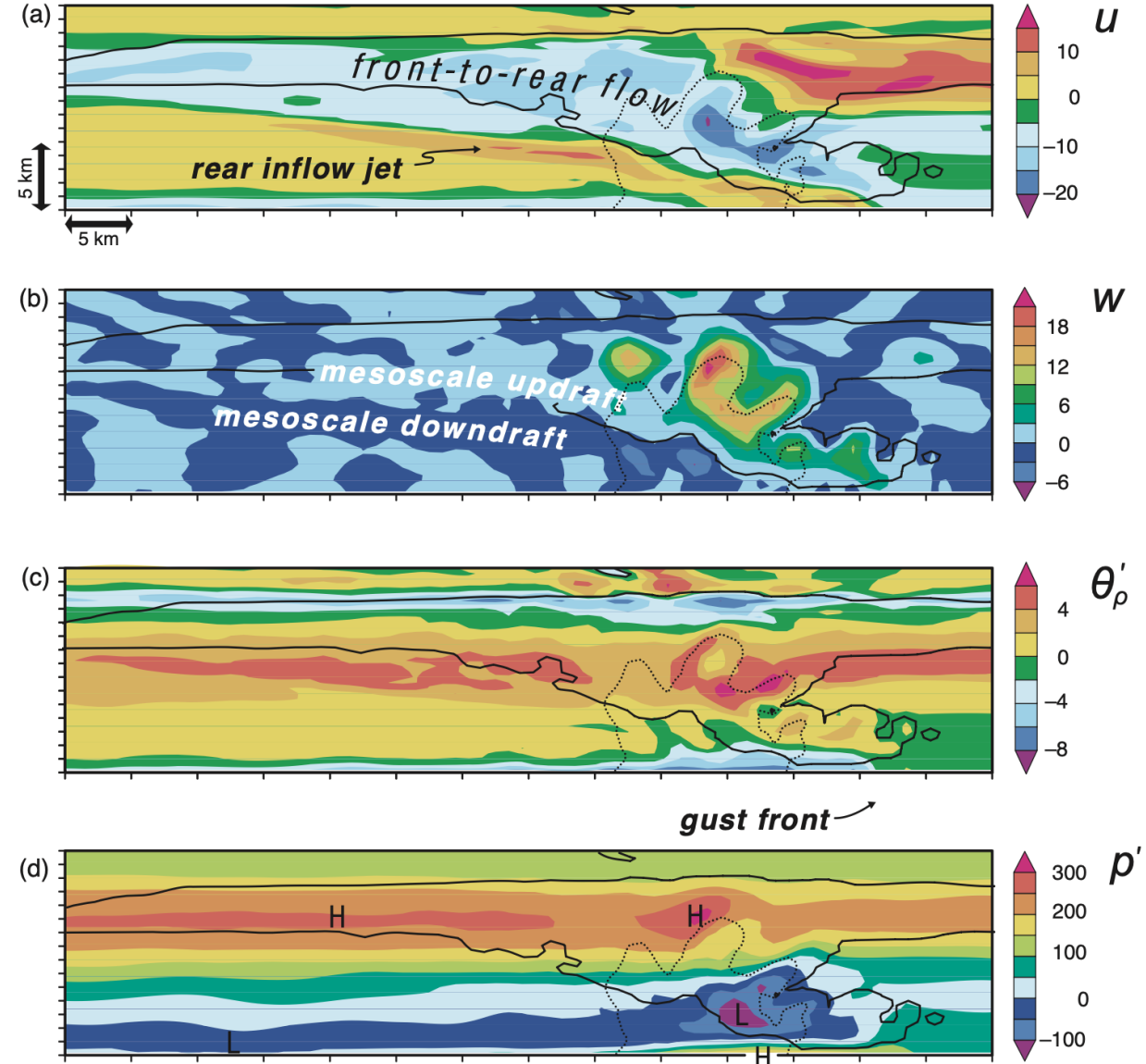
# Squall lines

Markowski and Richardson, 2011

- Il secondo flusso è «rear-to-front» in un sistema di riferimento storm-relative
- I venti molto forti generalmente presenti nella media troposfera dietro l'updraft convettivo tendono ad essere accelerati verso il basso
- Questa situazione favorisce forti raffiche di vento di fronte al sistema

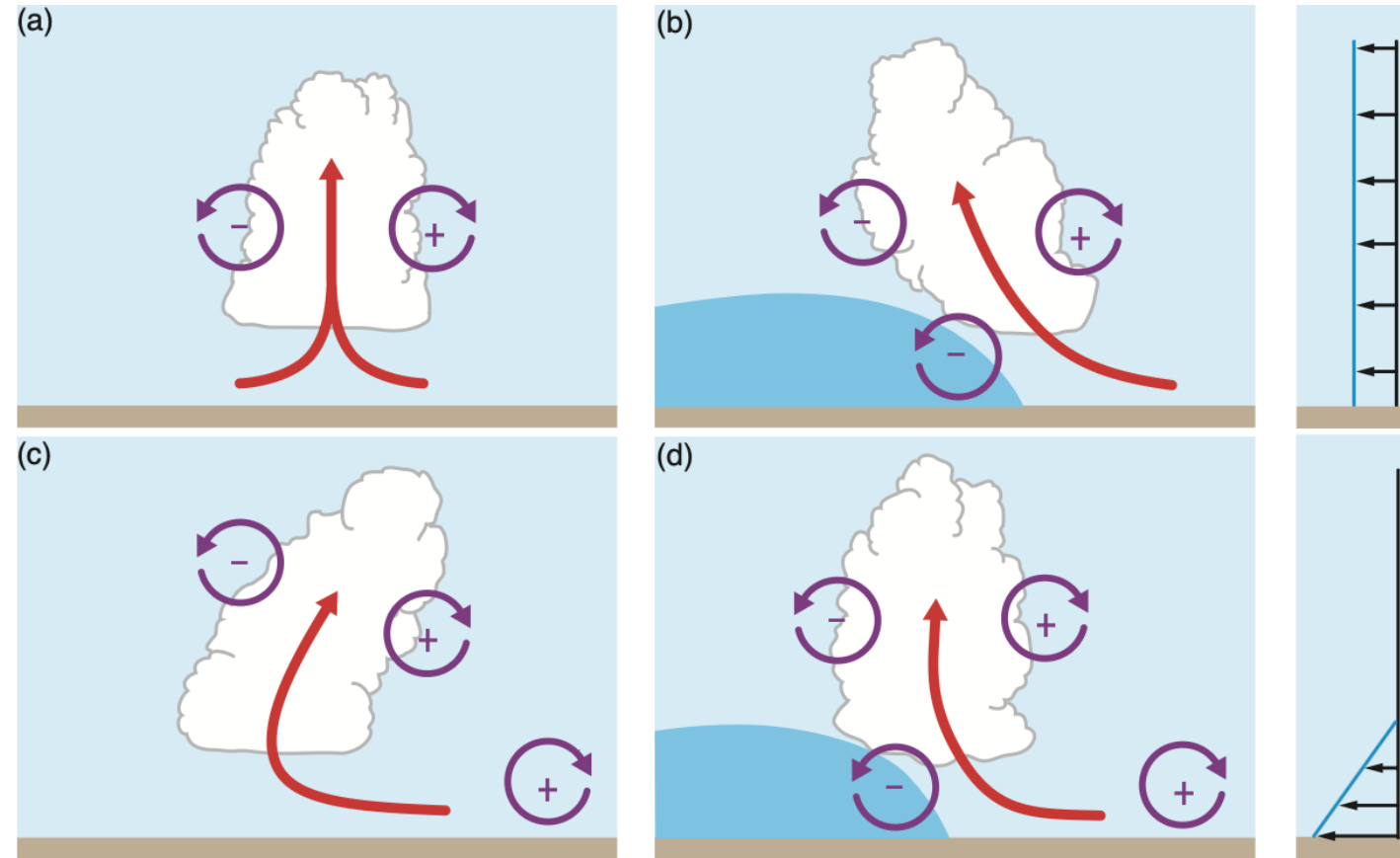


Da Pazzi per il meteo goriziano



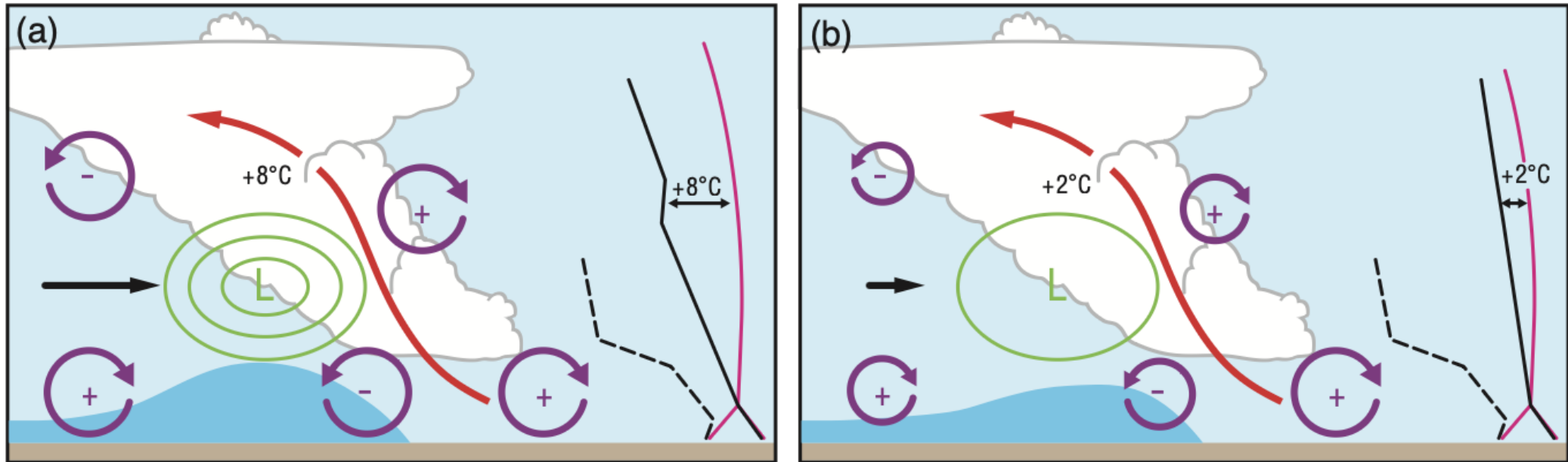
# Mantenimento delle squall lines

- Per spiegare il mantenimento delle squall-line (lunga vita e percorrenza) si ricorre alla *RKW theory (Rotunno-Klemp-Weisman)*
- Il meccanismo per il mantenimento a lungo delle squall-line è il bilancio tra la vorticità orizzontale baroclinica (prodotta dai gradienti di  $B$ ) lungo il gust front e la vorticità orizzontale generata dallo shear dell'ambiente nei bassi strati
- L'intensità e la longevità delle squall line è una funzione dell'**inclinazione dell'updraft**, in particolare è maggiore per updraft eretti
- Maggiore è l'inclinazione dell'updraft maggiore è l'indebolimento a causa dell'entrainment



Markowski and Richardson, 2011

# Generazione del rear inflow jet

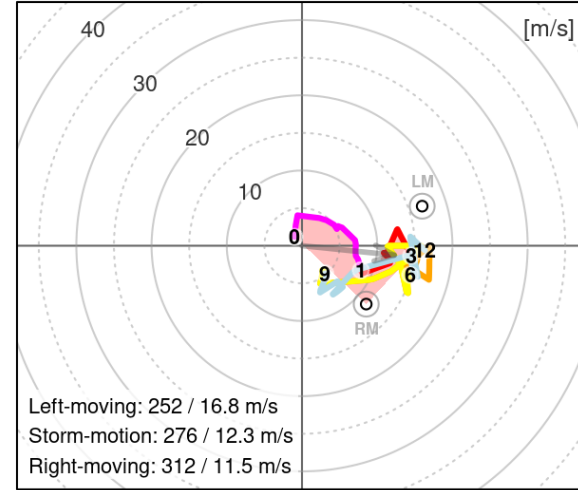
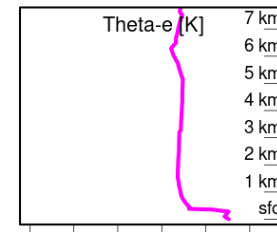
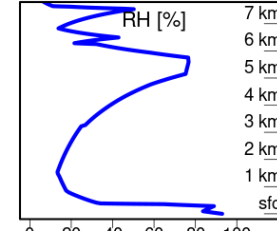
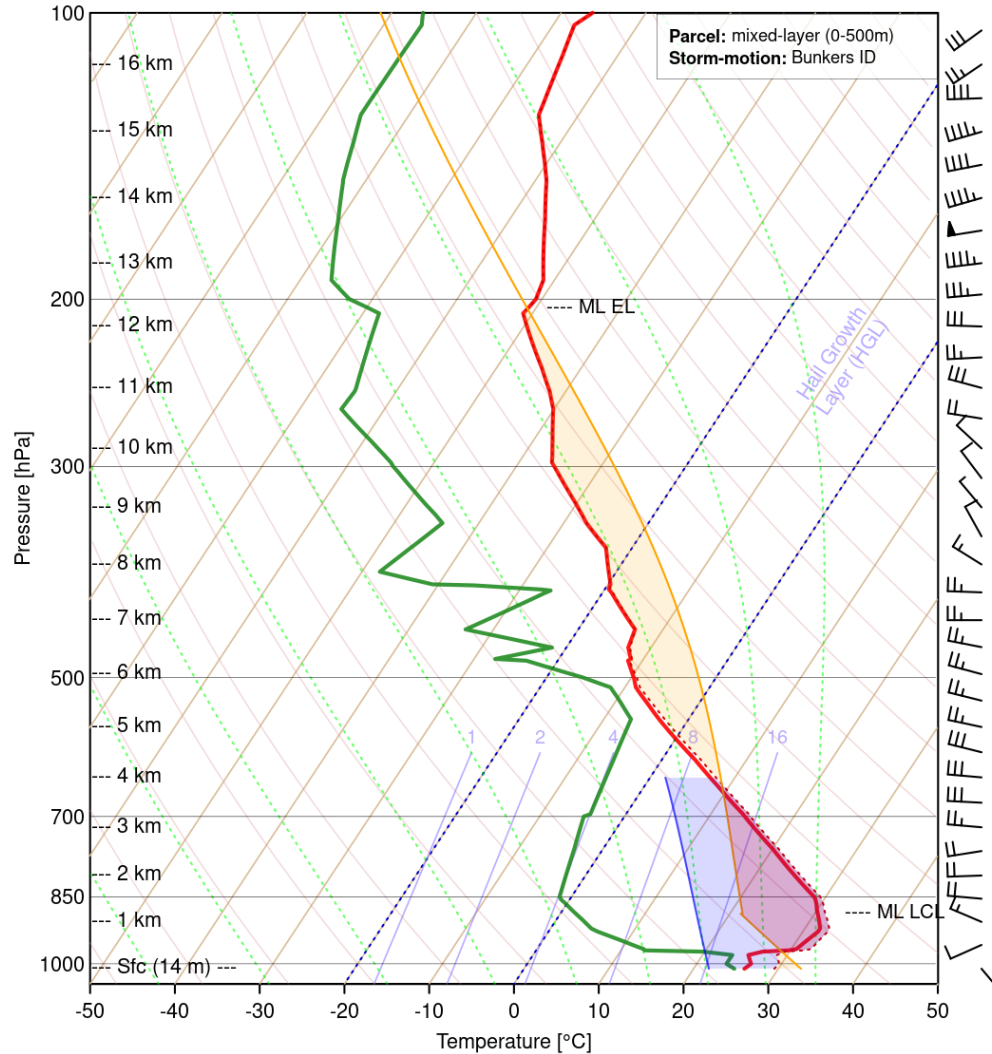


Markowski and Richardson, 2011

- Nella fase finale in cui il sistema è dominato dalla cold pool l'updraft è piegato all'indietro
- I forti moti verticali dell'updraft assieme alla cold pool con  $B$  negativa determinano la formazione di un minimo alle medie altitudini che richiama aria dalla parte posteriore del sistema (**rear inflow jet**)
- La pressione (e quindi la forza del jet) sono minori tanto più il CAPE è maggiore

# Radiosondaggio 1

WMO ID: 16429 (12.50 E 37.92 N), 22 Jul 2025 (Tuesday) 0000 UTC



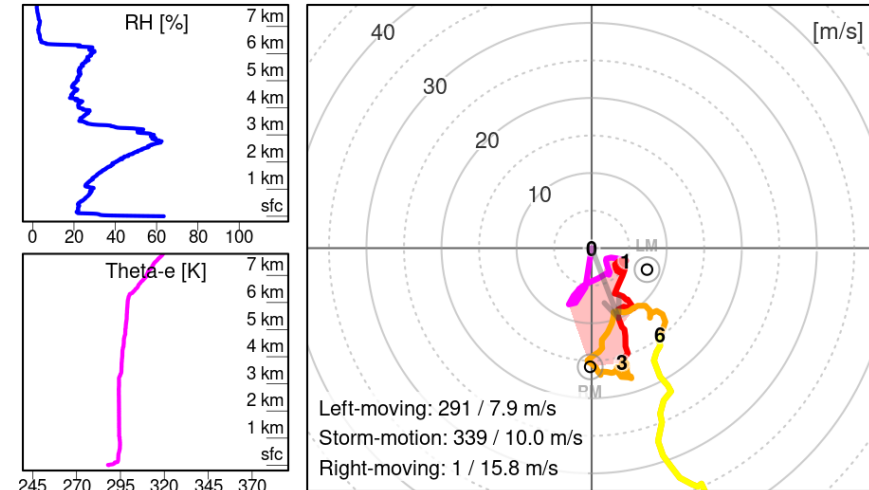
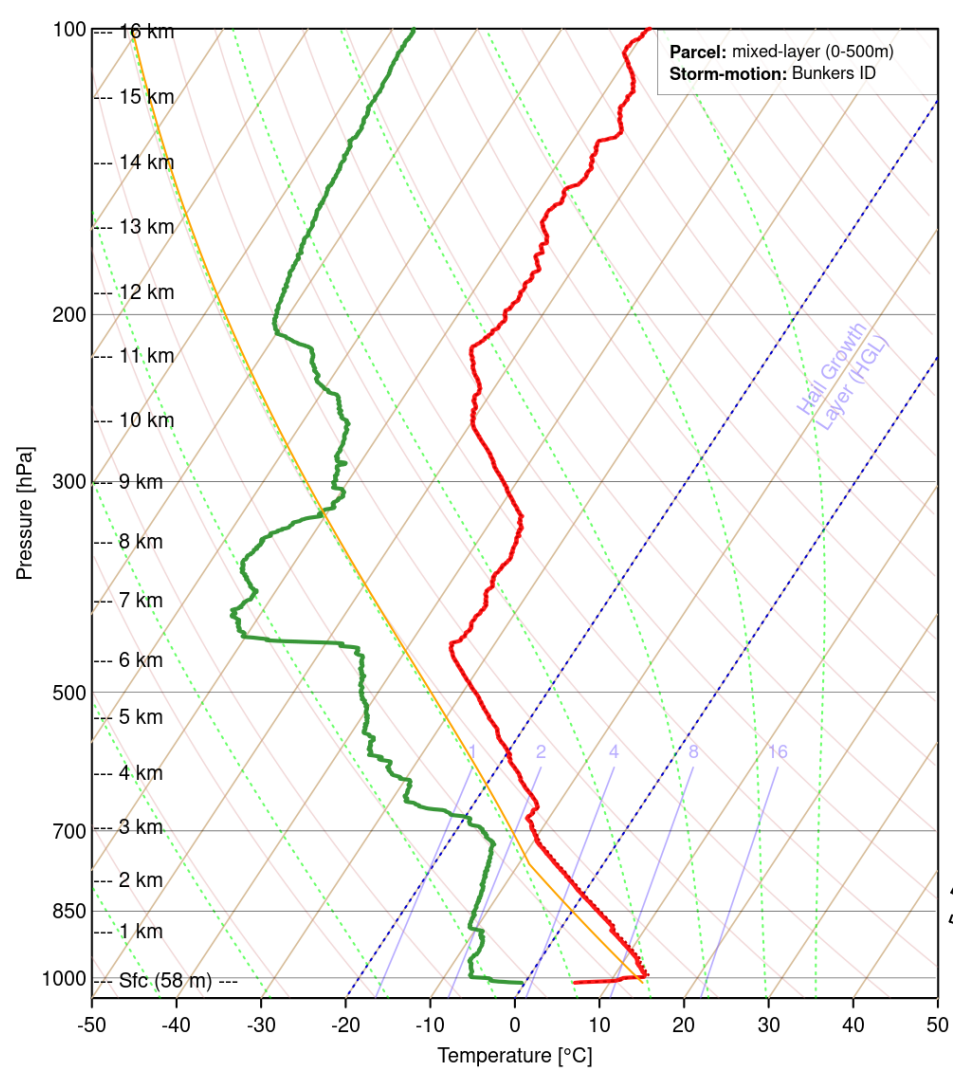
	MIXR [g/kg]	CAPE [J/kg]	CAPE03 [J/kg]	CAPEHGL [J/kg]	CIN [J/kg]	LI [K]	LCL [m]	LFC [m]	EL [m]	WMAXSHEAR [m2/s2]
SB	19.8	2744	0	1764	-523	-10	140	3385	12780	1199 (E 1156)
MU	18.9	2811	0	1797	-496	-10	525	3360	12840	1214 (E 822)
ML	15.5	1637	0	1169	-652	-8	1180	3870	12275	926 (E 923)

Bulk wind shear [m/s]	SRH [m2/s2]		Mean wind [m/s]		Lapse rate [K/km]
	SRH RM	SRH LM	Sfc - 1 km	Sfc - 3 km	
Sfc - 1 km: 9.9	Sfc - 100 m: 32	47	Sfc - 1 km: 4.6	Sfc - 3 km: 3.3	Sfc - 1 km: -5.2
Sfc - 3 km: 15.7	Sfc - 500 m: 90	15	Sfc - 2 km: 7.6	3 - 6 km: 8.7	Sfc - 3 km: 3.3
Sfc - 6 km: 16.2	Sfc - 1 km: 101	-48	1 - 3 km: 11.8	500700 hPa: 8.8	3 - 6 km: 8.7
Sfc - 8 km: 10.3	Sfc - 3 km: 145	-76	Sfc - 6 km: 12.3		
Sfc - HGL: 16.3					
Effec. (SB): 15.6	Precip. water [mm]: 31		Moisture flux [g/s/m2]: 61		SHIP: 1.3
Effec. (MU): 11.0	2 - 5 km RH [%]: 40		4 km DCAPE [J/kg]: 1514		SCP: 0.4
Effec. (ML): 16.1	Sfc - 2 km RH [%]: 32		4 km delta theta-e [K]: 24		STP: 0.0

thundeR - rawinsonde processing tool for R v1.1.1 (2023)

# Radiosondaggio 2

WMO ID: 16045 (13.03 E 45.98 N), 18 Nov 2023 (Saturday) 0000 UTC



	MIXR [g/kg]	CAPE [J/kg]	CAPE03 [J/kg]	CAPEHGL [J/kg]	CIN [J/kg]	LI [K]	LCL [m]	LFC [m]	EL [m]	WMAXSHEAR [m2/s2]
SB	3.7	0	0	0	0	9	810	0	0	(E 0)
MU	2.3	0	0	0	0	4	2850	0	0	(E 0)
ML	2.5	0	0	0	0	5	2359	0	0	(E 0)

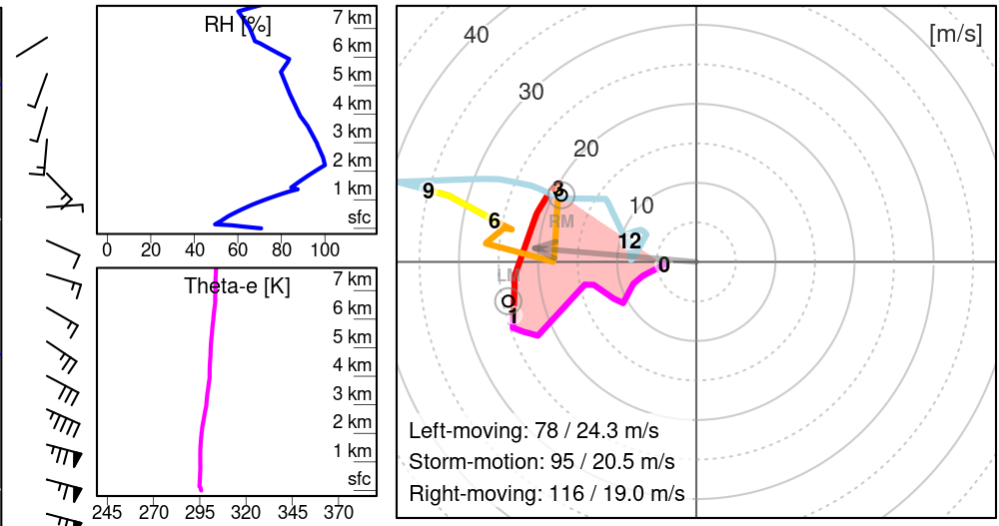
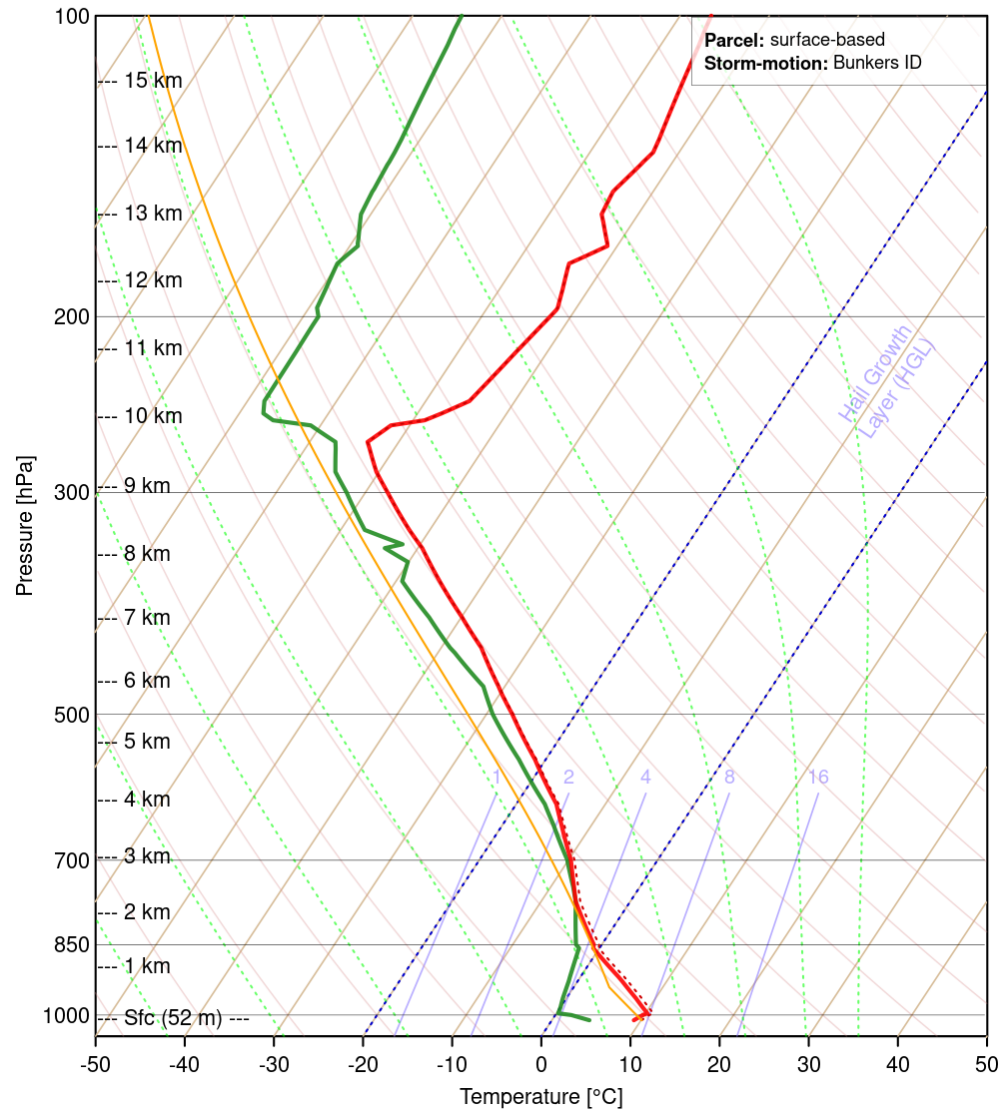
Bulk wind shear [m/s]	SRH RM [m2/s2]	SRH LM [m2/s2]	Mean wind [m/s]	Lapse rate [K/km]
Sfc - 1 km: 4.9	Sfc - 100 m: -27	-54	Sfc - 1 km: 3.5	Sfc - 1 km: -0.8
Sfc - 3 km: 15.8	Sfc - 500 m: 29	-26	Sfc - 2 km: 3.9	Sfc - 3 km: 5.7
Sfc - 6 km: 14.7	Sfc - 1 km: 60	-12	1 - 3 km: 7.7	3 - 6 km: 7.4
Sfc - 8 km: 64.1	Sfc - 3 km: 112	-58	Sfc - 6 km: 10.0	500700 hPa: 7.0
Sfc - HGL: 14.7				

Effec. (SB): 0.0	Precip. water [mm]: 8	Moisture flux [g/s/m2]: 8	SHIP: 0.0
Effec. (MU): 0.0	2 - 5 km RH [%]: 41	4 km DCAPE [J/kg]: 418	SCP: 0.0
Effec. (ML): 0.0	Sfc - 2 km RH [%]: 35	4 km delta theta-e [K]: -8	STP: 0.0

thundeR - rawinsonde processing tool for R v1.1.1 (2023)

# Radiosondaggio 3

WMO ID: 16045 (13.03 E 45.98 N), 23 Jan 2023 (Monday) 1200 UTC



	MIXR [g/kg]	CAPE [J/kg]	CAPE03 [J/kg]	CAPEHGL [J/kg]	CIN [J/kg]	LI [K]	LCL [m]	LFC [m]	EL [m]	WMAXSHEAR [m2/s2]
SB	5.1	0	0	0	0	5	645	0	0	0 (E 0)
MU	2.5	0	0	0	0	2	3060	0	0	0 (E 0)
ML	4.2	0	0	0	0	5	1235	0	0	0 (E 0)

	Bulk wind shear [m/s]	SRH RM [m2/s2]	SRH LM [m2/s2]	Mean wind [m/s]	Lapse rate [K/km]
Sfc - 1 km:	20.1	Sfc - 100 m: 43	16	Sfc - 1 km: 15.6	Sfc - 1 km: 6.5
Sfc - 3 km:	16.5	Sfc - 500 m: 163	39	Sfc - 2 km: 18.3	Sfc - 3 km: 6.4
Sfc - 6 km:	22.2	Sfc - 1 km: 302	89	1 - 3 km: 20.9	3 - 6 km: 7.1
Sfc - 8 km:	29.6	Sfc - 3 km: 354	110	Sfc - 6 km: 20.5	500700 hPa: 6.9
Sfc - HGL:	16.4				

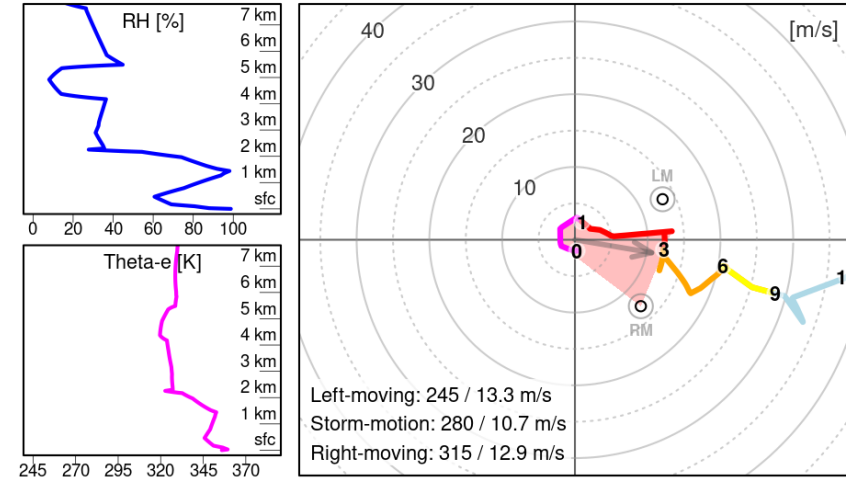
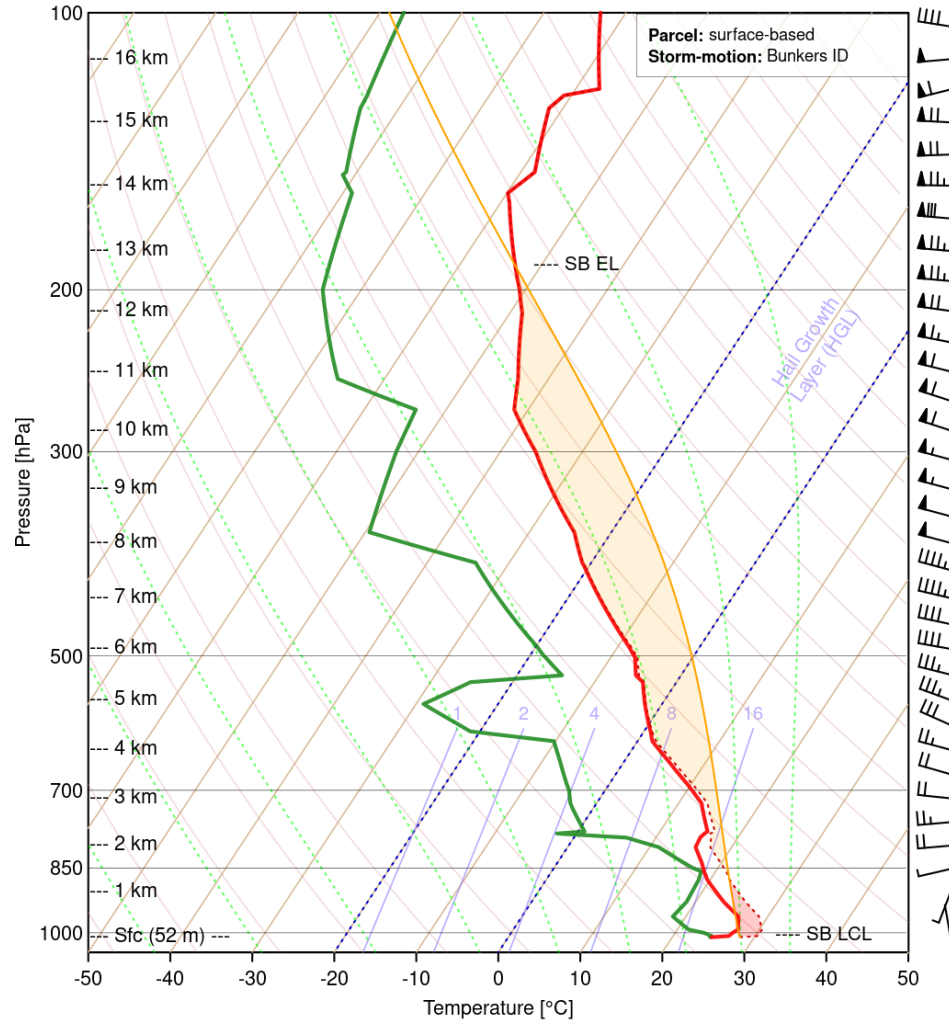
  

Effec. (SB):	0.0	Precip. water [mm]:	15	Moisture flux [g/s/m2]:	70	SHIP:	0.0
Effec. (MU):	0.0	2 - 5 km RH [%]:	91	4 km DCAPE [J/kg]:	19	SCP:	0.0
Effec. (ML):	0.0	Sfc - 2 km RH [%]:	75	4 km delta theta-e [K]:	-5	STP:	0.0

thunderR - rawinsonde processing tool for R v1.1.1 (2023)

# Radiosondaggio 4

WMO ID: 16045 (13.03 E 45.98 N), 18 Jul 2023 (Tuesday) 0000 UTC



	MIXR [g/kg]	CAPE [J/kg]	CAPE03 [J/kg]	CAPEHGL [J/kg]	CIN [J/kg]	LI [K]	LCL [m]	LFC [m]	EL [m]	WMAXSHEAR [m2/s2]
SB	19.6	2770	63	1480	-76	-7	25	1285	12765	1504 (E 1570)
MU	19.8	3472	126	1731	-33	-8	300	970	13370	1684 (E 1880)
ML	16.4	2083	10	1202	-53	-6	925	1740	12030	1304 (E 1301)

Bulk wind shear [m/s]	SRH RM [m2/s2]	SRH LM [m2/s2]	Mean wind [m/s]	Lapse rate [K/km]
Sfc - 1 km: 4.1	Sfc - 100 m: -10	24	Sfc - 1 km: 1.5	Sfc - 1 km: 3.1
Sfc - 3 km: 11.9	Sfc - 500 m: 21	60	Sfc - 2 km: 2.5	Sfc - 3 km: 4.3
Sfc - 6 km: 20.2	Sfc - 1 km: 60	62	1 - 3 km: 8.4	3 - 6 km: 6.8
Sfc - 8 km: 25.6	Sfc - 3 km: 169	-5	Sfc - 6 km: 10.7	500700 hPa: 6.6
Sfc - HGL: 20.6				

Effec. (SB): 21.1	Precip. water [mm]: 42	Moisture flux [g/s/m2]: 36	SHIP: 1.1
Effec. (MU): 22.6	2 - 5 km RH [%]: 37	4 km DCAPE [J/kg]: 1193	SCP: 11.8
Effec. (ML): 20.2	Sfc - 2 km RH [%]: 80	4 km delta theta-e [K]: 29	STP: 0.4

thunder - rawinsonde processing tool for R v1.1.1 (2023)

# Bibliografia

- Wallace, J. M., & Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey* (Vol. 92). Elsevier.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- Stull, R. (2015). *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia.
  
- Rio, Catherine & Delgenio, Anthony & Hourdin, Frédéric. (2019). Ongoing Breakthroughs in Convective Parameterization. *Current Climate Change Reports*. 5. 10.1007/s40641-019-00127-w.
- Rotunno, R., Klemp, J. B., & Weisman, M. L. (1988). A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(3), 463-485.
- Rochetin, Nicolas & Hohenegger, Cathy & Touzé-Peiffer, Ludovic & Villefranque, Najda. (2021). A Physically Based Definition of Convectively Generated Density Currents: Detection and Characterization in Convection-Permitting Simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 13. 10.1029/2020MS002402.
- Micheletti S., Salvador M., *Appunti di meteorologia per il Friuli Venezia Giulia* (2010)

# Sitografia

- [ThundeR radiosondaggi e indici](#)
- [Wyoming Radiosounding database](#)
- [Fenomeni temporaleschi](#)
- [Glossario meteorologia American Meteorological Society](#)
- [Cloud Appreciation Society – Cloud Library](#)