

# TORNADO - METEOROLOŠKI ASPEKTI

## 1. UVODNI POJMOVI

Ako je čest zraka vlažna ali nezasićena, onda se ponaša jednako kao da je suha. Pri vertikalnim gibanjima čest je podvrgnuta adijabatskom procesu (ne razmjenjuje energiju s okolišem). Suha ili nezasićena čest podvrgnuta je suhoadijabatskom procesu. Pri dizanju u vis hladi se zbog adijabatske ekspanzije (jer dolazi na manji tlak), a pri spuštanju grije zbog adijabatske kompresije (jer dolazi na veći tlak). Promjena temperature česti pri vertikalnom gibanju proporcionalna je suhoadijabatskoj stopi ohlađivanja:  $\delta = -dT / dz = g / c_{pd} = 9.8 \text{ K} / 1 \text{ km}$ , gdje je  $T$  temperatura (K),  $z$  je vertikalna koordinata (m),  $g$  je akceleracija sile teže  $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$ , a  $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  je specifična toplina suhog zraka pri konstantnom tlaku. Ako se zasićena čest giba duž vertikale, temperatura joj se mijenja zbog mokroadijabatske stope ohlađivanja

$$\delta_s = \frac{\delta}{\left(1 + \frac{L_{lv}}{\bar{c}_{pm}} \frac{dr_s}{dT}\right)} < \delta,$$

gdje je  $L_{lv}$  latentna toplina isparavanja. Općenito latentna toplina isparavanja ovisi o temperaturi (Gill, 1982):  $L_{lv} \approx 2.5008 \cdot 10^6 - 2.3 \cdot 10^3 t$  (J kg<sup>-1</sup>), gdje je  $t$  temperatura u °C, ali se za atmosferu najčešće pretpostavlja konstantna vrijednost<sup>1</sup>  $L_{lv} = 2500 \text{ kJ kg}^{-1}$ .  $r_s$  je maksimalni omjer miješanja<sup>2</sup> vodene pare.  $\bar{c}_{pm}$  je srednja specifična toplina vlažne česti pri konstantnom tlaku, gdje specifična toplina vlažne česti ovisi o omjeru miješanja  $r$  na ovaj način:

$$c_{pm} \approx c_{pd} (1 + 0.8 r).$$

Krivulja koja prikazuje promjenu temperature okoliša visinom, naziva se krivulja stanja ili vertikalni profil temperature. Krivulja stanja zadana je vertikalnim temperaturnim gradijentom  $\gamma = -\partial T / \partial z$ .

Za atmosferu je uobičajeno  $x$  komponentu brzine strujanja označiti sa  $u$ ,  $y$  komponentu sa  $v$ , a  $z$  komponentu sa  $w$ .

### **1.1. KONVEKTIVNA POTENCIJALNA NESTABILNOST**

Konvektivna potencijalna nestabilnost javlja se ako je na nekoj visini u sloju

$$\frac{\partial \vartheta_{e,a}}{\partial z} < 0, \quad (1)$$

gdje je:

<sup>1</sup> Raspon temperatura u atmosferi je dovoljno malen tako da se promjene latentne topline temperaturom mogu zanemariti.

<sup>2</sup> Omjer miješanja ( $r$ ) je omjer mase vodene pare i mase suhog zraka u vlažnoj česti (kg/kg).

$$\vartheta_{e,a} = \vartheta_d \exp(r_s L_{lv} / c_{pd} T) \quad (2)$$

potencijalna ekvivalentna temperatura za adijabatski proces (K);

$z$  – vertikalna koordinata (m);

$\vartheta_d$  – potencijalna temperatura suhog zraka (K), određuje se iz Poissonove jednadžbe:

$$\vartheta_d = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R_d / c_{pd}},$$

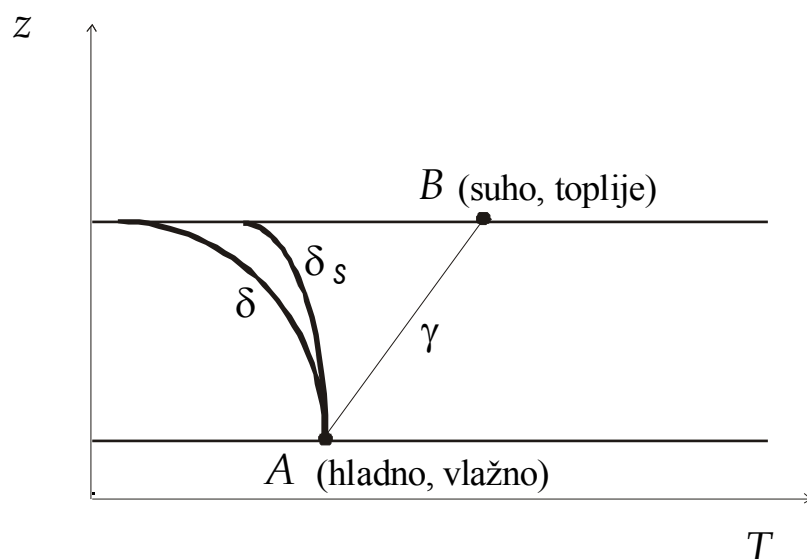
gdje je  $T$  temperatura (K),  $p$  je tlak (Pa),  $p_0$  je referentni tlak (obično  $p_0 = 1000$  hPa),  $R_d$  je univerzalna plinska konstanta za suhi zrak ( $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $c_{pd}$  je specifična toplina suhog zraka pri konstantnom tlaku ( $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ );

Budući je ekvivalentna temperatura za adijabatski proces  $T_{e,a} = T \exp(r_s L_{lv} / c_{pd} T)$ , onda jednadžbu (2) možemo pisati:

$$\vartheta_{e,a} = \vartheta_d \exp(r_s L_{lv} / c_{pd} T) = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R_d / c_{pd}} \exp(r_s L_{lv} / c_{pd} T) = T_{e,a} \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R_d / c_{pd}} \quad (3).$$

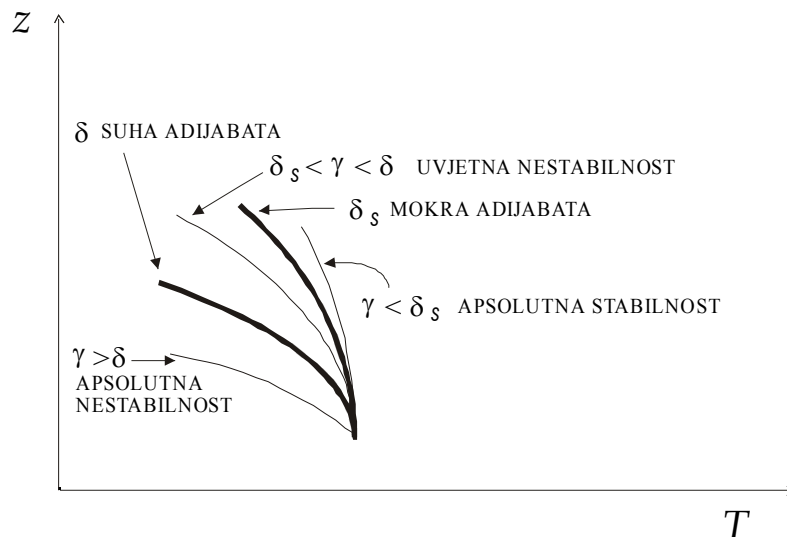
Nadalje,  $T_{e,a} > T$ , pa je i  $\vartheta_{e,a} > \vartheta_d$ .

Promatramo horizontalno rasprostranjen sloj zraka (slika 1), koji se diže u vis. Neka je u početku temperatura na dnu sloja  $T_A$  niža od temperature na vrhu sloja  $T_B$ ,  $T_A < T_B$ . Također, vlažnost u sloju opada visinom (to vrijedi npr. nad vodenim površinama).



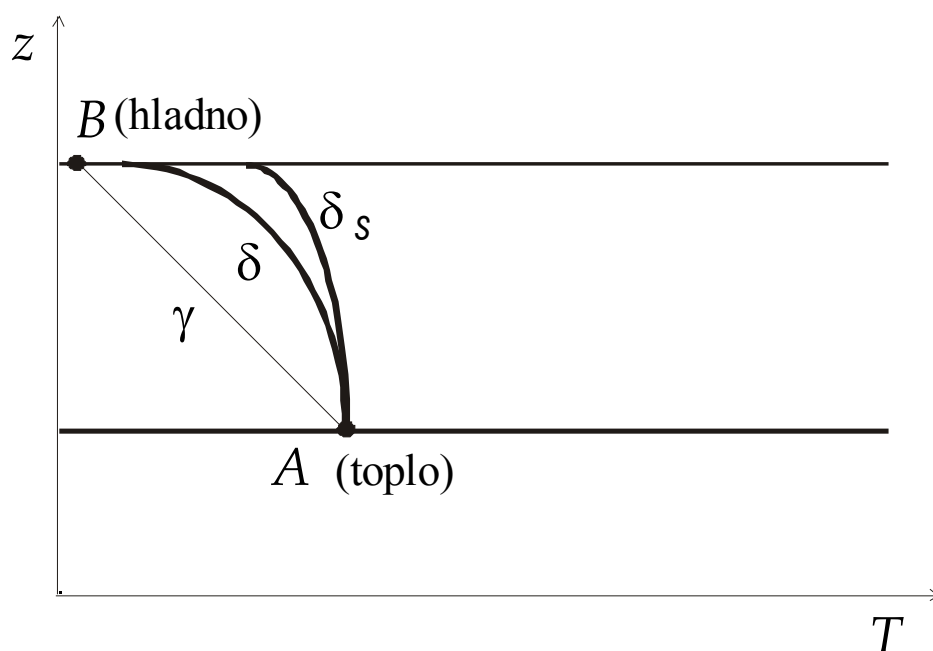
**Slika 1.** Krivulja stanja sloja zraka čija je temperatura na dnu (točka A) niža od one na vrhu (točka B):  $T_A < T_B$ .  $T$  je temperatura, a  $z$  visina. Dno sloja je vlažnije od vrha sloja. Krivulja stanja definirana je vertikalnim temperaturnim gradijentom  $\gamma$  (odnosno promjenom temperature zraka visinom:  $\gamma = -\partial T / \partial z$ ), suha adijabata suhoadijabatskom stopom ohlađivanja

$\delta$  (procesnom promjenom temperature česti:  $\delta = -dT/dz$ , tj. opadanjem temperature suhe česti zbog njenog adijabatskog hlađenja), a mokra adijabata mokroadijabatskom stopom ohlađivanja  $\delta_s$  (opadanjem temperature zasićene česti zbog adijabatskog hlađenja  $\delta_s = -dT/dz$ ).



**Slika 2.** Stabilnost zraka u ovisnosti o vertikalnom temperaturnom gradijentu  $\gamma$ .

Prilikom podizanja sloja u vis (koje je adijabatsko), donji dio će, zbog veće vlažnosti, postati zasićen prije od gornjeg sloja. Temperatura na dnu sloja tijekom dizanja opada sporije od temperature na vrhu sloja (u donjem dijelu sloja oslobađa se latentna toplina, pa se taj dio sloja zagrijava). Stoga dolazi do destabilizacije sloja. Iako je sloj u početku mogao biti apsolutno stabilan (za ilustraciju stabilnosti vidi sl. 2), vertikalni temperaturni gradijent u sloju  $\gamma$  tijekom dizanja sloja se promijenio, pa se krivulja stanja promijenila kao što je prikazano na slici 3.



**Slika 3.** Krivulja stanja nakon vertikalnog izdizanja (konvekcije) sloja zraka, čije početno stanje je prikazano na slici 1. Dno sloja je sada toplije od vrha sloja. Nakon konvekcije u ovom slučaju je došlo do apsolutne nestabilnosti.

Konvektivna ili potencijalna nestabilnost postoji ako je na nekoj visini u sloju  $\frac{\partial \vartheta_{e,a}}{\partial z} < 0$ .

Sloj je konvektivno ili potencijalno neutralan ako je  $\frac{\partial \vartheta_{e,a}}{\partial z} = 0$ .

Sloj je konvektivno ili potencijalno stabilan ako je  $\frac{\partial \vartheta_{e,a}}{\partial z} > 0$ .

Konvektivna ili potencijalna nestabilnost korisna je za predviđanje Cu i Cb.

## 1.2. UVJETNA NESTABILNOST, SLOBODNA KONVEKCIJA - KONVEKTIVNA RASPOLOŽIVA POTENCIJALNA ENERGIJA CAPE (Convective Available Potential Energy) I INHIBICIJA KONVEKCIJE (CIN)

Čest zraka koja je uvjetno nestabilna ( $\delta_s < \gamma < \delta$ , vidi sl. 2) može zbog prisilnog dizanja postati nestabilna. Takva čest posjeduje latentnu nestabilnost. Promatramo uvjetno nestabilnu nezasićenu čest (sl. 4) koja se u početku nalazi u točki A. Prilikom dizanja česti (npr. tijekom prelaska preko topografske prepreke), čest se hladi suhoadijabatski jer je nezasićena. Čest će se hladiti suhoadijabatski sve dok ne dođe do nivoa kondenzacije B, koji je na visini  $z_k$ . Dalje, ako se nastavi dizati, čest će se hladiti mokroadijabatski. Kad dođe do nivoa C, na kojem gustoća česti postaje jednaka gustoći okoliša, odnosno temperatura česti postaje jednaka temperaturi okoliša (duž AB i BC čest je stalno bila hladnija, tj. gušća od okoliša), daljnje podizanje uzrokovati će neravnotežu između sile teže i sile gradijenta tlaka.

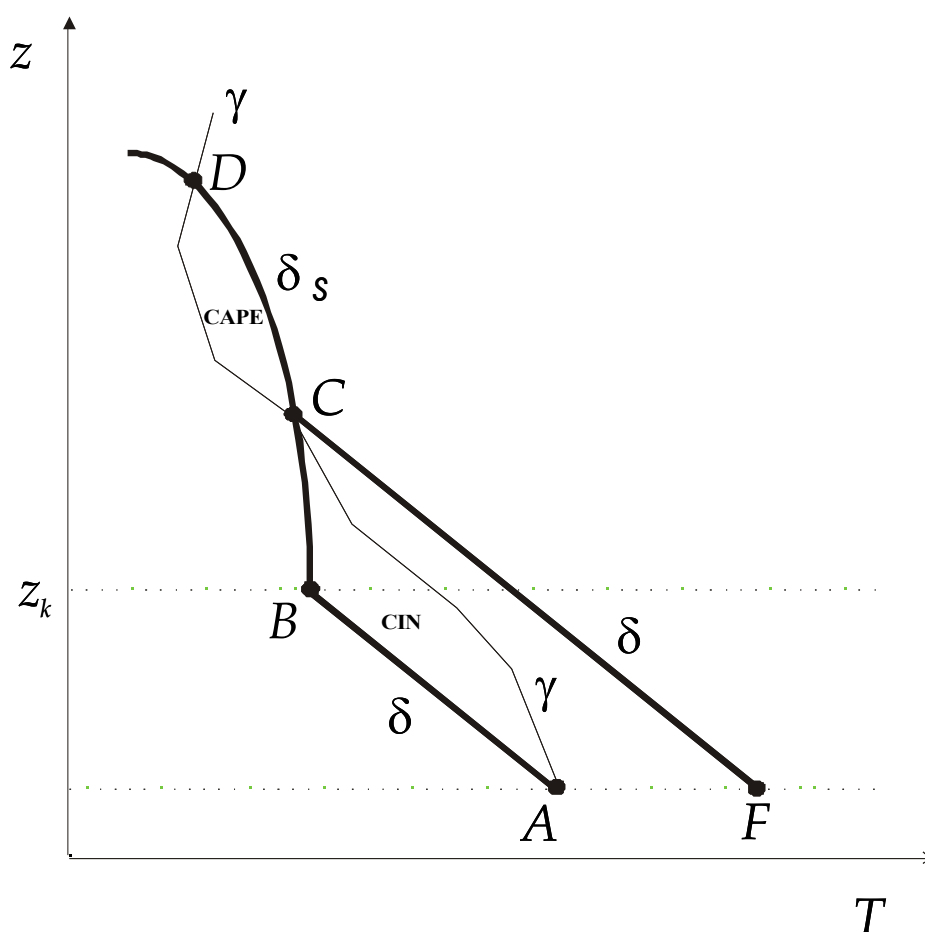
Zbog toga će se čest, koja je sada toplija (rjeđa) od okoliša, dalje akcelerirati prema gore zbog uzgona. Konvekcija se od točke  $C$  nastavlja slobodno, samo zbog labilnosti, a nije potrebna topografska prepreka koja bi čest prisilila na vertikalno gibanje uvis. Latentna nestabilnost prešla je u stvarnu (manifestnu) nestabilnost. Da bi se to dogodilo, potreban je:

1. dovoljno jak mehanički poticaj na dizanje, takav da se nadvlada stabilnost u donjem sloju, odnosno energiju inhibicije konvekcije  $CIN$  (*convective inhibition*, vidi sliku 4). Drugim riječima, prisilno dizanje mora postojati i nakon postizanja zasićenja u točki  $B$ .
2. Količina vodene pare u česti mora biti dovoljno velika tako da čest može relativno brzo postati zasićena.

Kako se čest nakon točke  $C$  nastavlja zbog slobodne konvekcije dalje vertikalno gibati u vis, količina vodene pare u česti se smanjuje, jer se para kondenzira. Na nivou  $D$  u česti više nema vodene pare, jer se sva kondenzirala, temperatura česti postaje jednaka temperaturi okoliša, a slobodna konvekcija prestaje.

U takvim situacijama, ako je poticaj dovoljno jak da dovede čest do nivoa kondenzacije, formiraju se oblaci, čija je donja baza na visini  $z_k$ , a ako je podizanje dovoljno da dovede čest do nivoa slobodne konvekcije, oblaci se vertikalno protežu sve do ravnotežnog nivoa (visine na kojoj se nalazi točka  $D$ ).

Napomena: ovdje je primijenjena metoda česti, koja predstavlja idealizaciju u odnosu na realnu atmosferu. Realna atmosfera donekle odsutpa od ove idealizirane situacije (npr. okolni zrak se jednim dijelom uvlači u čest, pa su vertikalna gibanja samo približno adijabatska, jer se manji dio energije ipak razmjenjuje s okolišem).



**Slika 4.** Ilustracija slobodne konvekcije.  $T$  je temperatura a  $z$  visina.  $\gamma$  opisuje krivulju stanja atmosfere (promjenu temperature visinom u atmosferi),  $\delta$  opisuje suhu adijabatu (promjenu temperature visinom u suhoj česti koja se vertikalno giba), a  $\delta_s$  mokru adijabatu (promjenu temperature visinom u zasićenoj česti koja se vertikalno giba).  $A$  je početni položaj česti,  $B$  je nivo kondenzacije (visina  $z_k$  na kojoj čest postaje zasićena),  $C$  je nivo slobodne konvekcije (u literaturi *level of free convection, LFC*), odnosno visina na kojoj čest postaje toplija od okoliša, te je stoga nestabilna u odnosu na okoliš. Točka  $D$  je nivo bez uzgona (ravnotežni nivo, u literaturi *LNB*), gdje se temperatura česti ponovo izjednačava s temperaturom okoliša. Iznad visine  $D$  čest je hladnija od okoliša (stabilna u odnosu na okoliš). Površina koja je omeđena krivuljama  $\delta_s$  i  $\gamma$  na dijelu između nivoa slobodne konvekcije  $C$  i nivoa bez uzgona  $D$  odgovara konvektivnoj raspoloživoj potencijalnoj energiji (*CAPE*). Površina koja je omeđena krivuljama  $\delta$  i  $\gamma$  na dijelu između početnog položaja česti  $A$  i nivoa slobodne konvekcije  $C$  odgovara energiji inhibicije konvekcije (*CIN*).

Parametar *CAPE* je direktna mjera nestabilnosti. To je količina energije zbog uzgona koja je česti stoji na raspolaganju za vertikalno akceleriranje. Na slici 4 *CAPE* je prikazana površinom omeđenom krivuljama između točaka  $C$  i  $D$ . Ovisi o toplini česti zraka u odnosu na okoliš. Stoga se može koristiti prilikom procjene područja u kojima se može očekivati oluja. Budući da *CAPE* direktno ovisi o jačini uzlaznih struja u oluji, a time i utječe na

veličinu elemenata tuče, to je za veću vrijednost CAPE veća vjerojatnost da će oluja biti snažna. Obično se smatra da je nestabilnost velika ako je CAPE iznad  $3000 \text{ J kg}^{-1}$ .

Konvektivna potencijalna raspoloživa energija CAPE može se izračunati iz (Hannesen i sur., 1998):

$$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{\vartheta_v - \bar{\vartheta}_v}{\bar{\vartheta}_v} dz \quad (\text{m}^2 \text{ s}^{-2}) \quad (6)$$

gdje je CAPE gornja granica potencijalne energije zbog uzgona, koja je na raspolaganju česti koja se diže od nivoa slobodne konvekcije LFC do nivoa bez uzgona LNB.  $\vartheta_v$  je virtualna potencijalna temperatura česti koja se diže, a  $\bar{\vartheta}_v$  virtualna temperatura okoliša. Virtualna potencijalna temperatura računa se iz jednadžbe (7):

$$\vartheta_v = T_v \left( \frac{p_0}{p} \right)^{R_m/c_{pm}} \quad (\text{K}) \quad (7),$$

gdje je  $T_v$  je virtualna temperatura vlažnog zraka,  $p$  je tlak (Pa),  $p_0$  je referentni tlak (obično  $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ ). Virtualna temperatura  $T_v$  (K) određuje se iz  $T_v = T (1 + 0.605 r)$ , gdje je  $r$  omjer miješanja.  $T_v$  je teorijska temperatura. To je temperatura koju bi imao suhi zrak pri tlaku  $p$ , tako da mu gustoća ( $\rho_d$ ) bude jednaka gustoći vlažnog zraka ( $\rho_m$ ),  $\rho_d = \rho_m$ , čija je temperatura  $T$ , tlak  $p$ , a omjer miješanja  $r$ . Drugim riječima za suhi zrak vrijedi tada jednadžba stanja  $p = \rho_d R_d T_v$ , a za vlažan  $p = \rho_m R_m T$ . Specifična plinska konstanta vlažnog zraka ( $R_m$ ) i specifična toplina vlažnog zraka pri konstantnom tlaku ( $c_{pm}$ ) ovise o količini vodene pare u zraku, odnosno o njenom omjeru miješanja  $r$ :

$$R_m \approx R_d (1 + 0.605 r) \quad (8)$$

$$c_{pm} \approx c_{pd} (1 + 0.8 r) \quad (9)$$

$R_d$  je univerzalna plinska konstanta za suhi zrak ( $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ),  $c_{pd}$  je specifična toplina suhog zraka pri konstantnom tlaku ( $c_{pd} = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

Velike vrijednosti CAPE ima topao i vlažan zrak. Velika vlažnost implicira veliku količinu energije koja se oslobađa tijekom kondenzacije. Advekcijom hladnog zraka u visini povećava se vertikalni temperaturni gradijent  $\gamma$ , a time se povećava i vrijednost CAPE.

### 1.3. SPIRALNOST ( $H$ – *Helicity*, $SRH$ *storm-relative helicity*)

Spiralnost  $H$  je jedno od važnih svojstava trodimenzionalnog polja vjetra. Spiralnost je komponenta vektora vjetra u smjeru rotacije (Bluestein, 1992):

$$H = (\nabla \times \vec{v}) \cdot \vec{v} \quad (\text{m s}^{-2}) \quad (10)$$

Brooks i sur., (1994) i Hannesen i sur. (1998) koriste spiralnost u odnosu na oluju (*storm-relative helicity*, oznaka  $H(\vec{c})$  ili  $SRH$ ):

$$H(\vec{c}) = SRH = - \int_0^h \vec{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (\text{m}^2 \text{s}^{-2}) \quad (11)$$

gdje je  $\vec{V} - \vec{c}$  relativna brzina vjetra u odnosu na oluju,  $\vec{c}$  je vektor gibanja oluje,  $\vec{V}(z)$  je vektor vjetra okoliša, a  $\vec{k}$  je jedinični vektor u smjeru vertikalne osi, a  $h$  je debljina promatranog sloja. Pozitivni  $SRH$  odgovara ciklonalnoj rotaciji. U istraživanju tornada spiralnost se najčešće određuje u sloju zraka od tla do  $\approx 3$  km. (Za taj sloj se dobivaju najveće vrijednosti  $SRH$ ). U novije vrijeme u nekim studijama koristi se i spiralnost u prvom kilometru atmosfere.  $SRH$  je usko povezan s kriterijem da superćelija (vidi kasnije poglavlje) može nastati ako hodograf<sup>3</sup> pokazuje zakretanje vjetra visinom u smjeru kazaljke na satu, a da se pri tom vektor gibanja oluje  $\vec{c}$  nalazi udesno od hodografa.

Neki autori (Davies, 1993; Hannesen i sur., 1998) kod istraživanja tornada koriste i indeks koji povezuje energiju i spiralnost (*energy-helicity index*,  $EHI$ ):

$$EHI = \frac{CAPE \times SRH}{EHI_0} \quad (\text{m}^2 \text{s}^{-2}) \quad (12)$$

koji ukazuje na vjerojatnost za jak ( $EHI > 1$ ) ili razoran ( $EHI > 2.5$ ) tornado, gdje je  $EHI_0$  empirička referentna vrijednost (npr. za središnji dio SAD-a pretpostavlja se  $EHI_0 = 1.6 \cdot 10^5 \text{ J}^2 \text{ kg}^{-2}$ ).

Davies (1993) predlaže ovakvu procjenu za opasnost od tornada induciranog superćelijom u ovisnosti o vrijednosti spiralnosti  $EHI$ :

$EHI$	
< 2.0	nije vjerojatan tornado induciran mezociklonom
2.0 – 2.4	tornado induciran mezociklonom je vjerojatan, ali nije vjerojatno da bude jak ili dugotrajan
2.5 – 2.9	vjerojatnost pojave tornada induciranog mezociklonom
3.0 – 3.9	moguć jak tornado (F3)
$\geq 4.0$	moguć razoran tornado

<sup>3</sup> Grafikon koji u polarnim koordinatama prikazuje promjenu vektora vjetra visinom tako da se linijom spoje vrhovi vektora na uzastopnim visinama.



## 1.4 BULK-RICHARDSONOV BROJ $Ri_b$

Bulk-Richardsonov broj  $Ri_b$  procijenjuje u kojoj mjeri konvekcijom dominira dinamika, odnosno termodinamika (Hannesen i sur., 1998):

$$Ri_b = 2 \frac{CAPE}{(\mathbf{v}_l - \mathbf{v}_m)^2} \quad (14)$$

gdje su  $\mathbf{v}_l$  i  $\mathbf{v}_m$  vektori vjetra u donjoj (indeks l) i srednjoj (indeks m) troposferi<sup>4</sup>.

## 1.5 ROSSBYJEV BROJ $Ro$

Rossbyjev broj je definiran kao omjer magnitude horizontalne akceleracije i horizontalne komponentne akceleracije zbog Coriolisove sile<sup>5</sup>:

$$Ro = U / L f_0 \quad (15)$$

gdje je  $U$  skala horizontalne brzine,  $L$  je skala horizontalna skala, a  $f_0$  skala Coriolisovog parametra ( $f_0 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ). Što je  $Ro$  manji to je strujanje bliže geostrofičkom.

## 1.6 INDEKS PODIZANJA $LI$ (Lifted Index)

Indeks  $LI$  je mjera (ne)stabilnosti zraka. Samim indeksom se ne može točno predvidjeti intenzitet svake oluje, ali je  $LI$  dobra mjera mogućnosti atmosfere da producira jaku oluju.  $LI$  je definiran kao razlika između stvarne temperature na visini na kojoj je tlak 500 hPa ( $T_{500}$ ) i temperature ( $T_{\text{čest}500}$ ), koju bi čest imala kada bi s početnog tlaka  $p$  (hPa) i početne temperature  $T$  došla na tlak od 500 hPa.

$$LI = T_{500} - T_{\text{čest}500} \quad (\text{K}),$$

gdje je temperatura česti, nakon što je dovedena na tlak od 500 hPa (budući da je proces gibanja česti duž vertikale adijabatski):

<sup>4</sup> Troposfera je nadonji, i za meteorološke procese najvažniji dio atmosfere. Proteže se do približno 9 – 18 km nad tlom (nad polovima je tanja, a nad ekvatorom deblja). Srednja troposfera nalazi se u prosjeku na oko 5.5 km nad tlom, a tlak u srednjoj troposferi je oko 500 hPa.

<sup>5</sup> Coriolisova sila je pseudosila, koju zbog rotacije Zemlje moramo uvažiti u jednadžbi gibanja da bi vrijedili Newtonovi zakoni gibanja. Newtonovi zakoni vrijede za inercijalni sustav, a sustav Zemlja-atmosfera nije inercijalan, jer se zbog rotacije Zemlje i atmosfere akcelerira. Akceleracija zbog Coriolisove sile je jednaka  $-\vec{f}\vec{k} \times \vec{v}$ , gdje je  $f$  Coriolisov parametar ( $f = 2 \Omega \sin \varphi$ ,  $\Omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  je kutna brzina rotacije Zemlje, a  $\varphi$  je geografska širina), a  $\vec{v}$  je vektor brzine vjetra.

$$T_{\text{čest500}} = T \left( \frac{500}{p} \right)^{R_m/c_{pm}} .$$

$R_m$  i  $c_{pm}$  su zadani jednadžbama (8) i (9). Ne postoji definirani prag vrijednosti  $LI$  koji bi ukazivao na jačinu oluje. Međutim, pozitivne vrijednosti odražavaju stabilne uvjete, a negativne nestabilne (čest je toplija od okoliša). U vrlo nestabilnim uvjetima  $LI$  je manji ili jednak  $-6$  K.

### 1.7 PARAMETAR GENERIRANJA VRTLOŽNOSTI ( $VGP$ , *vorticity generation parameter*)

Formalna definicija parametra generiranja vrtložnosti<sup>6</sup>  $VGP$  je (Garner i Thalken, 2002):

$$VGP = \sqrt{CAPE} \sqrt{\text{srednje smicanje u sloju od } 0 - 3 \text{ km}},$$

gdje korijen iz  $CAPE$  predstavlja vertikalnu akceleraciju ispod uzlaznih struja oluje, koja naginje horizontalnu vrtložnost u sloju 0-3 km prema vertikali. Na temelju klimatoloških podataka vidi se da se superćelijski tornadi rijetko događaju za  $VGP < 0.3$ , vjerojatniji su kad se  $VGP$  približava vrijednosti 0.6, a vrlo vjerojatni za  $VGP > 0.6$ .

Omjer  $LFC/VGP$  prikazuje vertikalno rastezanje i intenzifikaciju rotirajućeg stupca zraka u blizini atmosferskog graničnog sloja<sup>7</sup>, gdje je  $LFC$  nivo slobodne konvekcije (vidi sliku 4). Niske vrijednosti  $LFC$  teorijski trebaju rezultirati jačim vertikalnim akceleracijama i rastezanjem stupca zraka u visinama bližim graničnom sloju. Takva situacija je potencijalno pogodnija za nastanak mezociklona pri tlu. Veće vrijednosti  $LFC$  katkad mogu rezultirati mezociklonom u srednjoj troposferi, ali ne i tornadom, jer tada inhibicija konvekcije veća.

### 1.8 SUPERĆELIJA (SUPERCELL)

Superćelija je oluja koja je karakterizirana perzistentnim, mezoskalnim rotirajućim uzlaznim strujama, koje nazivamo mezociklona (Schneider, 1996). Proteže se visoko u odnosu na gornju bazu cumulonimbusa (koja je obično na visini od 8 do 15 km). Superćelija živi i do 6 sati i može producirati sve tipove ekstremnog vremena popraćenog štetama, od

<sup>6</sup> Vrtložnost je mikromjera rotacije u fluidu. Apsolutna vrtložnost  $\vec{\omega}_a$  je jednaka sumi relativne vrtložnosti  $\vec{\omega} = \nabla \times \vec{v}$  i vrtložnosti zbog rotacije Zemlje  $2\vec{\Omega}$ :  $\vec{\omega}_a = \nabla \times \vec{v}_a = \nabla \times (\vec{v} + \vec{\Omega} \times \vec{R}) = \nabla \times \vec{v} + \nabla \times (\vec{\Omega} \times \vec{R}) = \vec{\omega} + 2\vec{\Omega}$ , gdje je  $\vec{v}$  brzina u odnosu na Zemlju koja rotira, a  $\vec{v}_a$  je brzina u apsolutnom (inercijalnom) sustavu. Vertikalna komponenta relativne vrtložnosti je  $\xi = \vec{k} \cdot (\nabla \times \vec{v}) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ .

<sup>7</sup> Atmosferski granični sloj, donji sloj atmosfere koji je pod direktnim utjecajem podloge. Za razliku od ostalog dijela troposfere, izrazito je turbulentan, i pod velikim je utjecajem trenja. Debljina atmosferskog graničnog sloja ovisi o meteorološkim uvjetima, a reda veličine je  $\sim 1$  km.

velike tuče koja nanosi štetu, čestih munja koje dopiru do tla, naglih poplava, razornih vjetrova, pa do tornada. Većina jakih i razornih tornada nastaje u superćelijama. Područja uzlaznih i silaznih struja u superćeliji horizontalno su odijeljena, stoga takva oluja traje dulje od obične oluje. Superćelije nastaju u područjima u kojima su vertikalno smicanje vjetra i nestabilnost veliki.

Jedno od najvažnijih svojstava postojanja superćelije je perzistentna pozitivna ili negativna korelacija između vertikalne brzine i vertikalne komponente relativne vrtložnosti. Drugim riječima, za najkarakterističnije strujanje zraka u superćeliji je duboka i perzistentna ciklona (mezociklona).

Vjerojatnost da nastupi superćelijska oluja može se procijeniti pomoću više parametara (Hannesen i sur., 1998): konvektivne raspoložive potencijalne energije *CAPE*, bulk-Richardsonovog broja *Ri<sub>b</sub>*, spiralnosti u odnosu na oluju *SRH*, indeksa energija-spiralnost *EHI*.

## **2. DEFINICIJA I OPIS TORNADA**

Riječ tornado španjolskog je porijekla, a potječe od riječi rotirati. Tornado je vertikalni stupac zraka koji brzo rotira, a proteže se od oblaka cumulonimbusa (Cb) do tla (Schneider, 1996). Tornado se češće događa nad vodenom podlogom nego nad tlom, i tada ga nazivamo morska pijavica (*waterspout*). Katkad, brzina vjetra pri tlu u tornadu može dostići i do 135 m s<sup>-1</sup>, iako su najčešće brzine manje. Rotacija u tornadu je najčešće ciklonalna (drugim riječima, na sjevernoj hemisferi suprotna od smjera kazaljke na satu). Vrlo rijetko javlja se anticiklonalna rotacija.

Intenzitet tornada često se izražava pomoću tzv. 'Fujita skale', koja se temelji na pretrpljenoj šteti. Fujita skala kreće se u rasponu od F0 do F5. F0 odgovara brzinama vjetra u rasponu od 18 do 32 m s<sup>-1</sup>, pri čemu se javljaju male štete. F5 odgovara brzinama vjetra od 117 do 142 m s<sup>-1</sup>, pri čemu su s temelja otpuhane i čvršće montažne kuće. Intenzitet pojedinog tornada nije u nikakvoj vezi s njegovim dimenzijama. Život tornada traje od nekoliko sekundi do više od jednog sata, ali većina toranda traje manje od 10 minuta.

Tornado se javlja na cijeloj Zemlji, nad svim tipovima terena i u svako doba dana. Ipak, najčešći je u središnjem dijelu Sjedinjenih Američkih država, u kasno popodne tijekom proljeća (Schneider, 1996). Prema Hannesenu i sur. (1998) pojava tornada u gornjem dijelu doline Rhine je najvjerojatnija u ljeti kad vlažan i topao zrak sa Mediterana ili centralne Španjolske dolazi prelazeći preko južne Francuske i Švicarskih Alpa. Ako su sinoptički uvjeti povoljni da zrak stagnira nad dolinom Rhine više dana, vlažnost zraka raste zbog evapotranspiracije i ograničenog vertikalnog miješanja zraka u sloju ograničenom niskom inverzijom, koja se obično nalazi na oko 1.5 km. Istovremeno, temperatura raste zbog jake sunčeve radijacije. Kao posljedica zagrijavanja povećava se i potencijalna ekvivalentna temperatura  $\theta_e$ . Podizanje zraka na hladnoj fronti, koja se približava sa W-NW ili advekcija pozitivne vrtložnosti pri prolasku visinske doline može ukloniti inverzioni sloj, koji se nalazi iznad površinskog sloja zraka s visokom  $\theta_e$ . Na taj način se inducira vrlo snažna konvekcija

vlažnog zraka. Drugi uvjet da nastupi snažna konvekcija koja će uzrokovati tornadogenezu je pojava jakih vjetrova u srednjoj ili višoj troposferi (na visinama oko 5 km ili više), koji visinom zakreću u smjeru kazaljke na satu. Drugim riječima, pri tlu su vjetrovi južni, a u visini je zapadna mlazna struja (to znači da se radi o toploj advekciji).

Tornado je uočljiv po tome što pri tlu u njemu rotiraju ostaci pojedinih predmeta podignutih s tla, dok se u visini vidi ljevkaasto područje u kojem dolazi do kondenzacije. Katkad se ljevkaasti oblak ne vidi, ili je tornado zakriven oborinom. Kod tornada se često najprije uočava rotirajući stupac predmeta podignutih s tla, a kondenzacijski lijevak se formira nešto kasnije, te izgleda kao da se proteže iz visine prema tlu. Tijekom zamiranja tornada kondenzacijski lijevak postaje uzak, deformira se i produžuje poput užeta, te naginje toliko da postaje gotovo horizontalan.

Vrtlog tornada nije objekt već ga je bolje shvatiti kao kinematički definiran proces u kojem u različitim trenucima sudjeluju različite česti zraka (Doswell i Burges, 1993). Gledajući s isključivo dinamičkog stanovišta, tornado nastaje zbog amplifikacije postojeće vrtložnosti ili zbog lokalnog nastanka vrtložnosti.

Većina tornada ima samo jedan vertikalni stupac rotirajućeg zraka, ali neki (tzv. *multivortex* tornado) imaju dva ili više manjih vrtloga koji rotiraju oko zajedničkog središta osnovnog tornada (Schneider, 1996, Wurman, 2002). Ti manji satelitski vrtlozi nazivaju se usisni vrtlozi (*suction vortices*). Tornado s višestrukim vrtlozima često ostavlja tragove štete cikloidnih oblika.

Postoji više vrsta tornada. Najveći i najrazorniji nastaju u dugotrajnim (duljim od 1 h) rotirajućim olujama koje se nazivaju superćelije (*supercells*). Tornadi u superćelijama često više puta prolaze kroz životni ciklus od 20 do 30 minuta, ponovno se pojavljujući duž putanje oluje 'roditelja'. Tornadi se u superćelijama obično formiraju ispod ciklonalno rotirajućeg oblačnog zida (*wall cloud*). Oblačni zid je snižena baza oblaka u kojoj nema oborine, a u njoj se u osnovnu uzlaznu struju oluje usisava relativno vlažan, i zbog isparavanja, ohlađen zrak. Oblačni zid se često nalazi na stražnjoj strani oluje koja se giba. Primijećeno je da se tornadi koji rotiraju anticiklonalno nalaze duž fronte maha (*gust front*) oluje. Fronta maha (udara) je granica između silaznih struja zraka ohlađenog zbog evaporacije i uzlaznih struja vlažnog i toplog zraka u oluji. Tornadi koji rotiraju ciklonalno mogu se istovremeno pojaviti ispod jednog oblačnog zida.

Tornadi se mogu pojaviti i u običnim olujama koje nisu superćelijske (*nonsupercell*). Oni koji se javljaju duž fronte maha obično nisu povezani s kondenzacijskim lijevkom (rotirajućom bazom oblaka) i katkad se nazivaju '*gustnadoes*'. Traju kratko i obično ne stvaraju veliku štetu.

Oluje koje nisu superćelijske mogu proizvesti tornade tijekom razvojne faze konvektivne ćelije. Takvi tornadi vezani su uz relativno slabe oluje i ne traju dulje od 30 do 40 minuta.

U rijetkim slučajevima tornadi se javljaju i u frontalnim područjima oborine. Kratkotrajni tornadi i ljevkaasti oblaci viđeni su također i u olujama koje nisu superćelijske u blizini relativno hladnih visinskih dolina niskog tlaka. Takvi vrtlozi često se nazivaju lijevci hladnog zraka (*cold-air funnels*).

Nadalje, tornadi se često događaju u prednjem desnom kvadrantu uragana tijekom dolaska uragana nad kopno. Oluja 'roditelj' tada katkad posjeduje karakteristike superćelije.

### **3. EKSPERIMENTALNI PODACI**

Dosadašnja saznanja o tornadu temelje na: 1) mjerenjima u realnoj atmosferi; 2) laboratorijskim eksperimentima; i 3) numeričkim modelima.

Budući da je tornado prostorno mala i kratkotrajna pojava, mjerenja u realnoj atmosferi nisu jednostavna ni jeftina. Posljednjih 30-ak godina prikupljeno je ponešto podataka pomoću meteoroloških instrumenata. Podaci za realnu atmosferu velikim dijelom su dobiveni Doppler radarom visoke rezolucije i ekstenzivnim vizualnim opažanjima (Dowell i Burgess, 1993).

Na osnovi laboratorijskih eksperimenata izrađuju se laboratorijski modeli tornada. Pri tom se koriste rotirajući spremnici (*rotating tank*) i vrtložne komore (*vortex chambers*). U vrtložnim komorama zrak je prisiljen na rotaciju, a vidljivost vrtloga se postiže ubrizgavanjem suhog leda ili dima. Također se kompjuterski (numerički) detaljno trodimenzionalnim (3-D) modelima simuliraju vrtlozi nalik na tornado.

Numerički modeli vrtloga koji su nalik na tornado, temelje se na numeričkom rješavanju Newtonovog drugog zakona gibanja primijenjenog na fluid. Laboratorijski i numeričkim modelima mogu se reproducirati neka od svojstava koja se uočavaju i u realnom tornadu.

Na temelju podataka dobivenih i za realne i za simulirane torande, ustanovljeno je da vrtlog tornada rotira poput krutog tijela (Schneider, 1996; Wurman, 2002). Drugim riječima, unutar tornada azimutna brzina proporcionalna je udaljenosti od središta tornada. Izvan tornada azimutna brzina vrlo brzo opada. Pri tlu zrak brzo konvergira u tornado. Pod nekim uvjetima zrak se u središtu tornada može spuštati, a u području daljem od centra tornada uzdizati.

Idući od ruba prema središtu tornada, tlak jako opada. Međutim, štete koje uzrokuje torando, ne nastaju zbog nagle promjene tlaka, već zbog velike napetosti vjetra, koja je proporcionalna kvadratu brzine. Budući da su dimenzije tornada male, a brzine vjetra u tornadu vrlo velike, centrifugalna sila (koja je usmjerena radijalno prema van od središta tornada) puno je veća od sile gradijenta tlaka (koja je usmjerena radijalno prema središtu tornada). Zbog toga predmeti koje tornado podigne u zrak često bivaju izbačeni izvan samog tornada.

Vertikalne brzine u tornadu mogu ići i do  $80 \text{ m s}^{-1}$ , a o temperaturi unutar tornada malo se zna, kao i o maksimalnim mogućim brzinama vjetra. Također, ne zna se ni točan izvor rotacije u tornadu. Premda u većini tornada zrak rotira ciklonalno, izvor te rotacije nije u Zemljinoj rotaciji. Neki od mogućih izvora rotacije u tornadu su: vrtložnost oko horizontalne osi inducirana duž ruba plohe ohlađene zbog evaporacije (npr. duž fronte maha); vrtložnost oko horizontalne osi zbog vertikalnog smicanja vjetra; vrtložnost oko vertikalne osi zbog horizontalnog smicanja vjetra (tj. lateralne promjene vjetra). Vrtložnost oko horizontalne osi

može se nagnuti u smjeru vertikale (transformirati u vrtložnost oko vertikalne osi), ako postoje uska područja uzdizanja zraka, ili ako se zrak spušta u blizini zraka koji se uzdiže. Konvergencija zraka djeluje tako da povećava vertikalnu vrtložnost okoliša.

Vertikalno smicanje vjetra<sup>8</sup> u slučajevima vezanim uz tornado je veliko. U studijama tornada se najčešće promatra smicanje u slojevima od 0 – 6 km, 0 – 3 km i 0 – 1 km nad tlom. Smicanje u sloju 0 – 6 km kreće se oko  $\approx 20 \text{ m s}^{-1}/6 \text{ km}$ , a može biti i veće (Thompson i Edwards, 2000; de Coning i sur., 2002; Rogash i Racy, 2002). U sloju 0 – 3 km smicanje je još jače, a u sloju 0 – 1 km (tzv. *low-level shear*) najjače uzevši u obzir sva tri sloja.

Tipične skale za zreli tornado prikazane su u tablici 1, a vrijednosti nekih parametara vezanih uz pojavu tornada prikazane su u tablici 2.

**Tab. 1.** Tipične skale u zreлом tornadu.

skala horizontalne brzine:	$U, V \sim 100 \text{ m s}^{-1}$
skala vertikalne brzine:	$W \sim 10 \text{ m s}^{-1}$
horizontalna skala:	$L \sim 100 \text{ m}$
vertikalna skala:	$H \sim 10 \text{ km}$
skala horizontalnog gradijenta tlaka:	$\Delta p \sim 10 \text{ hPa}$

Na temelju tablice 1. vidi se da je Rossbyjev broj (vidi jednadžbu 15) vrlo velik:  $Ro \sim 10^4$ . To znači da je Coriolisova sila u zreлом tornadu zanemariva u odnosu na centrifugalnu silu i silu gradijenta tlaka. Zanemarivost Coriolisove sile posljedica je male horizontalne skale gibanja u tornadu.

**Tab. 2.** Vrijednosti nekih parametara pri pojavi tornada.

referenca	$Ri_b$	$CAPE$ ( $\text{J kg}^{-1}$ )	$SRH$ ( $\text{J kg}^{-1}$ ) (za sloj 0 – 3 km)	$EHI$	$CIN$ ( $\text{J kg}^{-1}$ )	$LFC$ (m)	$LNB$ (m)	$LI$ (K)
de Coning i sur. (2002)	7- 16	564-1914	od -423 do -354	-3.8 do- 1				od -6.2 do -2.2
Garner i Thalken (2002)		966-6142	44-316	0.9-8.4		1055- 3679		
Hannesen i sur. (1998)	25	70 - 440	-4 - 105	-0.002 – 0.3		1200	7200	

<sup>8</sup> Promjena vjetra visinom, najčešće se misli na promjenu horizontalnog vjetra visinom.

Rogash i Racy (2002)	3200	280		
Thompson i Edwards (2000)	2200 - 5000	80 - 400	< 10 - 100	2000

Studija Hannesena i sur. (1998) naglašava važnost vjetra u odnosu na oluju i spiralnosti za daljni razvoj tornadne superćelije, dok su istovremeno vrijednosti *CAPE*, a time i njihova relevantnost u tom istraživanju, relativno male.

Istraživanje Rogasha i Racyja (2002) između ostalog ukazuje na važnost vertikalnog smicanja vjetra za razvoj tornadne superćelije.

Garner i Thalken (2002) smatraju ove vrijednosti parametara pogodnim za pojavu tornada:  $EHI = 1.0$ ,  $LFC = 2500$  m,  $VGP = 0.3$ ,  $|\vec{V} - \vec{c}| = 10$  m s<sup>-1</sup>. Vrlo pogodne vrijednosti su:  $EHI = 2.0$ ,  $LFC = 1800$  m,  $VGP = 0.6$ ,  $|\vec{V} - \vec{c}| = 20$  m s<sup>-1</sup>, a ekstremno pogodne za nastanak tornada:  $EHI = 4.0$ ,  $LFC = 1200$  m,  $VGP = 1.0$ ,  $|\vec{V} - \vec{c}| = 25$  m s<sup>-1</sup>.

#### **4. PROGNOZIRANJE TORNADA**

Poznati su meteorološki uvjeti na velikoj skali koji prethode pojavi tornada (Schneider, 1996). Superćelije, koje proizvode tornada, nastaju u prisustvu velikog vertikalnog smicanja vjetra i brzog porasta brzine vjetra i/ili brze promjene smjera vjetra u prvih 6 km atmosfere. Vertikalno smicanje vjetra može biti veliko u blizini fronta i mlazne struje. Da bi nastala superćelija, potrebna je i umjerena do velika količina energije uzgona, a ona postoji kad temperatura naglo opada visinom. Zrak pri tlu mora biti vlažan, kako bi održavao oluju 'roditelja'. Da bi oluja započela, neophodno je sunčevo danje zagrijavanje, ili podizanje zraka duž granica, poput fronti, suhih linija (*dryline*) ili granica istjecanja (*outflow boundary*). Suha linija je granica između relativno vlažnog, maritimnog zraka i suhog, toplog, kontinentalnog zraka, kakva se tijekom proljeća može naći u ravninama središnjeg dijela SAD. Granica istjecanja je područje u oluji u kojem se zrak ohlađen zbog isparavanja dodiruje s toplim vlažnim zrakom.

Tornade se u superćelijskim olujama katkad može očekivati kada radarska slika (Doppler radar) oluje ima oblik udice ili zareza. 'Udica' je obično povezana s mezociklonom i ciklonalnim zakretanjem oborinskih elemenata oko cirkulacije. Tornadi se često događaju tek nakon što se detektira mezociklona, pa se upozorenje može izdati i do 20 – 30 minuta prije samog tornada. Tornadi u nesuperćelijskim olujama mogu se detektirati radarom samo u slučaju ako su vrlo blizu samog radara.

**REFERENCE**

- Bluestein, H. B., 1992: *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Principles of kinematics and dynamics*. Volume I. New York, Oxford University Press, 431 str.
- Brooks, H. E., Doswell, C. A., Cooper, J., 1994: On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. *Wea. Forecasting*, **9**, 606-618.
- Davies, J. M., 1993: Hourly helicity, instability, and EHI forecasting supercell tornadoes. *Preprints – 17th Conference on Severe Local Storms*. St. Louis, Missouri, Amer. Meteorol. Soc-. 588-592.
- de Coning, E., Adam, B. F., Goliger, A. M., van Wyk, T., 2002: An F3 tornado in Heidelberg, South Africa on 21 October 1999. *National Weather Association Electronic Journal of Operational Meteorology*. <http://www.nwas.org/ej/heidelberg/>.
- Doswell, C. A. III, Burgess, D. W., 1993: Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. *The tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards*. (urednici: C. Church, D. Burgess, C. Doswell, R. Davies-Jones), Geophysical Monograph **79**, Amer. Geophys. Union, 161-172.
- Garner, J. M., Thalken, B. W., 2002: Evaluation of an experimental tornado index. [http://www.garnerchase.net/tornado\\_index.html](http://www.garnerchase.net/tornado_index.html).
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-ocean dynamics*. London, Academic Press, inc., 662 str.
- Hannesen, R., Dotzek, N., Gysi, H., Beheng, K. D., 1998: Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. *Meteorol. Z., N. F.* **7**, 163-170.
- Rogash, J. A., Racy, J., 2002: Some meteorological characteristics of significant tornado events occurring in proximity to flash flooding. *Wea. Forecasting*, **17**, 155-159.
- Schneider, S. H., 1996: *Encyclopedia of climate and weather*. New York, Oxford University Press, 929 str.
- Thompson, R. L., Edwards, R., 2000: An overview of environmental conditions and forecast implications of the 3 May 1999 tornado outbreak. *Wea. Forecasting*, **15**, 682-699.
- Wurman J., 2002: The multiple-vortex structure of a tornado. *Wea. Forecasting*, **17**, 473-505.