

Estudi dels paràmetres derivats dels sondatges associats a tempestes tornàdiques

Autor: ORIOL RODRÍGUEZ BALLESTER

Supervisor: JOAN BECH, joan.bech@ub.edu

Facultat de Física, Universitat de Barcelona, Diagonal 645, 08028 Barcelona, Spain*.

Abstract: L'objectiu d'aquest estudi és comprovar si els paràmetres derivats dels sondatges associats a tempestes tornàdiques prenen valors prou diferents respecte a la resta de tipus de sondatges per poder-los discernir. D'aquesta manera, pretenem determinar quins d'aquests índexs són els més adients per a poder pronosticar els tornados. A més, aprofitem per analitzar les diferències que s'observen en els paràmetres entre els dies de mànega i els dies de tornado, així com entre els tornados de categoria EF0 i de categories superiors. Finalment, comparem els resultats obtinguts amb els d'altres estudis.

I. INTRODUCCIÓ

Catalunya és la zona de la Península Ibèrica on més tornados s'han registrat al llarg de les últimes dècades (Gayà 2011, i Riesco Martín et al 2015). Cada any se'n donen entre 3 i 4 de mitjana, essent més habituals a les zones planes properes al litoral i al prelitoral. Per bé que generalment són fenòmens febles, s'han arribat a detectar fins a 5 tornados moderats, de categoria EF2, des de l'any 2001. Aquests han estat els casos de Lladurs (2002), Manresa (2003), l'Aeroport del Prat de Llobregat (2005), Castellcir (2006) i Miralcamp (2008).

Les mànegues encara apareixen d'una manera més regular arreu de la costa catalana (Gayà et al 2011), sobretot en el tram comprès entre els rius Francolí i Tordera. De mitjana, cada any se n'observen de 5 a 6.

Actualment Catalunya no disposa d'un sistema d'avisos de tornado com sí que ho tenen altres països. El motiu és que són fenòmens puntuals, de curta durada i que tenen una força destructiva limitada, si ho comparem amb els que es registren als EEUU. Però això no ens ha de treure l'objectiu de conèixer millor aquests fenòmens meteorològics i de poder-los arribar a pronosticar.

S'han fet diversos estudis sobre la distribució espacial i temporal de les mànegues i dels tornados a Catalunya, així com algunes anàlisis molt detallades d'episodis concrets (Ramis et al 1997, Bech et al 2007, Mateo et al 2009, Aran et al 2009, Bech et al 2011, Pineda et al 2011, i Bech et al 2015). El que no s'havia realitzat mai és un estudi acurat dels paràmetres derivats dels sondatges associats a tempestes tornàdiques, de manera que es pogués comprendre millor quines condicions hi ha d'haver per tal que es puguin formar tornados a aquesta zona de la Mediterrània Occidental. Aquest és l'objectiu principal d'aquest treball.

Basant-nos en els estudis que s'han fet al llarg dels últims anys a diverses àrees del planeta com els EEUU, el conjunt d'Europa, els Països Baixos, la Califòrnia nord i central o Espanya (Maddox 1976, Grünwald i Brooks 2011, Groenemeijer i van Delden 2007, Monteverdi et al 2003, i Riesco Martín et al 2015), i com a continuació i aprofundiment de Rodríguez Ballester (2014), hem buscat els sondatges dels dies en els que hi ha hagut mànegues i/o tornados a Catalunya per poder veure si els diversos índexs segueixen algun patró o bé si solen tenir uns valors similars. A més, serà la manera de comprovar si calen les mateixes condicions per a la formació de mànegues i de tornados, a la vegada que podrem veure si hi ha diferències en els paràmetres entre els sondatges associats a tornados febles

(EF0) i els lleugerament moderats (>EF0). Per tant, hem agrupat els sondatges seguint els criteris següents:

- Dia de tornado (DT): dia en el que hi ha hagut, com a mínim, un tornado. Si una mànega es desplaça fins a tocar terra, aleshores es considera DT.
- Dia de mànega (DM): jornada en la qual hi ha hagut, com a mínim, una mànega.

Si ens trobem amb el cas que en un mateix dia hi ha hagut almenys una mànega i un tornado, es considera DM i DT a la vegada. Dins dels DT hem discernit els sondatges segons la força del tornado més potent de cadascun dels dies, de manera que hem obtingut les següents dues categories:

- Tornado feble (EF0): dia en el que hi ha hagut un o més tornados de categoria màxima EF0.
- Tornado lleugerament moderat (>EF0): dia en el que hi ha hagut un o més tornados de categoria màxima igual o superior a EF1.

Les tubes –en anglès, *funnel clouds*– (fenòmens tornàdics que no arriben a tocar la superfície marítima o la terrestre) no s'han tingut en compte en aquest estudi perquè no són realment tornados o mànegues.

A Campo Onandia (2013) i a Guillén Escribà (2014) s'ha analitzat la climatologia d'alguns dels paràmetres que hem utilitzat per Barcelona. En el primer cas s'ha estudiat el Total Totals Index (TT), el K-Index (KI) i la massa d'aigua precipitable (PW) a partir de tots els sondatges de Barcelona del període 2008-2012. En el segon, amb la mateixa sèrie de dades, s'ha analitzat el cisallament vertical del vent (WS) entre la superfície i els 6 km d'alçada, entre d'altres paràmetres. A partir d'aquestes dades comprovarem si els índexs esmentats presenten valors gaire diferents en els dies que hi ha hagut mànegues i/o tornados, en funció de l'època de l'any en la que s'han observat.

Per acabar, compararem els resultats obtinguts de l'anàlisi dels diversos paràmetres amb els d'altres treballs per veure si hi ha similituds.

II. DADES I METODOLOGIA

La base de dades de mànegues i de tornados l'hem anat elaborant al llarg dels últims anys fent un estudi molt detallat de l'hemeroteca i de la videoteca de diversos mitjans de comunicació, consultant les xarxes socials, llegint articles i estudis i parlant amb alguns experts en el camp de la meteorologia adversa.

El període estudiat correspon als últims 15 anys (2001-2014). A l'hora de cercar informació, com més enrere

* Electronic address: orodriba8@ub.edu

en el temps es va, més complicat és trobar dades fidedignes i notícies als mitjans de comunicació sobre episodis de caràcter tornàdic. No fa tan de temps la gent confonia fenòmens tan diferents com el front de ratxa d'una tempesta, un esclafit o un tornado. Descartar casos que en un principi es consideraven tornados quan realment no ho havien estat ha estat una tasca llarga.

La coneixença cada vegada major per part del conjunt de la societat sobre aquest tipus de fenòmens meteorològics i, per descomptat, l'avenç tecnològic que ha incorporat càmeres fotogràfiques als dispositius mòbils i l'accés a internet, han permès que avui en dia siguin pocs els casos en els que una mànega o un tornado pugui passar desapercbut, malgrat que aparegui en una àrea poc poblada. Així doncs, és comprensible detectar un augment clar dels DT i DM, així com del nombre de tornados i de mànegues anuals, al llarg d'aquest període (figura 1). Aquest augment és molt més significatiu pel que fa a les mànegues, ja que en ser fenòmens que difícilment arriben a causar danys, habitualment no són res més que una anècdota i, abans de l'auge de les càmeres fotogràfiques digitals, eren notícies que normalment no transcendien més enllà de la població des d'on s'havien observat. Per tant, una feina a fer, amb molta paciència i dedicació, és anar completant la base de dades amb les mànegues i els tornados ocorreguts abans de l'any 2001 per tal d'obtenir una climatologia encara més completa.

A la figura 1 també hi hem representat els dies de fenòmens tornàdics (DFT), és a dir, el nombre de jornades en les que s'ha detectat, com a mínim, un fenomen tornàdic (ja sigui una mànega, un tornado o diversos casos d'un o dels dos tipus de fenòmens).

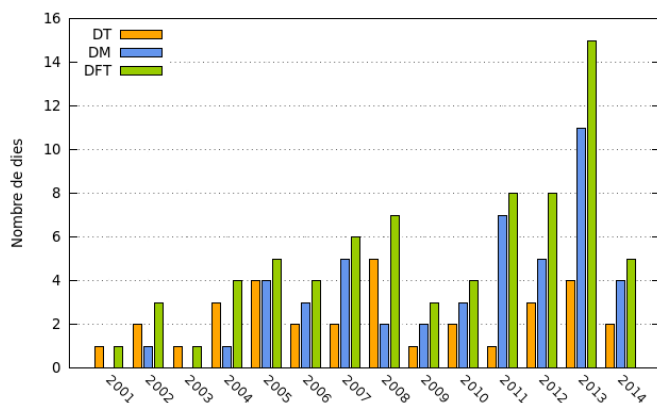


Figura 1: Nombre de dies de tornado (DT), de dies de mànega (DM) i de dies de fenòmens tornàdics (DFT) per any (2001-2014).

En total hem comptabilitzat 46 tornados repartits en 33 dies i 82 mànegues en 48 dies, és a dir, 128 fenòmens tornàdics en 74 jornades diferent. Això ens fa veure que hi ha hagut fins a 7 dies en els que han aparegut a la vegada mànegues i tornados.

A. Selecció dels sondatges

Tan les mànegues com els tornados són fenòmens molt localitzats a l'espai i al temps, amb escales característiques de l'ordre d'1 quilòmetre de recorregut i de 10 minuts de durada. Per caracteritzar la massa d'aire que acaba donant lloc al fenomen l'ideal seria poder obtenir un sondatge en els

moments previs a la formació del fenomen. Les poques estacions de sondatges que hi ha al nostre entorn (1 a Catalunya i 3 en l'entorn més proper) fa que sigui complicat poder obtenir un sondatge prou representatiu. És per això que per obtenir els sondatges dels DM i els DT hem seguit el mètode de proximitat-influència explicat a Rasmussen i Blanchard (1998). Consisteix en seleccionar, a partir de la xarxa d'estacions de sondatge més properes al territori sobre el qual es fa l'estudi, el sondatge que pot caracteritzar de la manera el més fidel possible la massa d'aire que ha acabat donant lloc a l'esdeveniment concret (sigui una mànega o un tornado). El mètode consta de tres passos:

(1) Es descarten totes aquelles estacions de sondatges que queden a una distància superior a 400 km del lloc on hi ha hagut l'esdeveniment.

(2) Amb la mitjana de les components del vent en els primers 500 m d'alçada dels sondatges que s'han llançat a menys de 400 km de distància d'on ha tingut lloc el fenomen, s'estima cap a on es mou la massa d'aire. Definim l'àrea d'influència com aquella que queda compresa per $\pm 75^\circ$ al voltant de la direcció del vector mitjà del vent (0-500 m). S'escull el radiosondatge que conté dins de la seva àrea d'influència el fenomen tornàdic.

(3) Si hi ha més d'un sondatge que dins de la seva zona d'influència hi conté l'esdeveniment a caracteritzar, es tria el sondatge que té una CAPE més alta.

Tots els sondatges que hem fet servir per estudiar els casos de tornados i mànegues (64) són d'algunes de les estacions següents: Barcelona (08190), Palma (08302), Saragossa (08160) i Múrcia (08430).

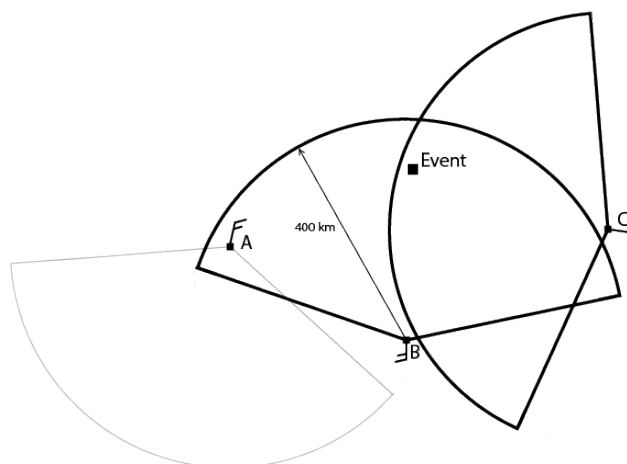


Figura 2: Esquema del mètode de selecció de sondatges. Rasmussen i Blanchard (1998).

La gran majoria de sondatges els hem tret de l'arxiu públic que es pot trobar a la pàgina web del Departament de Ciències Atmosfèriques de la Universitat de Wyoming (EEUU). En alguns casos ens hem trobat amb la situació que el sondatge que ens calia no es trobava disponible a l'arxiu. Ha estat llavors quan els hem demanat al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) o bé al meteoròleg Joan Arús de l'Agència Estatal de Meteorologia (AEMet).

Totes les dades les hem desades en arxius independents i els hem processat amb el programa RAOB, el qual permet representar les dades dels sondatges de manera gràfica i, a la

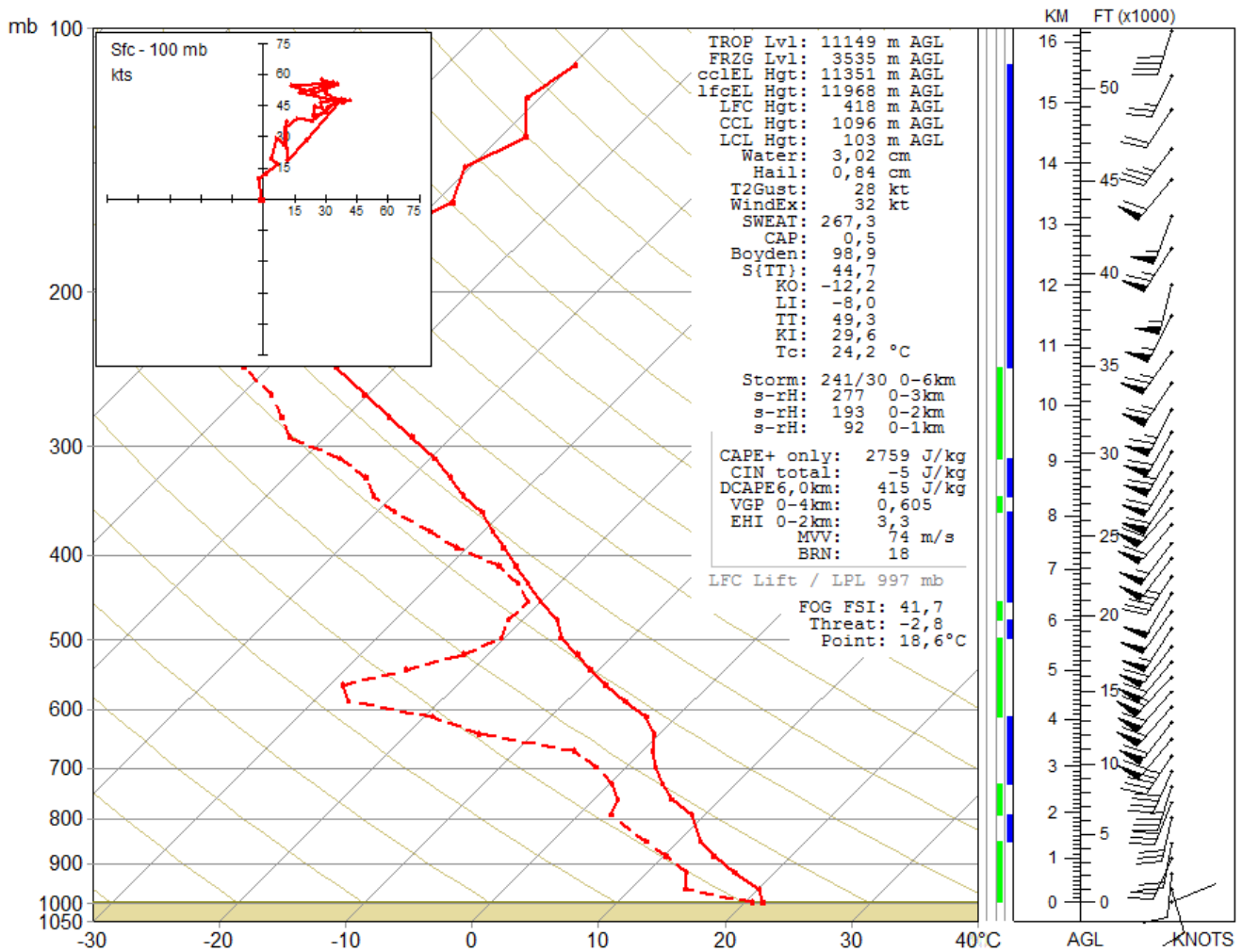


Figura 3: Sondatge de Barcelona de les 00 UTC del dia 20/10/2001, associat al *tornado outbreak* que va afectar les comarques d'Osona, la Garrotxa, l'Alt Empordà i el Vallès Oriental, a més de la Catalunya Nord.

vegada, calcular una gran quantitat de paràmetres i índexs, entre els quals hi ha els que hem estudiat (figura 3). Val a dir, però, que aquest software no permet calcular el cisallament vertical del vent, quelcom que volíem analitzar. Per aquest motiu hem elaborat un programa amb llenguatge C per calcular-lo.

Les restriccions imposades pel mètode i el fet que en alguns casos ens hagi estat impossible obtenir algun dels sondatges necessaris ens han complicat l'elaboració de la base de sondatges sobre la qual hem fet aquest estudi. En total hem aconseguit el 86.4% dels sondatges que ens calia per caracteritzar els diversos dies de mànega i de tornado (taula I).

Taula I: Nombre de mànegues, de tornados, de DM, de DT i de sondatges disponibles, amb el percentatge de cobertura corresponent a cada cas.

	Tornado	Mànega
Nombre d'esdeveniments	46	82
Nombre de dies	33	48
Nombre de sondatges	29	41
Percentatge de cobertura	87.9%	85.4%

B. Paràmetres estudiats

Amb els paràmetres derivats dels sondatges no n'hi ha prou per predir tempestes, i encara menys tornados. Alguns d'ells són relacions empíriques que tenen com a objectiu establir certs llindars a partir dels quals es poden formar tempestes o bé poden aparèixer fenòmens de temps advers. És a dir, aporten condicions necessàries, però per elles mateixes no són suficients. Per a la formació de tempestes calen tres condicions: humitat abundant, ascensos d'aire i inestabilitat. Així doncs, aquests índexs serveixen per identificar alguna d'aquestes condicions. Val a dir que hem treballat amb un total de 35 índexs i hem elaborat més d'un centenar de gràfiques. Tot i això, a continuació tan sols mostrarem aquells paràmetres que hem trobat més interessants per al nostre estudi.

Començarem parlant d'un factor clau a l'hora de la formació de tempestes, com és el gradient vertical de la temperatura. Com més acusat sigui, la partícula d'aire ascendent serà més càlida que l'entorn i, per tant, podrà guanyar alçada amb més facilitat. Seguint aquesta idea hi ha el Total Totals Index (TT, en °C), que es fa servir per determinar la força de les tempestes (Miller 1972). Es defineix com:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) \quad (1)$$

on T_{850} és la temperatura a 850 hPa (en °C), T_{d850} és el punt de rosada a 850 hPa (en °C) i T_{500} és la temperatura a 500 hPa (en °C).

Un altre paràmetre d'aquest estil és el K-Index (KI, en °C), que s'empra per avaluar el potencial de convecció. La diferència respecte a l'anterior és que s'hi introdueix la depressió del punt de rosada (*dew point depression*, en anglès). Això no és res més que la diferència entre la temperatura i el punt de rosada a una alçada concreta, en aquest cas a 700 hPa. D'aquesta manera es té en compte la humitat a nivells mitjans. Per tant, l'equació del K-Index és:

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{dd700}) \quad (2)$$

on T_{850} és la temperatura a 850 hPa (en °C), T_{d850} és el punt de rosada a 850 hPa (en °C), T_{500} és la temperatura a 500 hPa (en °C) i T_{dd700} és la depressió del punt de rosada (en °C).

La massa d'aigua precipitable (PW, en mm) és la quantitat d'aigua que s'acumularia si tot el vapor d'aigua que hi ha en una columna d'aire vertical d'1 m² de secció es condensés. Per tant, ens dona fe de com d'humida és la massa d'aire. Matemàticament s'expressa de la manera següent:

$$PW = \frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q(p) dp \quad (3)$$

on g és l'acceleració causada per la gravetat, p_0 és la pressió atmosfèrica en superfície (en Pa) i $q(p)$ és la humitat específica al llarg de la columna d'aire (en g kg⁻¹).

El cisallament vertical del vent (WS, en m s⁻¹), és a dir, com varia la direcció i la velocitat del vent amb l'alçada, permet el desacoblament dels corrents ascendents i descendents de les tempestes, a més de facilitar la rotació (Rasmussen i Blanchard 1998). Per a calcular-lo tan sols cal fer la diferència de les components del vent entre dos nivells i obtenir-ne el mòdul del vector resultant:

$$WS_{06km} = |\mathbf{v}_{z_1} - \mathbf{v}_{z_0}| \quad (4)$$

on \mathbf{v}_{z_1} és el vector velocitat del vent al nivell z_1 i \mathbf{v}_{z_0} és el vector velocitat del vent en superfície. En el nostre cas estudiarem el cisallament vertical del vent en dos estrats diferents, de manera que z_1 serà 6 km i 1 km.

Un dels índexs més coneguts és el *Lifted Index* (LI, en °C), que no és res més que la diferència entre la temperatura virtual de l'ambient a 500 hPa i la temperatura que té una partícula d'aire que ascendeix adiabàticament des de la superfície fins a aquest nivell (Galway 1956):

$$LI = T_{v500} - T_{v500p} \quad (5)$$

on T_{v500} és la temperatura virtual de l'entorn i T_{v500p} és la temperatura virtual de la parcel·la d'aire.

Un altre paràmetre molt utilitzat, per exemple en el pronòstic meteorològic, és el que es coneix com a *Convective Available Potential Energy* (CAPE, en J kg⁻¹). Es tracta de

l'energia que una parcel·la d'aire que es troba a prop de la superfície té per poder elevar-se. Mentre ascendeix es va expandint adiabàticament. Si la seva flotabilitat esdevé positiva respecte al seu entorn el seu ascens s'accelerarà fins que la temperatura de la partícula sigui menor que la de l'ambient. Matemàticament com:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta_p - \theta}{\theta} dz \quad (6)$$

on g és l'acceleració gravitatòria, EL és el nivell d'equilibri de la parcel·la, LFC és el nivell de convecció lliure de la parcel·la, θ_p és la temperatura potencial de la parcel·la i θ és la temperatura potencial de l'entorn. En el nostre cas hem fet servir la correcció de temperatura virtual (Doswell III i Rasmussen 1994).

A l'hora d'estudiar els moviments rotatoris dins d'una tempesta que puguin donar lloc a un mesocicló o a un tornado, cal analitzar amb detall el que es coneix com a *Storm-relative Helicity* (SRH, en m² s⁻²). El que fa és donar-nos una idea de la facilitat que té el corrent ascendent d'una tempesta per rotar en sentit ciclònic respecte al seu propi moviment (Davies-Jones et al 1990):

$$SRH = - \int_0^h \mathbf{k} \cdot \left[(\mathbf{w}_H - \mathbf{c}) \times \frac{\partial \mathbf{w}_H}{\partial z} \right] dz \quad (7)$$

essent \mathbf{k} el vector unitari vertical, \mathbf{w}_H el vector horitzontal del vent, \mathbf{c} el vector moviment de la tempesta i h l'altura fins la que es calcula l'SRH ($h = 3$ km en el cas que ens ocupa).

El *Bulk Richardson Number* (BRN) és un paràmetre adimensional que consisteix en avaluar l'equilibri entre la inestabilitat i el cisallament vertical del vent:

$$BRN = \frac{CAPE}{0.5 U^2} \quad (8)$$

on el terme U té per nom *BRN shear*. Es tracta de la diferència entre la velocitat mitjana del vent a la capa 0-6 km i el vent mitjà a la capa superficial (els 500 primers metres de gruix sobre la superfície). Es sol fer servir per a pronosticar la formació de supercèl·lules.

Hi ha dos índexs que combinen l'energia potencial convectiva disponible (la CAPE) amb l'helicitat, que són la base per a la formació de tempestes que poden donar lloc a moviments rotatoris. El primer d'aquests és l'*Energy Helicity Index* (EHI, en m⁴ s⁻⁴), que es defineix com (Davies 1993):

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{160000} \quad (9)$$

on CAPE és el paràmetre *Convective Available Potential Energy* i SRH és l'*Storm-relative Helicity* 0-2 km.

L'altre índex que té en compte la CAPE i l'helicitat és el *Vorticity Generation Parameter* (VGP, en m s⁻²). Es tracta de determinar la taxa d'inclinació i propagació de la vorticitat horitzontal deguda al corrent ascendent d'una tempesta (Rasmussen i Blanchard 1998):

$$VGP = \bar{S} \sqrt{CAPE} \quad (10)$$

essent \bar{S} el cisallament vertical mitjà del vent, que té per expressió matemàtica:

$$\bar{S} = \frac{\int_0^h \frac{\partial V}{\partial z} dz}{\int_0^h dz} \quad (11)$$

on el numerador és la llargada de l'hodògrafa i el denominador, el gruix de l'atmosfera en el que s'ha mesurat la hodògrafa (en aquest cas són 4 km).

Fins i tot s'arriben a construir índexs combinant diverses variables meteorològiques que acaben donant paràmetres adimensionals. És el cas del que es coneix com a *Severe Weather Threat Index* (SWEAT Index), en el que s'hi té en compte la velocitat i direcció del vent, la temperatura i el punt de rosada a diversos nivells (Miller 1972):

$$\text{SWEAT} = 12T_{d_{850}} + 20(\text{TT} - 49) + 2w_{850} + w_{500} + 125[\sin(w_{d_{500}} - w_{d_{850}}) + 0.2] \quad (12)$$

essent $T_{d_{850}}$ el punt de rosada a 850 hPa (en °C), TT el *Total Totals Index* (en °C), w_{500} la velocitat del vent a 500 hPa (en kt), w_{850} la velocitat del vent a 850 hPa (en kt), $w_{d_{500}}$ la direcció del vent a 500 hPa (en graus) i $w_{d_{850}}$ la direcció del vent a 850 hPa (en graus). A l'hora de calcular-lo, cal tenir en compte que si qualsevol dels termes és inferior a zero, automàticament aquest terme es considera nul. Es fa servir per saber si hi ha condicions per tal que apareguin fenòmens de temps advers.

III. RESULTATS: DESCRIPCIÓ DE PARÀMETRES INDIVIDUALS

A continuació mostrem els resultats que hem obtingut analitzant detalladament els paràmetres derivats dels sondatges. Hem estudiat els valors que prenen TT, KI, PW i WS en els dies que hi ha hagut mànegues i/o tornados respecte als valors climatològics de la sèrie de sondatges de Barcelona dels anys 2008-2012 (Campo Onandia 2013, Guillén Escribà 2014). A més, tant d'aquests paràmetres com del LI, la CAPE, l'SRH 0-3 km, el BRN, l'EH1 0-2 km, la VGP 0-4 km i el SWEAT Index hem comprovat com de diferents són els valors de cadascun en funció de si en una jornada hi va haver mànegues i/o tornados i depenent de la força dels tornados.

A. Total totals (TT)

Per comparar els valors de TT dels sondatges associats a dies de mànegua i/o tornado amb els que pren aquest paràmetre habitualment hem representat gràficament els valors màxims i mínims, així com els percentils 25, 50 i 75 de la sèrie 2008-2012 de sondatges de Barcelona (Campo Onandia 2013). A la mateixa figura hi hem afegit, amb punts, els valors de TT pels DT i pels DM que conformen la nostra base de dades, de manera que podrem veure si en aquests casos s'arriba a registres de TT molt elevats i fora de l'habitual. Hem fet el mateix per als paràmetres KI, PW (Campo Onandia 2013) i WS (Guillén Escribà 2014).

Com que tant el TT com el KI i el PW són índexs que varien molt diàriament, enlloc de representar les dades de cada presa de mesures (cal recordar que el sondatge de Barcelona es llança cada 12 hores, obtenint 2 sondatges per dia) hem fet una finestra mòbil setmanal. D'aquesta manera hem suavitzat les dades i les figures es poden interpretar d'una manera més senzilla i entenedora.

Segons la definició de l'índex TT caldria esperar que en dies amb tempesta fos més alt que en els dies estables, ja que aquest paràmetre s'utilitza per pronosticar la força de les tempestes. El que volem esbrinar és si pels DT i pels DM el TT assoleix valors encara més alts que per les jornades de tempestes ordinàries.

A la figura 4 podem localitzar alguns sondatges corresponents a DM i a DT amb valors de TT superiors al màxim absolut diari de la sèrie de Barcelona (2008-2012). Aquestes dades no són errònies ja que no corresponen a cap dia de mànegua i/o tornado comprès entre els anys analitzats per la climatologia. Aquest fet també s'observa a les figures 5, 7 i 9.

Podem veure que el 92.9% dels DM tenen un TT superior al percentil 50 de la sèrie (2008-2012), mentre que pels DT el percentatge arriba al 93.3%. Si ens fixem amb el percentil 75, el 64.3% dels DM i el 90.0% del DT tenen valors de TT superiors. Per tant, podem dir que l'índex TT és prou bo com per poder discernir entre els dies amb fenòmens tornàdics i els dies sense.

A Riesco Martín et al (2015) defineixen com a percentil representatiu el percentil del paràmetre estudiat que correspon a la mediana del mateix paràmetre pels sondatges associats a tornados. En aquest cas, la mediana de TT pels DT de la nostra base de dades correspon a 49.3°C. Just per sota d'aquest valor de la climatologia de Barcelona (2008-2012) s'hi concentren el 84.9% dels sondatges. Així, podem comprovar que en la majoria de casos de DT l'índex

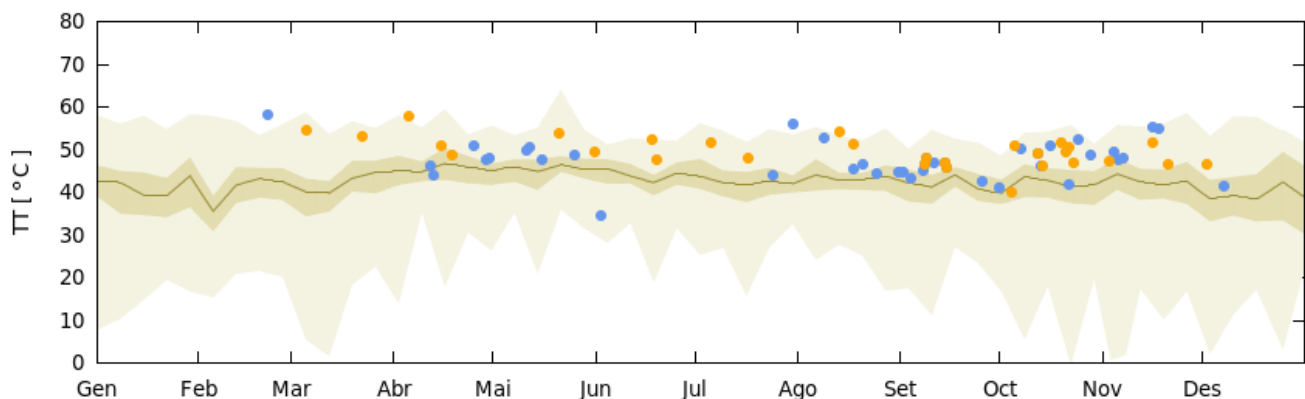


Figura 4: Evolució anual dels valors màxims i mínims i dels percentils 25, 50 i 75 diaris de TT (2008-2012) a Barcelona. Amb punts s'hi ha representat els valors de TT pels DT (punts carbasses) i pels DM (punts blaus).

TT sol prendre valors molt més alts dels que són habituals. De fet, el percentil que hem obtingut és gairebé 6 punts per sobre del determinat a l'estudi.

El TT no només discerneix entre els dies de fenòmens tornàdics i la resta, sinó que també marca algunes diferències entre els DM i els DT. A la figura 5 podem comprovar com calen valors més alts de TT per a dies en els que hi ha hagut algun tornado (el percentil 25 es situa als 46.8°C i el percentil 75 als 51.7°C), mentre que són valors més baixos (entre els 44.9°C i els 49.8°C en general) pels casos de mànegues.

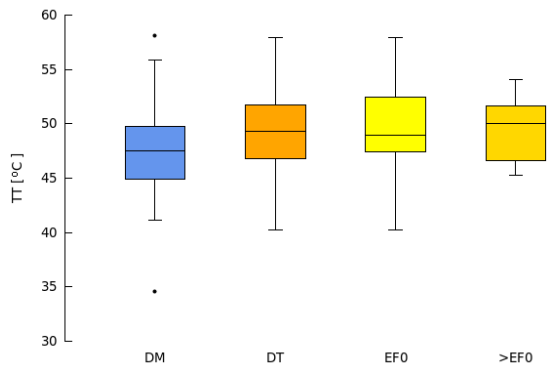


Figura 5: Distribució dels valors de TT en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*, on s'hi representen els valors mínims i màxim, els percentils 25, 50 i 75 i els valors atípics.

En canvi, no hi ha massa diferència en el rang de valors de TT que prenen els dies amb tornados de categoria EF1 o superiors i els dies amb EF0. El que sí varia és com estan distribuïts: mentre que per als EF0 majoritàriament el TT es concentra per sota dels 49°C, per als >EF0 els valors sovint són superiors als 50°C. Si ens fixem amb el llindar dels 50°C, a partir del qual es considera que hi ha condicions per a la formació de tempestes amb fenòmens adversos associats, trobem que el 24.4% dels DM, el 33.3% dels EF0, el 50.0% dels EF1 i el 60.0% dels EF2 el superen.

B. K Index (KI)

Tal i com passa amb el TT, com més alt és el KI major és el potencial convectiu de la massa d'aire, de manera que cal esperar valors alts d'aquest índex en els dies marcats per la inestabilitat.

Com podem veure a la figura 6, els valors de KI per als sondatges de DM i DT es situen la majoria d'ells per sobre dels 20°C, tot i que trobem algun cas puntual de DM amb un KI inferior a 10°C. El 81.0% de DM i el 93.3% de DT tenen un KI superior al percentil 50 de la sèrie de dades (2008-2012). Fins i tot més de la meitat de DM (concretament el 64.3%) i el 83.3% dels sondatges de DT sobrepassen el percentil 75.

En aquest cas, el percentil representatiu del K-Index és el 84.5. Com hem vist a l'apartat anterior, es tracta d'un valor força alt que indica que per sobre d'aquest percentil tan sols s'han detectat el 15.5% dels sondatges de la climatologia de Barcelona (2008-2012) i, a la vegada, el 50% dels sondatges associats a tornados (2001-2014). Riesco Martín et al (2015) havien trobat que el percentil representatiu per a aquest paràmetre era el 76, fins a 8.5 punts inferior.

A la figura 7 podem veure que per als EF0 no és necessari que el KI sigui tan alt com per als >EF0. Mentre que el percentil 25 per als primers es situa a 23.3°C, per als segons és de 26.0°C. És coherent amb el fet que per a tenir tornados més potents cal un potencial convectiu major.

Per comprovar les diferències respecte al KI en funció de la força del tornado, podem fixar-nos amb el nivell dels 30°C. Només el 16.7% de sondatges d'EF0 supera el llindar, mentre que el 33.3% d'EF1 i el 60.0% d'EF2 tenen un KI superior a aquests 30°C. Si fem una anàlisi similar per veure la diferència entre els dies de mànegues i els dies de tornado, veurem que el 22.0% de DM i el 31.0% de DT superen el llindar.

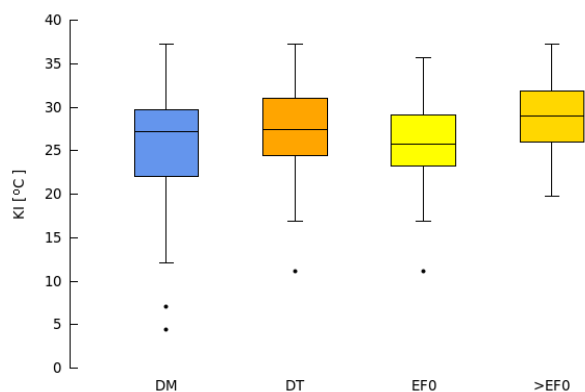


Figura 7: Distribució dels valors de KI en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

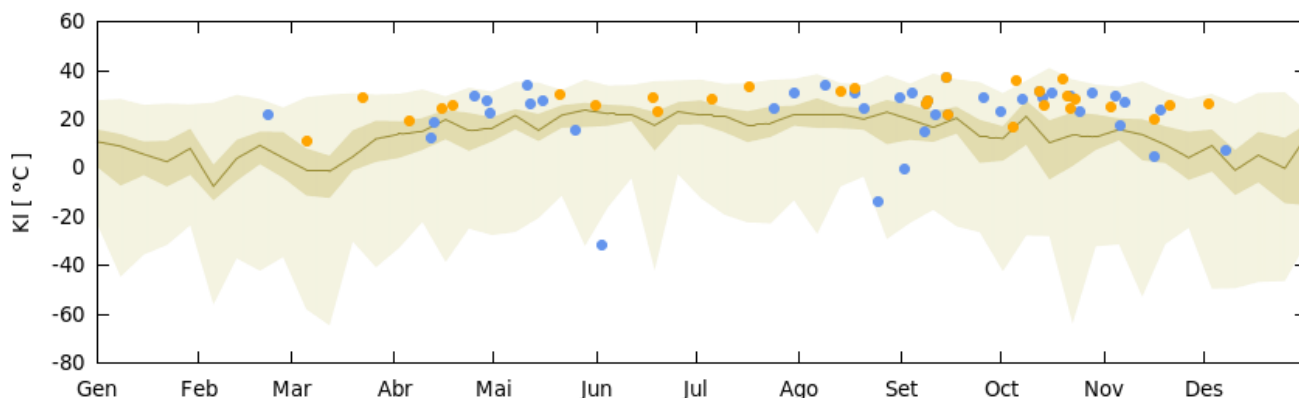


Figura 6: Evolució anual dels valors màxims i mínims i dels percentils 25, 50 i 75 diaris de KI (2008-2012) a Barcelona. Amb punts s'hi ha representat els valors de KI pels DT (punts carabasses) i pels DM (punts blaus).

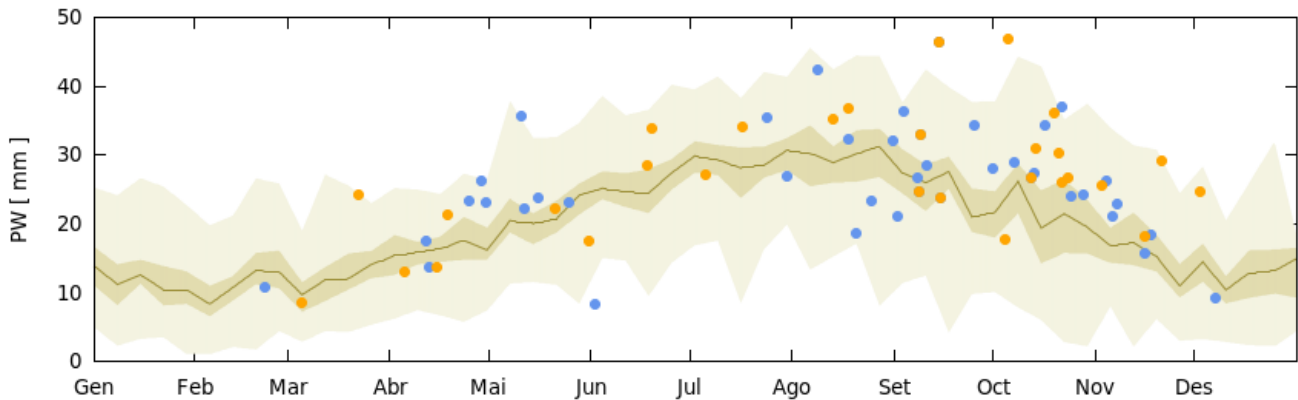


Figura 8: Evolució anual dels valors màxims i mínims i dels percentils 25, 50 i 75 diaris de PW (2008-2012) a Barcelona. Amb punts s'hi ha representat els valors de PW pels DT (punts carabasses) i pels DM (punts blaus).

C. Massa d'aigua precipitable (PW)

Amb la massa d'aigua precipitable veurem si la formació de mànegues i de tornados guarden alguna relació amb el contingut d'aigua en la massa d'aire que els origina.

A diferència dels dos casos anteriors s'aprecia perfectament com la PW segueix un cicle estacional, assolint els seus valors més alts entre finals d'estiu i mitjans de la tardor (figura 8). Precisament, és l'època de l'any en la que hi sol haver els aiguats més forts a prop de la costa. Als mínims de PW s'hi arriba durant l'època hivernal, quan la temperatura és més baixa i, per tant, quan la quantitat d'aigua que pot assumir l'aire és menor.

Els valors de PW que es registren en els DT i els DM també segueixen una distribució similar a la que hem comentat. Tot i això, podem veure com majoritàriament tenen valors relativament alts. El 69.0% dels DM i el 70.0% dels DT tenen una PW per sobre del percentil 50 d'aquesta climatologia, mentre que el 52.3% de DM i el 60.0% de DT superen el percentil 75.

El percentil representatiu de la massa d'aigua precipitable és el més baix dels 3 que hem calculat i, al mateix temps, el que té una major diferència respecte al valor trobat per Riesco Martín et al (2015). Mentre que amb les nostres dades hem obtingut que el percentil representatiu per la PW és el 77.4, a l'equip de meteoròlegs de l'AEMet que han fet l'estudi els ha sortit fins a 17.4 punts més baix, concretament el percentil 60.

En ser un paràmetre que depèn tant de l'època de l'any, i havent vist que la proporció de DM i de DT que tenen valors de PW superiors als percentils 50 i 75 són similars, no és estrany trobar poques diferències entre la distribució de PW pels DM i pels DT (figura 9). En canvi, sí que s'observa que els valors de PW pels EF0 són més baixos que pels >EF0, en general. Això es deu a la distribució dels tornados segons l'època de l'any (veure apèndix). Els més forts solen registrar-se entre finals d'estiu i principis de la tardor, coincidint amb el màxim anual de PW, mentre que d'EF0 també se'n registren al llarg de la resta de l'any, com per exemple a la primavera, quan la PW no és tan elevada.

Així doncs, la PW és força útil per discernir entre els dies de mànegues i/o tornados i els dies sense aquests tipus de fenòmens, per bé que cal conèixer els valors habituals de la

massa d'aigua precipitable en cada moment de l'any a causa del cicle estacional que segueix. Precisament per aquest motiu, i per la distribució mensual dels tornados en funció de la seva força, no és útil per diferenciar entre els tornados més febles i els d'una certa intensitat.

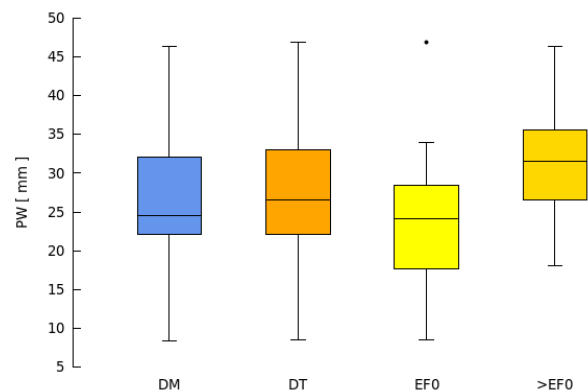


Figura 9: Distribució dels valors de PW en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

D. Cisallament vertical del vent (WS)

De Guillén Escribà (2014) hem tret els valors corresponents als percentils 25, 50 i 75, als mínims i als màxims diaris del cisallament vertical del vent entre la superfície i els 6 km d'alçada per la sèrie de Barcelona (2008-2012).

Com en els casos anteriors, hem representat sobre les dades climatològiques els valors de WS 0-6 km per a cadascun dels sondatges associats a DM i a DT. Això sí, com que el cisallament és una quantitat no tan variable d'un dia per l'altre, no ha estat necessari fer cap tipus de tractament de dades.

La variació del vent amb l'alçada (en mòdul i direcció) és un factor clau a l'hora de desacoblar els corrents d'aire ascendents i descendents en una tempesta, a la vegada que pot facilitar els moviments verticals de rotació. A la figura 10, però, veiem que els DT i els DM no tenen uns valors de WS 0-6 km gaire diferents dels que s'han registrat durant el període 2008-2012.

Només el 54.8 % de DM han tingut lloc amb un cisallament vertical del vent superior al percentil 50, un percentatge que disminueix fins al 28.6% si ens fixem amb el

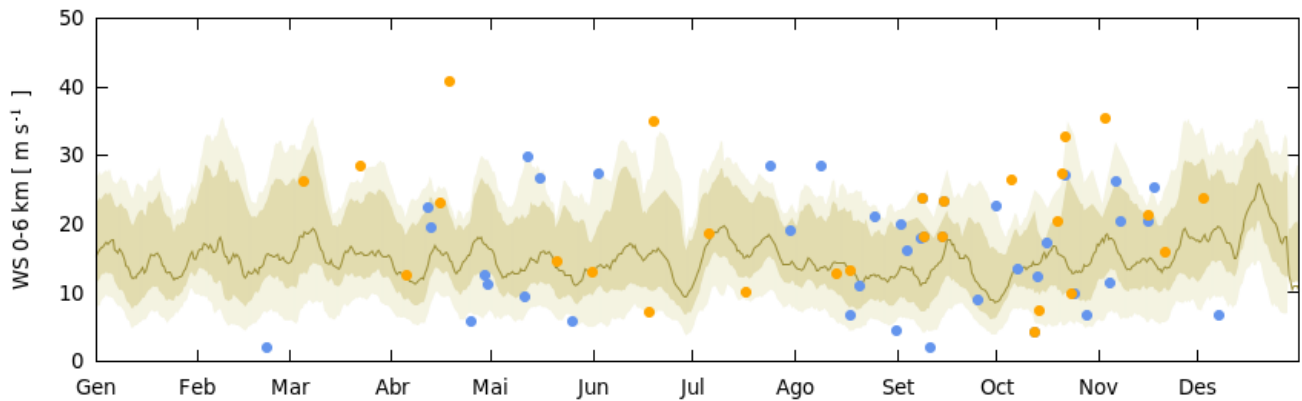


Figura 10: Evolució anual dels valors màxims i mínims i dels percentils 25, 50 i 75 diaris de WS 0-6 km (2008-2012) a Barcelona. Amb punts s'hi ha representat els valors de WS 0-6 km pels DT (punts carbasses) i pels DM (punts blaus).

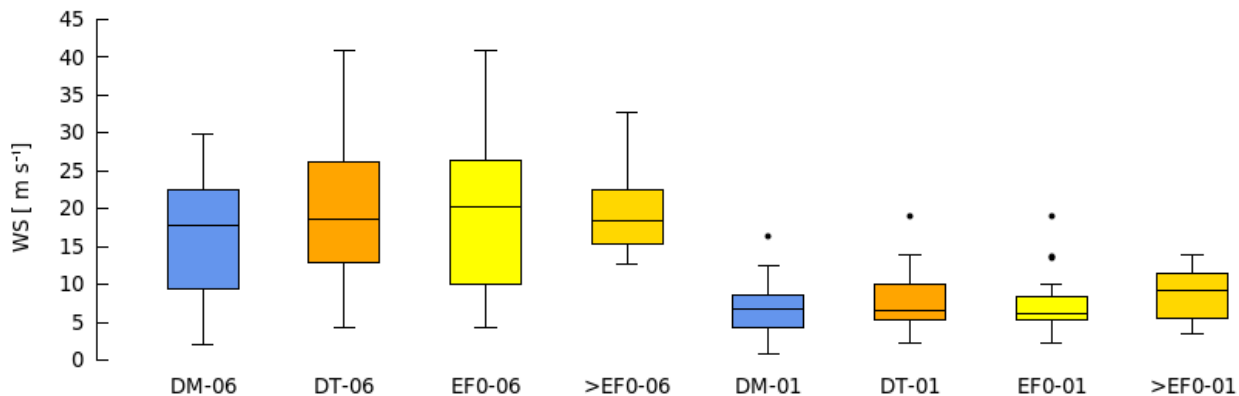


Figura 11: Distribució dels valors de WS 0-6 km i de WS 0-1 km en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

percentil 75. Pel que fa als DT els resultats són una mica més alts: el 72.4% superen el percentil 50 i el 44.8%, el percentil 75.

Dels 4 paràmetres que hem comparat amb la climatologia de Barcelona, el cisallament vertical del vent és el que pren uns valors menys extrems per als dies de fenòmens tornàdics.

De fet, tot i que el percentil 25 pels DM és més baix que pels DT, les medianes d'ambdós grups de sondatges són molt similars (figura 11). On s'aprecien diferències més clares pel que fa a la distribució de valors de WS 0-6 km és entre els EF0 i els >EF0. Dels percentils 25, que és de 10.4 m s^{-1} pels EF0 i de 15.4 m s^{-1} pels >EF0, en podem treure la conclusió que com més gran és el cisallament, més forts poden ser els tornados. Tot i això, ens trobem que els valors de WS 0-6 km de >EF0 queden inclosos dins dels d'EF0. Això indica que per bé que cal superar un cisallament mínim per a la formació de tornados de categoria EF1 o superior, no per tenir valors alts de WS 0-6 km el tornado que pugui aparèixer ha de ser necessàriament més fort.

Si comparem els DM amb els EF0 veiem que els valors de cisallament que calen per a la formació de mànegues i de tornados EF0 són molt semblants.

Rasmussen i Blanchard (1998) estudien el cisallament vertical del vent entre la superfície i els 6 km d'alçada per a tornados de categoria igual o superior a EF2. Els percentils que obtenen són més baixos que els que hem trobat per als 5 EF2 que hi ha hagut a Catalunya des de l'any 2001. Així, mentre que ells han obtingut un percentil 25 de 13.6 m s^{-1} , un percentil 50 de 18.4 m s^{-1} i un percentil 75 de 21.8 m s^{-1} ,

nosaltres hem trobat un percentil 25 de 14.9 m s^{-1} , un percentil 50 de 20.4 m s^{-1} i un percentil 75 de 32.7 m s^{-1} .

A Monteverdi et al (2003) també s'analitza el cisallament vertical del vent entre la superfície i 1 km d'altura. D'aquesta manera s'obté com varia el vent amb l'alçada a la capa més baixa de la troposfera, just per sota de la base dels núvols de tempesta. En el nostre cas, podem veure com cal un cisallament més gran per als DT que per als DM. El que més destaca són els valors de WS 0-1 km associats als casos >EF0, essent força superiors respecte als EF0 i als DM. Per tant, sembla que el cisallament vertical del vent en els primers 1000 metres és un factor important a l'hora de formar tornados i, en especial, per tal que siguin d'una certa entitat.

Tal i com podem veure a la figura 11, el WS 0-6 km és més important que el WS 0-1 km. Tot i això, si normalitzem les dades del cisallament dividint els valors obtinguts respecte al gruix de l'atmosfera considerat, veiem que la taxa de cisallament del vent és molt més important a la capa més propera a la superfície (taula II).

Taula II: Percentils 25, 50 i 75 de la taxa de cisallament del vent 0-1 km i 0-6 km per als diversos tipus de sondatges (en 10^{-3} s^{-1}).

	P. 25		P. 50		P. 75	
	01km	06km	01km	06km	01km	06km
DM	4.8	1.6	7.4	3.1	9.5	3.8
DT	6.0	2.2	7.4	3.2	11.2	4.5
EF0	5.7	1.7	6.7	3.4	7.9	4.5
>EF0	6.0	2.6	9.8	3.1	14.0	3.8

Els resultats exposats a Monteverti et al (2003) pel que fa als valors de la taxa de WS 0-1 km i de la taxa de WS 0-6 km per als casos de tornados EF0 són similars als que hem obtingut. En canvi, tenim que pels tornados >EF0 no ens cal tenir una taxa de cisallament tan destacable com el que apareix a l'estudi esmentat. Mentre que amb les nostres dades el percentil 25 de la taxa de WS 0-1 km és $6.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i el mateix percentil però de la taxa de WS 0-6 km és $2.6 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, a Monteverti et al (2003) obtenen com a percentils 25 uns valors de $13.5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i de $4.2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, respectivament.

A Groenemeijer i van Delden (2007) s'analitza el WS 0-6 km i el WS 0-1 km sense normalitzar respecte al gruix. Els percentils 25, 50 i 75 de WS 0-6 km calculats pels DM, pels EF0 i pels EF1 són lleugerament més baixos que els nostres. En canvi, troben uns percentils de WS 0-1 km més elevats. La diferència més gran entre els dos estudis rau en els percentils pels sondatges associats a tornados EF2. Tant els de WS 0-6 km com els de WS 0-1 km són més alts que els nostres, diferint d'una manera més clara amb els obtinguts a Rasmussen i Blanchard (1998) pel WS 0-6 km.

E. Lifted Index (LI)

Tenint present la definició de LI, és evident que si la temperatura de l'entorn és més alta que la de la parcel·la d'aire ascendent, $LI > 0^\circ\text{C}$, els moviments verticals tendeixen a ser inhibits, ja que es tracta d'una situació en la que domina l'estratificació estable. En canvi, valors de $LI < 0^\circ\text{C}$ afavoreixen els ascensos d'aire i, conseqüentment, la convecció. Com més negatiu sigui el LI major serà la inestabilitat. Per tant, és coherent pensar que, com que la formació de mànegues i de tornados és favorable en situacions d'acusada inestabilitat, hauríem de trobar que la majoria de dies de tornado i dies de mànega han estat amb LI baixos.

A partir dels sondatges trobem que aquest índex té valors més negatius que pels DT que pels DM. Això queda palès amb la figura següent (figura 12) on podem veure que tant el percentil 25, com el 50 i el 75 pels DM són entre 1°C i 2°C superiors que pels DT. Si a més mirem el comportament del LI en funció de la força dels tornados de cada DT, comprovarem com per tenir tornados de més intensitat cal un LI menor, és a dir, una major inestabilitat. De fet, només en el cas dels DT >EF0 el percentil 25 és inferior als 0°C .

A Riesco Martín et al (2015) s'analitzen els percentils 25, 50 i 75 per als diversos sondatges associats a DT en funció de la força dels tornados, separant els casos en els grups EF0, EF1 i EF2. Contràriament als resultats que hem obtingut,

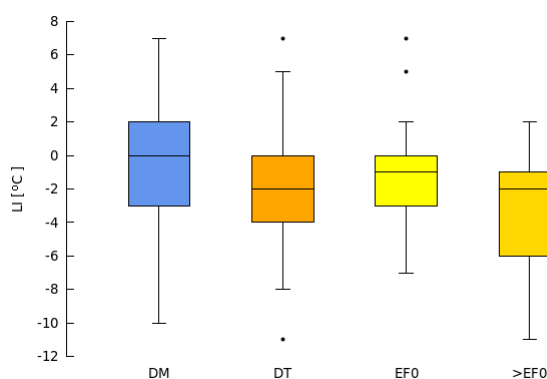


Figura 12: Distribució dels valors del LI en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

segons l'AEMet la majoria de tornados (un 75%) es formen amb un LI igual o més gran que 0°C , sigui quina sigui la categoria del fenomen. Coincidim, això sí, en el fet que com més potent és el tornado observat, el LI és menor. D'aquesta manera, el 100% dels EF2 estudiats a Riesco Martín et al (2015) s'han detectat amb un LI igual o inferior a 1°C , mentre que el percentatge d'EF1 que s'han vist amb aquests valors de LI són la meitat, el 50%. Mostrem els resultats d'ambdós estudis a la taula III.

Taula III: Percentils 25, 50 i 75 del LI pels casos de DT de categoria màxima EF0, EF1 i EF2 de Riesco Martín et al (2015) – RM (2015)– i del nostre estudi –RB (2015)–, en $^\circ\text{C}$.

EF _{màx}	Estudi	P. 25	P. 50	P. 75
EF0	RM et al (2015)	0.0	2.0	3.5
	RB (2015)	-3.5	-1.0	0.3
EF1	RM et al (2015)	0.0	1.0	4.0
	RB (2015)	-4.8	-2.0	0.3
EF2	RM et al (2015)	0.0	1.0	1.0
	RB (2015)	-3.0	-2.0	-2.0

F. Convective Available Potential Energy (CAPE)

Per a la formació de tempestes cal que hi hagi molta energia disponible per tal de poder crear corrents convectius prou potents. Així doncs, els entorns favorables per a la generació de tempestes són aquells que tenen una CAPE elevada.

Més de la meitat dels DT, incloent tant els EF0 com els >EF0, s'han donat amb una CAPE superior als 500 J kg^{-1} , mentre que només el 37.1% dels DM han superat aquest llindar (figura 13). De fet, 1 de cada 2 DM ha tingut lloc amb una CAPE inferior a 276 J kg^{-1} . Per tant, és prou clar que per a la formació de tornados cal una major energia convectiva que per a la formació de mànegues.

A la mateixa figura 13, si mirem la distribució dels valors de la CAPE en funció de la força dels tornados ens trobarem amb què no és estranya la formació de >EF0 amb una CAPE superior als 1500 J kg^{-1} (31.3% dels casos), mentre que això passa en comptades ocasions per a EF0 (el 10.0%). També s'observen diferències pel que fa al percentil 25: mentre que 3 de cada 4 tornados de categoria EF0 han tingut lloc amb una CAPE igual o superior a 187 J kg^{-1} , el percentil 25 per als tornados de categoria >EF0 es situa a 403 J kg^{-1} .

Tot i que per tenir tornados >EF0 queda provada la necessitat d'una CAPE més alta que per als EF0, val a dir que només 1 dels 5 sondatges associats a tornados de categoria EF2 supera els 1000 J kg^{-1} . Això indica que per bé que cal un

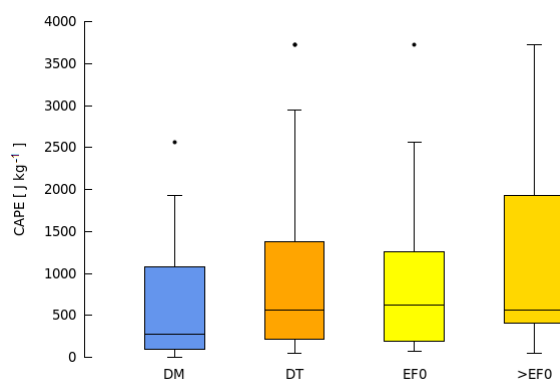


Figura 13: Distribució dels valors de la CAPE en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

mínim de CAPE per a la formació de tornados d'una certa força, valors alts de CAPE no necessàriament impliquen que els tornados que es puguin formar hagin de ser més potents.

Groenemeijer i van Delden (2007) obtenen que el percentil 25 pels EF0 és 191 J kg^{-1} , el percentil 50 és 402 J kg^{-1} el percentil 75 és 680 J kg^{-1} . Pels >EF0 troben que el percentil 25 és 75 J kg^{-1} , el percentil 50 és 400 J kg^{-1} i el percentil 75 és 650 J kg^{-1} . Tots aquests percentils són força més baixos que els que hem obtingut en el nostre cas, tret del percentil 25 pels EF0. Són uns resultats diferents als anteriors, en el sentit que el percentil 25 pels >EF0 és menor que pels EF0. Aquest fet, que a la seva base de dades passa en més d'1 de cada 4 casos, en la nostra tan sol ho hem detectat en un 18.8% dels >EF0. I no tan sols això, sinó els percentil 50 i 75 calculats per Groenemeijer i van Delden (2007) pels EF0 i pels >EF0 són molt similars entre ells. Això fa que expliquin que, en general, la CAPE no és un paràmetre útil per discernir entre els casos de tempestes tornàdiques amb els de tempestes no tornàdiques (TNT). Tan sols cal veure que el percentil 25 per les TNT és 50 J kg^{-1} , el percentil 50 és 198 J kg^{-1} i el percentil 75 és 527 J kg^{-1} , uns valors molt semblants tant pels EF0 com pels >EF0.

Monteverdi et al (2003) troben que el percentil 25 pels EF0 és 241 J kg^{-1} i el percentil 75 és 425 J kg^{-1} , mentre que pels >EF0 el percentil 25 és 153 J kg^{-1} i el percentil 75 és 525 J kg^{-1} . Com passa a Groenemeijer i van Delden (2007), el percentil 25 pels EF0 és més gran que pels >EF0. Als dos estudis veiem que no és un fet excepcional que es formin tornados >EF0 amb valors de CAPE de 100 J kg^{-1} o 150 J kg^{-1} . Tot i això, nosaltres en tenim casos comptats.

Rasmussen i Blanchard (1998) només fan els càlculs per als tornados de categoria igual o superior a EF2, obtenint que el percentil 25 és 519 J kg^{-1} , el percentil 50 és 1314 J kg^{-1} i el percentil 75 és 1877 J kg^{-1} . Si ho comparem amb els EF2 de la nostra base de dades, veiem que coincidim amb el percentil 25, mentre que els percentils 50 i 75 que hem trobat són força més petits, probablement per falta casos d'estudi. El que queda clar és que per a la formació de tornados moderats (\geq EF2) cal una CAPE mínima de 500 J kg^{-1} .

G. Storm-relative Helicity 0-3 km (SRH 0-3 km)

Atenent a la definició d'SRH, com més gran és, més facilitat té l'aire per rotar. Per tant, per a la formació de fenòmens tornàdics seria necessària una SRH alta. I no només això, sinó que per tal que les mànegues o els tornados siguin més forts, l'SRH hauria de ser superior que per als fenòmens més febles.

Per comprovar-ho, hem representat gràficament els percentils 25, 50 i 75 de l'SRH 0-3 km pels DM, pels DT, pel EF0 i pel >EF0 (figura 14). Podem veure que per a la formació de mànegues no cal que sigui gaire elevada. Així ho demostra el fet que el 50% de casos de sondatges associats a DM es troben entre els $22 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ i els $92 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. En canvi, pels DT arribem a trobar valors superiors als $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (cal recordar que dins dels DT hi ha englobats tots els tornados, des dels EF0 fins als EF2).

També podem veure, com era d'esperar, que pels tornados més intensos l'SRH 0-3 km és superior que pels de categories inferiors. Mentre que la meitat de EF0 es concentren entre els $9 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ i els $224 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, els >EF0 ho fan entre els $33 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ i

els $262 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. És més, hi ha molts casos d'EF0 que tenen valors d'SRH 0-3 km inferiors a $49 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ essent comparables amb els casos de DM. Dels 5 sondatges de EF2 que tenim a la base de dades, en 3 l'SRH 0-3 km ha estat superior als $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

Malgrat que no hi ha un llindar clar establert, des de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) es consideren els $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ com el valor a partir del qual augmenta considerablement la possibilitat que es puguin formar tornados. En el nostre cas, superen els $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ d'SRH 0-3 km el 16.7% dels EF0, el 33.3% dels EF1 i el 40.0% dels EF2.

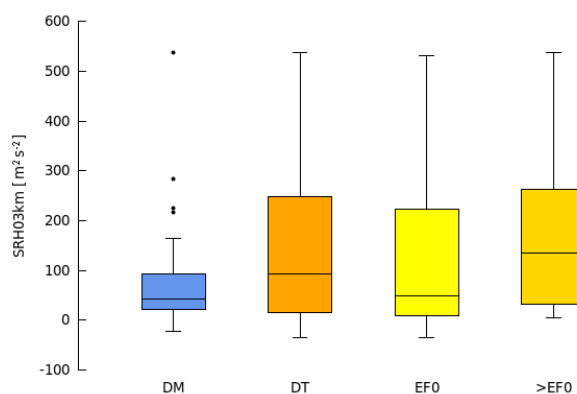


Figura 14: Distribució dels valors d'SRH 0-3 km en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

A Rasmussen i Blanchard (1998) un dels paràmetres estudiats per a tornados EF2 i de categories superiors és l'SRH 0-3 km. Obtenen que el percentil 25 és $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, el percentil 50 és $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ i el percentil 75 és $279 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, mentre que pels nostres EF2 el percentil 25 és $192 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, el percentil 50 és $224 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ i el percentil 75 és $248 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. L'únic percentil que en el nostre cas és més petit és el 75.

Només hi ha un cas d'EF2 amb una SRH 0-3 km inferior al percentil 25 de Rasmussen i Blanchard (1998). És el sondatge associat a l'episodi de tornados del 17 d'agost de 2003. En aquell cas, l'SRH 0-1 km i l'SRH 0-2 km van ser negatius (és a dir, la rotació a capes baixes era anticiclònica), un fet poc habitual en els DT.

En total, tenim un 10.3% dels sondatges DT amb una SRH 0-3 km inferior a 0, un 20.7% amb una SRH 0-2 km negativa i un 24.1% amb una SRH 0-1 km més petita que zero. Per tant, es pot comprovar com la rotació anticiclònica, tot i ser poc habitual en general, no és un fet gaire estrany de veure a la capa d'aire més propera a la superfície.

H. Bulk Richardson Number (BRN)

El comportament del BRN és ben diferent del de la resta de paràmetres. Segons la NOAA, amb un BRN inferior a 45 es poden formar supercèl·lules, essent els valors de 10 a 20 els òptims. Com que es tracta d'un quocient entre la CAPE i el cisallament, valors alts de CAPE i baixos de cisallament poden donar lloc a un BRN molt elevat. Tot i això, per manca d'una variació vertical del vent marcada que permeti desacoblar els corrents ascendents i descendents de les tempestes i que ajudi a desenvolupar moviments rotatoris, la formació de supercèl·lules serà més complicada. Per tant,

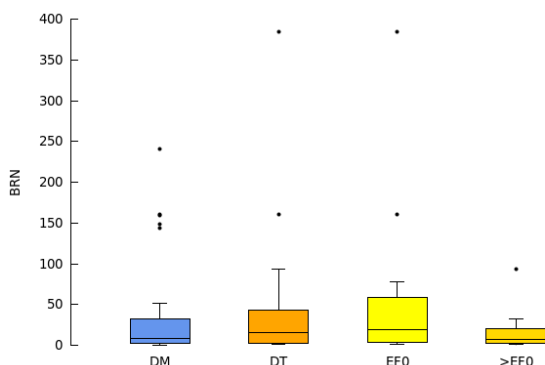


Figura 15: Distribució dels valors de BRN en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

amb un BRN superior a 45 es podran desenvolupar tempestes ordinàries o sistemes multicel·lulars, però difícilment supercel·lulars.

Els tornados més potents solen anar associats a tempestes supercel·lulars. És d'esperar, doncs, que la majoria dels sondatges >EF0 tinguin un BRN inferior a 45. I no només això, sinó que seria coherent que tinguessin valors al voltant de 10 o 20. En canvi, els tornados febles i les mànegues poden formar-se en tempestes de caràcter unicel·lular o en sistemes organitzats, però sense requerir d'una supercèl·lula. Així doncs, no s'espera que el BRN d'aquests sondatges hagi d'estar tan acotat.

A la figura 15 podem comprovar com es verifica tot el que hem comentat. Ens trobem que tant en els sondatges associats a DM com a EF0 el BRN pren valors que pot superar els 100, tot i que sovint és inferior a 40, fet que denota que amb una CAPE alta i amb un cisallament no massa important es poden formar mànegues i tornados febles (és a dir, sense necessitat de tenir tempestes supercel·lulars). En canvi, el 75% dels sondatges >EF0 tenen un BRN igual o inferior a 20, precisament essent els valors de BRN més favorables per a la formació de supercèl·lules.

Val a dir que no tenim dades de quins tornados han estat supercel·lulars i quins no, de manera que no podem saber si la majoria dels >EF0 han estat associats a un mesocicló i d'aquí que el 43.8% d'aquests tinguin el BRN de 5 a 20. El que sí podem deduir és que, malgrat que cal una CAPE lleugerament elevada per a la formació de tornados de categoria superior a EF0, el factor més important acaba sent el cisallament. Per comprovar-ho n'hi ha prou amb mirar el BRN dels sondatges dels EF2: tret d'un cas (que té una CAPE de 3722 J kg⁻¹), la resta tenen valors de BRN inferiors a 10 amb una CAPE menor que 1000 J kg⁻¹.

I. Energy Helicity Index 0-2 km (EHI 0-2 km)

L'EHI és un paràmetre que als EEUU s'utilitza sovint per pronosticar la possible formació de tornados. Tal i com hem explicat, combina l'energia convectiva disponible amb l'helicitat, de manera que això fa pensar que com més alta sigui l'EHI, més fort podrà ser el fenomen tornàdic.

A la figura 16, amb els valors dels percentils 50 es pot discernir perfectament entre els casos de sondatges associats a mànegues, a tornados EF0 i a tornados >EF0. Mentre que pels DM és de 0.10 m⁴ s⁻⁴, pels EF0 és de 0.25 m⁴ s⁻⁴ i pels >EF0 és de 0.55 m⁴ s⁻⁴.

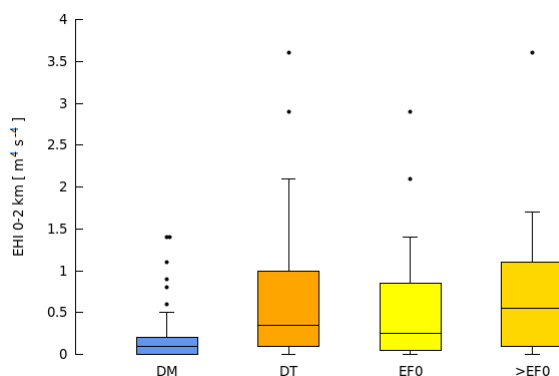


Figura 16: Distribució dels valors d' EHI 0-2 km en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

De fet, entre el conjunt de DT i els DM la diferència és prou clara. El 62.9% de DM s'han donat amb un valor d'EHI 0-2 km igual o inferior al percentil 25 per a DT, que correspon a 0.10 m⁴ s⁻⁴. Això denota que per a la formació de tornados cal més energia convectiva i més helicitat que per a la generació de mànegues marines. Es pot arribar a la mateixa conclusió pel que fa a la formació de tornados de categoria >EF0 respecte als EF0.

En els sondatges corresponents als tornados de categoria EF2 l'EHI 0-2 km supera en tots cinc casos els 0.50 m⁴ s⁻⁴. De fet, la mitjana pels tornados més forts registrats a Catalunya és de 0.9 m⁴ s⁻⁴, superant, així, el percentil 50 dels casos >EF0.

A l'hora de pronosticar es sol fixar l'1 m⁴ s⁻⁴ com a llindar a partir del qual és possible la formació de tornados moderats (de categoria EF2 o superior). En el nostre cas tenim que el 20.0% dels EF0, el 36.4% dels EF1 i el 20.0% dels EF2, és a dir, el 26.9% dels tornados, s'han registrat amb una EHI 0-2 km igual o superior a aquest llindar.

Rasmussen i Blanchard (1998) obtenen, per a tornados de categoria EF2 o superiors, que el percentil 25 és 0.42 m⁴ s⁻⁴, el percentil 50 és 1.48 m⁴ s⁻⁴ i el percentil 75 és 2.87 m⁴ s⁻⁴. Respecte als 5 casos d'EF2 que consten a la nostra base de dades, podem veure com obtenim uns valors pels percentils 50 i 75 sensiblement més baixos (entre un 53% i un 72% menors), mentre que el percentil 25 és notablement superior (de 0.60 m⁴ s⁻⁴). Això és degut al poc nombre d'EF2 que hem tingut al llarg d'aquests 15 anys. Tot i això cal destacar que tots 5 tenen una EHI superior al percentil 25 de Rasmussen i Blanchard (1998).

J. Vorticity Generation Parameter 0-4 km (VGP04km)

De la mateixa manera que ho fa l'EHI, la VGP té en compte l'helicitat i l'energia convectiva disponible. Així doncs, hom espera obtenir uns resultats ben semblants als que hem trobat a l'apartat anterior.

Veiem com a partir d'aquest paràmetre es pot discernir d'una manera ben clara els DM dels DT (figura 17). El percentil 50 dels DM, 0.149 m s⁻², és inferior al percentil 25 del DT, 0.159 m s⁻². Mentre que el 37.8% dels DM tenen una VGP inferior a 0.100 m s⁻², només el 7.7% dels DT han tingut lloc per sota d'aquest llindar.

També hi ha diferències evidents entre els EF0 i els >EF0. Tant el percentil 25, com el 50 i el 75 són inferiors pels

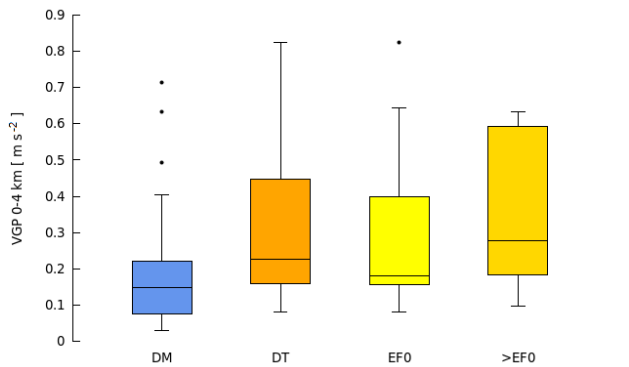


Figura 17: Distribució dels valors de VGP 0-4 km en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

sondatges associats a tornados febles que per als de categoria >EF0. Trobem pocs casos d'EF0 que s'hagin produït amb una VGP superior als 0.400 m s^{-2} (un 20.0%), mentre que el percentatge dels >EF0 és força superior, del 37.5%. Això indica que com més gran és la VGP més forts són els tornados que es poden formar.

Segons la NOAA, es considera que per sobre de 0.200 m s^{-2} la possibilitat de tempestes tornàdiques augmenta considerablement. Fent cas a aquest llindar, tenim que el 25.7% dels casos de DM han tingut lloc amb una VGP igual o superior als 0.200 m s^{-2} . D'aquests, el 33.3% corresponen a dies en els que hi ha hagut tornados (cal recordar que dins dels DM hi ha englobats aquells dies en els que, a més de mànegues, també s'han produït tornados). Pel que fa als DT, el 53.8% dels casos superen els 0.200 m s^{-2} . Si ho analitzem en funció de la força, veurem que hi ha més casos de >EF0 per sobre del llindar (el 62.5%) que d'EF0 (el 40.0%).

De fet, si mirem únicament els sondatges associats als tornados de categoria EF2, veurem que 2 dels 5 sondatges tenen una VGP superior als 0.400 m s^{-2} . La mitjana de tots ells és de 0.376 m s^{-2} i, a més, no hi ha hagut cap cas que s'hagi donat amb una VGP igual o inferior als 0.200 m s^{-2} .

A Rasmussen i Blanchard (1998) també s'estudia aquest paràmetre i s'arriba a resultats molt semblants als nostres. Cal recordar que defineixen els DT com a dies en els que s'ha registrat un o més tornados de categoria igual o superior a EF2, mentre que nosaltres també tenim en compte els EF0 i els EF1. Sabent que hi ha aquesta diferència pel que fa a les dades analitzades, obtenen que el percentil 25 per a $DT_{\geq EF2}$ és 0.175 m s^{-2} , el percentil 50 és 0.270 m s^{-2} i el percentil 75 és 0.390 m s^{-2} . Fent el mateix amb els 5 casos d'EF2 que tenim registrats, trobem que el percentil 25 és 0.283 m s^{-2} , el percentil 50 és 0.326 m s^{-2} i el percentil 75 és 0.477 m s^{-2} , essent tots ells entre un 21% i un 63% superiors als de Rasmussen i Blanchard (1998).

Si agafem tota la base de dades de DT (incloent, doncs, els EF0 i els >EF0) obtenim que el percentil 25 és 0.159 m s^{-2} , el percentil 50 és 0.227 m s^{-2} i el percentil 75 és 0.447 m s^{-2} . Podem comprovar com, en cap cas, la diferència entre els percentils de Rasmussen i Blanchard (1998) i els nostres supera el 16%. Fins i tot, hem arribat a registrar 6 casos amb una VGP superior que el seu màxim de 0.467 m s^{-2} . El valor més alt que consta a la nostra base de dades correspon al sondatge associat als tornados que el 12/08/2007 van afectar la Plana Novella (el Garraf), la zona

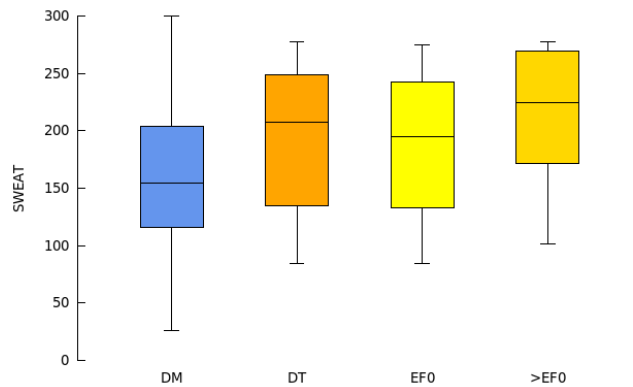


Figura 18: Distribució dels valors de WS 0-6 km en funció del tipus de sondatge en forma de *boxplots*.

de Blanes (la Selva) i Malgrat de Mar (el Maresme), amb una VGP de 0.826 m s^{-2} .

K. Severe Weather Threat Index (SWEAT)

Un paràmetre que, tot i tractar-se d'una relació empírica entre diverses variables meteorològiques, dona bons resultats és el SWEAT Index. Es poden diferenciar els DM dels DT, malgrat que en gran mesura comparteixen valors d'aquest índex. D'aquesta manera, tenim valors més alts pels casos de tornado, sobretot pels de major intensitat. Així, mentre que el percentil 25 pels DM és de 116.0, pels DT és de 135.0.

A la figura 18 veiem que els DT EF0 tenen un valor pel percentil 25, concretament de 132.8, molt similar al que correspon al primer quartil del global dels DT. En canvi, pels >EF0 és de 171.3. Això indica que els tornados més febles solen donar-se amb un SWEAT Index més baix, sense necessitat d'arribar a valors superiors als 170.0.

La NOAA estableix com a llindar a partir del qual poden aparèixer fenòmens de temps advers els 250. Superen aquest valor el 8.3% dels EF0, el 33.3% dels EF1 i el 40.0% dels EF2.

IV. RESULTATS: RELACIÓ ENTRE PARÀMETRES

A més d'estudiar un per un els diversos paràmetres, basant-nos en altres treballs (Campo Onandia 2013, Stensrud et al 1997, Rasmussen i Blanchard 1998, i Monteverdi et al 2003) hem relacionat alguns índex entre ells. D'aquesta manera hem pogut copsar si existeix algun lligam entre ells i, a la vegada, hem comparat els resultats obtinguts amb els dels altres estudis.

A. KI respecte a TT

Com ja hem vist, els índexs TT i KI solen tenir valors elevats en els casos de DT i DM respecte a la resta de sondatges. A continuació hem representat, en un gràfic de punts, els valors d'ambdós paràmetres per als sondatges de Barcelona (2008-2012) i per als sondatges de DT i DM de la nostra base de dades, seguint l'exemple de Campo Onandia

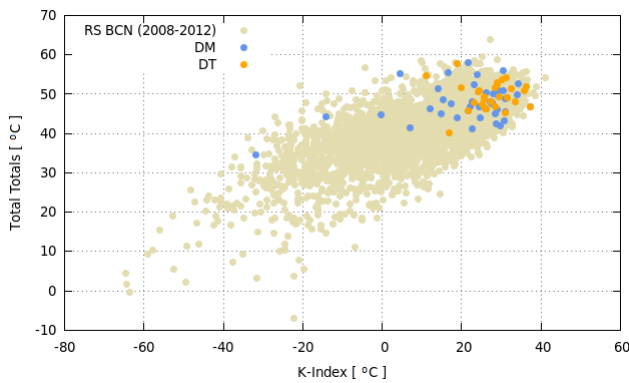


Figura 19: valors de KI respecte a TT pels sondatges associats a DM i DT i per als que conformen la sèrie de Barcelona (2008-2012).

(2013). D'aquesta manera podem comprovar si existeix una certa correlació entre el TT i el KI.

El resultat obtingut és el que podem veure a la figura 19. Trobem que en els DM, però sobretot en els DT, els índexs TT i KI prenen valors força més alts de l'habitual. Fins i tot, es pot acotar una zona en la que sovintegen els casos de DT: estem parlant de valors de KI de 25°C a 35°C i de valors de TT de 45°C a 50°C. Cal dir, però, que hi ha un nombre important de sondatges que no corresponen ni a DT ni a DM que tenen valors similars o fins i tot més alts d'aquests dos paràmetres. Això indica que un KI i un TT elevats no són condició suficient per a la formació de fenòmens tornàdics, malgrat que, en la gran majoria de casos, és condició necessària.

Met Office (2015) determina que per sobre d'un TT de 44°C i d'un KI de 15°C els paràmetres prenen valors significatius pel que fa al risc de tempestes. Que respectin aquests dos llindars hi ha el 69.8% de DM i el 89.7% de DT.

Es consideren valors molt alts de KI per sobre dels 35°C i de TT per damunt dels 52°C. No tenim cap sondatge que es trobi per sobre d'ambdós llindars a la vegada. Tot i això, un 13.8% dels DT i un 16.3% dels DM tenen un TT igual o més gran que 52°C, mentre que un 10.3% de DT i un 2.3% de DM superen els 35°C de KI.

És destacable el fet que hi ha fins a 5 DM amb un TT relativament alt, però amb un KI força baix. Quelcom semblant passa amb alguns DT, que tot i no tenir un KI molt alt sí que compten amb valor de TT elevats.

B. BRNSHR en funció de SRH 0-3 km / BRNSHR

A l'estudi realitzat per Stensrud et al (1997) es pretén cercar alguna manera per discernir entre tempestes ordinàries i tempestes tornàdiques. Per a fer-ho es representa gràficament el *Bulk Richardson Number Shear* (BRNSHR), que ve definit per:

$$\text{BRNSHR} = \frac{\text{CAPE}}{\text{BRN}} \quad (13)$$

respecte al quocient de SRH 0-3 km entre BRNSHR. A partir de la base de dades de Brooks et al (1994) s'arriba traçar una línia que separa els sondatges associats a tempestes

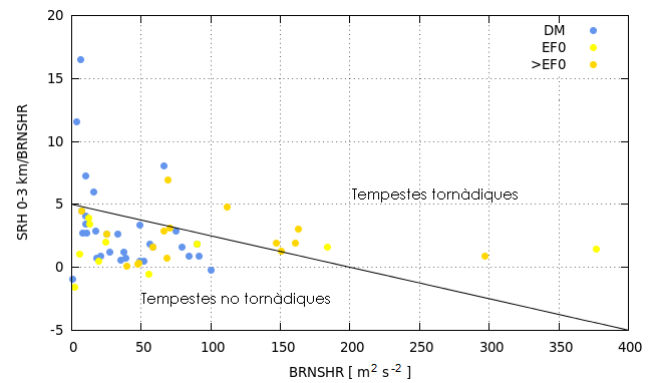


Figura 20: Valors de SRH 0-3 km/BRNSHR en funció de BRNSHR dels sondatges associats a DM, EF0 i >EF0. La línia (Stensrud et al 1997) separa la zona en la que les condicions són favorables a les tempestes tornàdiques de l'àrea de tempestes no tornàdiques.

tornàdiques i tempestes no tornàdiques, aconseguint una probabilitat de detecció de tornados del 79% i amb una ràtio de falses alarmes del 21%.

Nosaltres hem fet la mateixa representació gràfica (figura 20), però hem obtingut uns resultats diferents respecte als de Stensrud et al (1997). En el nostre cas tenim el 38.5% dels casos de tornados situats a la banda de tempestes tornàdiques, mentre que ells hi tenen el 79.0%. Pel que fa als casos de mànegues el percentatge és encara més petit, de només el 16.1%.

Tot i això, si analitzem la figura en funció de la força dels tornados podem veure que, com més forts han estat, queden més a prop o fins i tot dins la zona de tempestes tornàdiques. Malgrat que no haguem representat de colors diferents els EF1 i els EF2 per no complicar la interpretació de la figura, amb les dades podem comprovar que 50% dels sondatges associats a tornados EF1 queden dins de l'àrea esperada. Si ens fixem amb els tornados de categoria EF2 podem veure que 4 dels 5 casos que consten a la nostra base de dades queden a la zona de tempestes tornàdiques o molt a prop de la línia divisòria. Així doncs, la majoria de tornados >EF0 que hi ha hagut a Catalunya han tingut lloc amb les condicions que Stensrud et al (1997) estableixen en el seu estudi.

Fins i tot, el fet que els tornados més febles i les mànegues tinguin valors de BRNSHR i de SRH03km/BRNSHR més petits és coherent amb el fet que, tal i com hem estat veient, les condicions d'instabilitat necessàries per a la seva formació no són tan acusades com per als tornados més moderats.

C. WS 0-6 km en funció de la CAPE

A l'estudi realitzat per Rasmussen i Blanchard (1998) es pretén cercar alguna manera per discernir entre els sondatges associats a tempestes ordinàries, a supercèl·lules i a tempestes tornàdiques.

Una de les figures presents al treball és la representació en forma de gràfica de punts dels diversos sondatges en funció de la seva CAPE i del cisallament vertical del vent 0-6 km. A més, a la mateixa figura s'hi representen línies de BRN constant. Entre els resultats obtinguts es troba que la majoria de sondatges associats a tempestes tornàdiques es concentren

per sota dels 2000 J kg^{-1} de CAPE, entre els 8 m s^{-1} i els 24 m s^{-1} de cisallament i amb un BRN entre 1 i 20.

Fent la mateixa gràfica amb les nostres dades (figura 21) veiem que coincideix la zona de major concentració de sondatges de dies amb fenòmens tornàdics entorn dels 8 m s^{-1} a 24 m s^{-1} de cisallament, amb el 60.7% dels sondatges DT (és a dir, de EF0 i de >EF0) i el 59.5% dels DM, tot i que també hi ha casos amb un WS 0-6 km superior, entre els quals hi ha 3 dels 5 EF2 registrats. Gairebé tots els sondatges de DT i de DM tenen una CAPE inferior als 2000 J kg^{-1} , concretament el 84.6% i el 97.1%, respectivament. Pel que fa al BRN, el 61.5% dels DT i el 55.9% dels DM tenen valors d'1 a 20.

Convé comentar que la condició d'una CAPE de menys de 2000 J kg^{-1} afavoreix als casos de DM, ja que majoritàriament tenen valors més baixos que els casos de DT. En canvi, la condició d'un BRN d'1 a 20 permet descartar nombrosos sondatges associats a DM, els quals superen amb una certa facilitat els 20.

Així doncs, que compleixin totes tres condicions hi ha el 26.9% dels DT i el 29.4% dels DM. És una fracció petita, tenint en compte que a Rasmussen i Blanchard (1998) el 55.5% dels sondatges associats a tornados tenen valors de CAPE, de WS 0-6 km i de BRN dins d'aquests llindars. Això és degut a que definim els DT de manera diferent: mentre que nosaltres tenim en compte tots els tornados, independentment de la seva força, Rasmussen i Blanchard (1998) tan sols han estudiat aquells casos que han assolit o superat la categoria EF2.

Així doncs, és d'esperar que si separem els tornados en funció de la seva força obtindrem uns resultats més clars. Mentre que tan sols un 10% dels EF0 tenen una CAPE inferior als 2000 J kg^{-1} , un WS 0-6 km de 8 m s^{-1} a 24 m s^{-1} i un BRN d'1 a 20, el percentatge d'EF1 i d'EF2 que compleixen aquestes condicions arriba al 40% en tots dos casos. Veiem, doncs, que aquestes xifres s'acosten molt més a les que apareixen a l'estudi amb el que ho hem comparat.

Tot plegat concorda amb els resultats que hem analitzat als apartats III. D., III. F i III. H., on hem vist que per a la formació de mànegues i, sobretot, de tornados cal un WS 0-6 km força marcat, una CAPE elevada i un BRN inferior als 20.

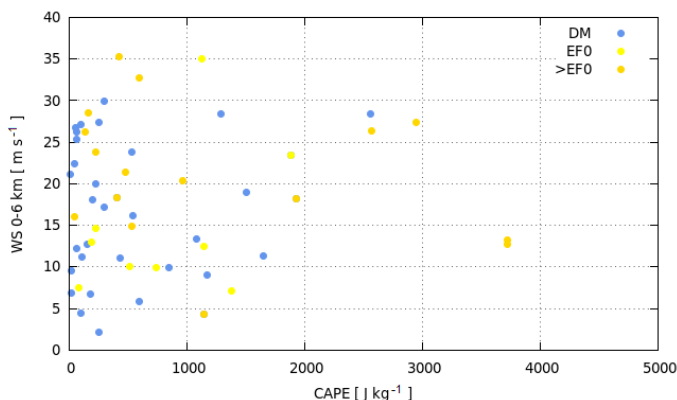


Figura 21: WS 0-6 km en funció de la CAPE per als sondatges associats a DM, a EF0 i a >EF0.

Així doncs, no podem afirmar que els nostres resultats siguin diferents als de Rasmussen i Blanchard (1998) perquè ells utilitzen una mostra diferent de la nostra (tornados de

categoria igual o superior a EF2) i, a més, perquè tenen a la seva disposició un major nombre d'estacions de sondatge per poder caracteritzar els dies de tornado.

D. WS 0-1 km en funció de WS 0-6 km

A Monteverdi et al (2003) es representa gràficament el cisallament vertical del vent entre 0 i 1 km d'alçada respecte a la mateixa variable entre 0 i 6 km d'alçada de diversos sondatges associats a tempestes tornàdiques (amb tornados de categoria EF0 a EF2) i a tempestes no tornàdiques. L'objectiu és trobar uns llindars que permetin pronosticar la formació de tornados.

Per fer-ho, s'utilitzen els paràmetres de verificació de pronòstics POD i FAR. El POD és el quocient entre el nombre de fenòmens que han succeït (*hits*) i el total que s'han pronosticat. Els pronòstics són bons quan el POD tendeix a 1.

$$\text{POD} = \frac{\text{hits}}{\text{false alarms} + \text{hits}} \quad (14)$$

El FAR és la divisió entre el nombre de falses alarmes (*false alarms*) i el total de fenòmens que s'han pronosticat. Els pronòstics són bons quan el FAR tendeix a 0.

$$\text{FAR} = \frac{\text{false alarms}}{\text{false alarms} + \text{hits}} \quad (15)$$

El que es fa a Monteverdi et al (2003) és determinar els llindars del cisallament vertical del vent entre els 0 i 1 km i entre els 0 i 6 km a partir dels quals:

- (i) no s'han detectat sondatges que no corresponguessin als associats a dies tornàdics
 DT: POD = 0.36, FAR = 0.00
 >EF0: POD = 0.78, FAR = 0.22 (color vermell)
- (ii) per sobre dels quals s'han format tots els tornados >EF0
 DT: POD = 0.56, FAR = 0.30
 >EF0: POD = 1.00, FAR = 0.50 (color carbassa)
- (iii) per damunt dels quals el POD per al conjunt de dies tornàdics és de 0.45
 DT: POD = 0.45, FAR = 0.08
 >EF0: POD = 0.80, FAR = 0.33 (color groc)

Així, s'obté com a resultat que:

- A partir d'un WS 0-1 km superior a $7.4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i d'un WS 0-6 km més gran que $5.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ no s'ha detectat cap sondatge que no estigués associat a una tempesta tornàdica.
- Tots els tornados >EF0 s'han produït amb un WS 0-1 km superior a $7.4 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i amb un WS 0-6 km més gran que $2.5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.
- El 45% dels sondatges inclosos dins de la zona delimitada per un WS 0-1 km de més de $12.5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i un WS 0-6 km major de $3.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ corresponen a tornados >EF0.

Dibuixant les tres àrees descrites a la figura 22, on hem representat els sondatges que conformen la nostra base de dades, veiem que no tots els sondatges >EF0 es troben dins de (ii), tal i com passa a Monteverdi et al (2003). Concretament, el 41.0% dels que ens consten a la base de dades se situen fora d'aquesta zona. El valor mínim de WS-0-1 km per als >EF0 és de $3.7 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, i el més petit de WS 0-6 km és de $0.7 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

Aquesta diferència important entre l'àrea (ii) definida a Monteverdi et al (2003) i l'obtinguda per nosaltres és deguda, com en el cas anterior, al fet que la xarxa d'estacions de sondatge de Califòrnia és més densa que la de la Mediterrània Occidental, obtenint dades més representatives per a cadascun dels esdeveniment estudiats.

A (ii) hi trobem, a més, el 42.9% del total de sondatges associats a tempestes tornàdiques i el 28.9% dels sondatges DM. Es pot observar que la majoria de casos de mànegues han tingut lloc amb valors de cisallament 0-1 km i 0-6 km més aviat petits, inferiors a $10.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ i a $5.0 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, respectivament. En canvi, en els sondatges >EF0 el cisallament ha estat sempre més marcat.

Ara, si considerem l'àrea en la que s'hi engloben tots els nostres sondatges associats a DT (línia negra de la figura 22), delimitada pels valors mínims de WS 0-6 km ($0.7 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) i de WS 0-1 km ($2.5 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), ens trobarem que el 90.5% dels DM hi queden representats. Per tant, hi ha casos de mànegues que es donen en condicions que no són favorables per la formació de tornados, és a dir, amb valors encara més petits de cisallament.

No podem comprovar res respecte a (i) ja que no tenim sondatges que no estiguin associats a tempestes tornàdiques, de manera que no podem saber si dins d'aquesta àrea hi hauria algun sondatge d'aquest tipus. El que sí podem apreciar és que no hi consta cap sondatge associat a DM.

Pel mateix motiu no podem calcular el POD, de manera que tampoc podem extreure cap conclusió pel que fa a (iii).

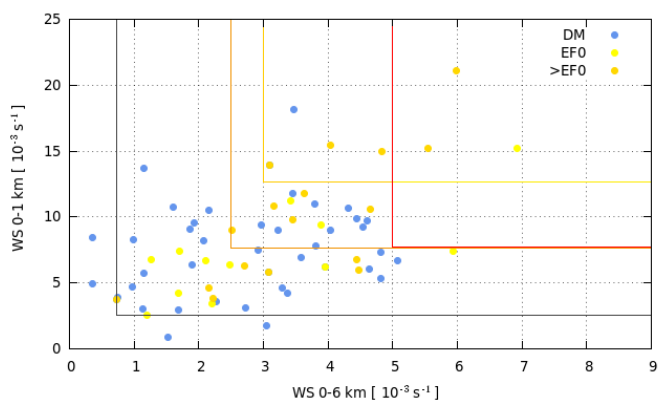


Figura 22: WS 0-1 km respecte a WS 0-6 km per al conjunt de sondatges recollits a la base de dades (2001-2014). En vermell $FAR_{DT} = 0$; en carbassa $POD_{>EF0} = 1$ i en groc $POD_{DT} = 0.44$, de Monteverdi et al (2003), i en negre $POD_{>EF0} = 1$ per les nostres dades.

V. CONCLUSIONS

- Tal i com es veu reflectit a Monteverdi et al (2003), a Rasmussen i Blanchard (1998), i a

Stensrud et al (1997), els paràmetres individualment no són suficient per poder pronosticar d'una manera segura tempestes, mànegues o tornados. Hem vist que de vegades es superen els llindars establerts de TT, KI, PW i WS a partir dels quals és possible la formació de tornados i que, en canvi, no se n'acaba observant cap.

- Dels 4 paràmetres que hem analitzat respecte a la climatologia de Barcelona del període 2008-2012 (Campo Onandia 2013 i Guillén Escrivà 2014), els que tenen valors més significativament diferents en DT i en DM davant la resta són el TT i el KI. Més del 64% dels DM i el 86% dels DT superen el percentil 75 d'ambdós índexs.
- Els paràmetres que aconseguen discernir més bé entre DM i DT són el TT, el LI, la CAPE, l'SRH 0-3 km, l'EH1 0-2 km, la VGP 0-4 km i el SWEAT Index.
- Els sondatges associats a DM i a EF0 solen presentar valors similars de KI, LI, WS 0-1 km, WS 0-6 km i SRH 0-3 km.
- Els índexs que discerneixen millor els sondatges DT en funció de la força del tornado són el TT, el KI, el WS 0-1 km, el LI, l'SRH 0-3 km, el BRN, l'EH1 0-2 km, la VGP 0-4 km i el SWEAT Index.
- El 24.4% dels DM, i el 44.8% dels DT superen el llindar del TT de 50°C , a partir del qual es considera que hi ha condicions per a la formació de tempestes de caràcter advers.
- Es considera que per sobre d'un KI de 35°C les condicions són favorables per a la formació de fenòmens de temps advers. Aquest llindar el superen el 2.3% dels DM i el 10.3% dels DT.
- El cicle estacional que segueix la PW dificulta poder trobar llindars específics que relacionin aquest paràmetre amb la formació de fenòmens tornàdics.
- Per a la formació de mànegues i/o de tornados són necessaris valors alts de WS 0-6 km, superiors a la mediana de la climatologia de Barcelona (Guillén Escrivà 2014).
- La taxa del cisallament vertical del vent és entre 2 i 4 vegades superior entre la superfície i els 1000 m d'alçada que entre la superfície i els 6 km d'alçada.
- El WS 0-1 km és el factor clau a l'hora de determinar la força del fenomen tornàdic. A valors més alts de cisallament 0-1 km més fort podrà ser el tornado que es formi.
- El LI sol prendre valors negatius en els sondatges associats a tornados (65.5%), sobretot si són de categoria EF1 o superior (70.6%). En canvi, el percentatge de DM amb un $LI < 0^{\circ}\text{C}$ és més petit, del 41.5%.
- La CAPE no és un bon índex per discernir entre DT i dies de tempestes no tornàdiques, segons Groenemeijer i van Delden (2007), i Monteverdi et al (2003). Tot i això, ens permet determinar que no hi ha casos de tornados de categoria EF2

- o superiors per sota del 500 J kg^{-1} , resultat que compartim amb Rasmussen i Blanchard (1998).
- El 4.7% dels DM i el 24.1% dels DT superen el llindar de $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ d'SRH 0-3 km utilitzat, habitualment, pels pronosticadors. El percentatge de >EF0 que tenen una SRH 0-3 km més alta que aquest llindar és del 29.4%.
- Pel que fa als percentils d'SRH 0-3 km per a tornados de categoria EF2 i superiors, tenim valors més alts que els establerts per Rasmussen i Blanchard (1998).
- Tot i que majoritàriament l'SRH 0-3 km té valors positius (rotació ciclònica), hem trobat que un 10.3% dels sondatges DT tenen una SRH 0-3 km inferior a $0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (rotació anticiclònica).
- Els resultats del BRN obtinguts són coherents amb el fet que els valors de 10 a 20 són els òptims per a la formació de supercèl·lules i, per tant, per a la formació de tornados d'una certa intensitat. El 75% dels casos de >EF0 tenen un BRN inferior a 20, un percentatge molt superior respecte als DM i als EF0.
- Tant l'EH1 0-2 km com la VGP 0-4 km són els paràmetres que prenen uns valors més diferenciats entre DM i DT. A més, també discerneixen d'una manera clara entre EF0 i >EF0. Justament aquests 2 índexs combinen l'energia convectiva disponible amb l'helicitat, essent els factors clau per a la formació de tornados.
- L'EH1 0-2 km dels 5 EF2 que consten a la nostra base de dades es troben dins dels valors habituals determinats a Rasmussen i Blanchard (1998). Tot i que el percentil 25 que hem obtingut és molt semblant al que consta a aquest estudi, els percentils 50 i 75 prenen valors força més baixos que els de Rasmussen i Blanchard (1998). Això és a causa dels escassos casos de tornados moderats que hi ha hagut a Catalunya (Gayà et al 2011) respecte als EEUU.
- El 53.8% dels DT tenen un valor de VGP 0-4 km superior als $0.200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, el llindar a partir del qual la possibilitat de tempestes tornàdiques augmenta considerablement.
- Els percentils de VGP 0-4 km per a tornados de categoria superior a EF1 trobats per Rasmussen i Blanchard (1998) són sensiblement inferiors als nostres. Els 5 EF2 observats a Catalunya s'han registrat amb valors de VGP 0-4 km superiors al percentil 25 de Rasmussen i Blanchard (1998).
- Hi ha pocs casos de tornados amb un SWEAT Index inferior a 100. Pel que fa als >EF0, el 75% s'han registrat amb un SWEAT Index superior a 171.
- La recta de SRH 0-3 km/BRNSHR respecte a BRNSHR trobada per Stensrud et al (1997) per separar les tempestes tornàdiques de les tempestes no tornàdiques es verifica pels casos EF1 i EF2 de la nostra base de dades. Per als EF0 i les mànegues no s'ajusten als resultats de l'estudi.

- El fet que Rasmussen i Blanchard (1998) defineixin com a DT els dies en els que hi ha hagut un o més tornados de categoria EF2 o superior fa que no puguem comparar els resultats que hem obtingut en representar el WS 0-6 km en funció de la CAPE.
- A partir de la representació gràfica del WS 0-1 km en funció del WS 0-6 km, Monteverdi et al (2003) determinen la zona en la que s'han registrat tots els sondatges >EF0. A aquesta àrea s'hi concentren el 42.9% dels DT i el 28.9% de DM que conformen la nostra base de dades, ja que tenim força casos amb un cisallament vertical del vent menor que els de Monteverdi et al (2003).
- Les xarxes d'estacions de sondatges més denses que la del Mediterrani Occidental, com la de Califòrnia, permeten obtenir sondatges més representatius per a cadascun dels fenòmens estudiats. És per aquest motiu que, en alguns casos, els resultats obtinguts són diferents als nostres, especialment els que fan referència al cisallament del vent.

De cara a una continuació d'aquest estudi, es podria ampliar la base de dades amb els sondatges de dies de tempesta, de dies de pluja i de dies sense precipitació. D'aquesta manera es podria veure quines diferències hi ha entre els diversos paràmetres de cara a determinar quins són els més adients a l'hora de pronosticar fenòmens tornàdics.

Una altra tasca a fer és determinar quina porció dels tornados registrats a Catalunya al llarg dels últims anys han estat associats a un mesocicló.

De la mateixa manera, seria bo fer un treball similar, però enlloc d'obtenir els diversos paràmetres a partir de sondatges, aconseguir-los a partir de modelitzar la situació meteorològica a escala mesoescalar de les dates en les que va ocórrer cadascun dels tornados.

VI. APÈNDIX

Completem l'estudi amb una anàlisi temporal dels tornados i de les mànegues registrats a Catalunya entre els anys 2001 i 2014, i amb les dades resultants de l'estudi dels paràmetres derivats dels sondatges associats a tempestes tornàdiques. També fem un esment de les estacions de sondatges fetes servir.

A. Distribució temporal dels tornados i de les mànegues

La distribució temporal d'aquest tipus de fenòmens és força irregular i varia molt entre un any i l'altre. Així doncs, mentre que els anys 2005 i 2006 es van registrar 7 i 6 tornados, respectivament, els anys 2009 i 2011 tan sols n'hi va haver 1. L'observació de mànegues tampoc està exempta d'aquesta irregularitat: hi ha hagut 7 anys en els que se n'han vist menys de 5, mentre que l'any 2005 se'n van arribar a comptabilitzar 17.

Malgrat que els tornados i les mànegues poden aparèixer a gairebé qualsevol mes de l'any, hi ha dos màxims anuals clars (figura 23). El més important és entre finals d'estiu i mitjans de tardor (entre els mesos d'agost i octubre pels tornados, allargant-se fins al novembre per les mànegues). Justament és l'època de l'any més plujosa a moltes comarques i, precisament, és quan es registren els aiguats més destacables al litoral i al prelitoral, a causa, entre d'altres factors, del màxim de temperatura de l'aigua del mar. La segona època de l'any en la que els fenòmens de tipus tornàdic poden aparèixer amb més facilitat és a la primavera, entre el mes d'abril i mitjans de juny. Tot i ser un màxim secundari, es pot apreciar perfectament, sobretot pel que fa a les mànegues. Tan sols al mes de gener no s'ha registrat mai cap cas de mànega o de tornado a territori català en els últims 15 anys.

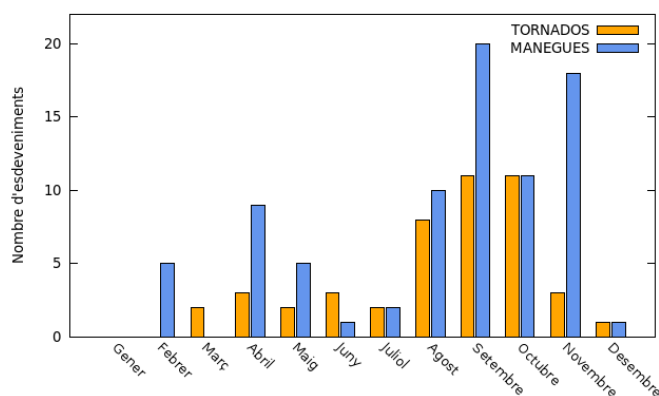


Figura 23: Nombre de tornados i de mànegues observats a Catalunya (2001-2014) segons el mes de l'any.

Un factor important a comentar és quan es registren els tornados més forts. Si agrupem els mesos segons l'època de l'any (hivern –desembre, gener i febrer–, primavera –març, abril i maig–, estiu –juny, juliol i agost– i tardor –setembre, octubre i novembre–) es pot comprovar com la tardor és l'estació de l'any més activa. L'estiu també té un paper important. Sens dubte, durant els mesos d'hivern és molt estrany que s'arribi a produir un tornado: en 15 anys només se n'ha vist 1 (taula IV).

Taula IV: Nombre de tornados (en total i segons la seva força) i de mànegues en funció de l'època de l'any.

	Hivern (DJF)	Primavera (MAM)	Estiu (JJA)	Tardor (SON)
Nº de tornados	1	7	13	25
Nº de EF0	0	6	8	7
Nº de >EF0	1	1	5	18
Nº mànegues	6	14	13	49

És interessant veure com els tornados més forts es produeixen entre els mesos de setembre i novembre. Durant aquests 3 mesos el 72.0% dels tornados que hi ha hagut han estat de categoria EF1 o EF2. En canvi, en el màxim secundari de tornados de finals de la primavera veiem que solen ser fenòmens febles, de categoria EF0 en la majoria dels casos.

I no només això, sinó que la formació de tornados també segueix un patró horari, coincidint amb els moments del dia

de màxima activitat convectiva. El període trihorari diari en el que s'han format més tornados és el de 15 UTC a 18 UTC, amb 16 casos. Les hores diürnes (entre les 09 UTC i les 18 UTC) concentren el 71.7% dels casos, mentre que pels volts de mitjanit és quan menys tornados s'han vist. Concretament, entre les 21 UTC i les 03 UTC tan sols se n'ha comptabilitzat 1.

Cal tenir en compte que com que la base de dades l'hem creada a partir d'observacions. Per tant, és possible que s'hagi produït algun tornado en hores nocturnes o en zones amb poca densitat de població i que no s'hagi pogut veure o que no hagi transcendit. Aquest fet podria alterar lleugerament els resultats obtinguts.

B. Estacions de llançament de sondatges

Tot seguit mostrem una taula amb la població, les coordenades i l'altitud de cadascuna de les estacions de sondatges que hem fet servir per fer aquest estudi.

Taula V: Població, latitud, longitud i altitud de les diverses estacions de llançament de sondatges utilitzades.

Estació	Població	Latitud	Longitud	Altitud
08190	Barcelona	41.62°	2.20°	98 m
08302	Palma	39.60°	2.70°	41 m
08160	Saragossa	41.67°	-1.00°	258 m
08430	Guadalupe (M)	38.00°	-1.17°	62 m

En total hem utilitzat 25 sondatges de Barcelona, 16 de Saragossa, 14 de Palma i 9 de Guadalupe (Múrcia).

C. Valors dels paràmetres derivats dels sondatges en dies de mànega i de tornado

A continuació mostrem quatre taules (taules VI, VII, VIII i IX) –una per a cada tipus de sondatge– amb els valors dels percentils 25, 50 i 75 dels següents paràmetres:

- Lifted Index
- Convective Available Potential Energy
- Storm-relative Helicity (entre els 0 i els 3 km d'alçada)
- Storm-relative Helicity (entre els 0 i els 2 km d'alçada)
- Storm-relative Helicity (entre els 0 i els 1 km d'alçada)
- Bulk Richardson Number
- K-Index
- Total Totals
- Wind Shear (entre els 0 i els 6 km)
- Wind Shear (entre els 0 i els 1 km)
- Vorticity Generation Parameter
- Precipitable Water
- Energy Helicity Index
- Severe Weather Threat Index

Taula VI: Percentils 25, 50 i 75 dels diversos paràmetres per als sondatges DM.

	Percentil 25	Percentil 50	Percentil 75
LI	-3°C	0°C	2°C
CAPE	100 J kg ⁻¹	276 J kg ⁻¹	1080 J kg ⁻¹
SRH03km	22 m ² s ⁻²	42 m ² s ⁻²	92 m ² s ⁻²
SRH02km	9 m ² s ⁻²	30 m ² s ⁻²	64 m ² s ⁻²
SRH01km	4 m ² s ⁻²	18 m ² s ⁻²	65 m ² s ⁻²
BRN	3.0	9.0	33.0
KI	22.1 °C	27.2 °C	29.7 °C
TT	44.9 °C	47.5 °C	49.8°C
WS06km	9.5 m s ⁻¹	18.0 m s ⁻¹	22.6 m s ⁻¹
WS01km	4.3 m s ⁻¹	6.7 m s ⁻¹	8.6 m s ⁻¹
VGP04km	0.077 m s ⁻²	0.149 m s ⁻²	0.219 m s ⁻²
PW	22.1 mm	24.6 mm	32.1 mm
EHI02km	0.00 m ⁴ s ⁻⁴	0.10 m ⁴ s ⁻⁴	0.20 m ⁴ s ⁻⁴
SWEAT	116.0	155.0	203.6

Taula VIII: Percentils 25, 50 i 75 dels diversos paràmetres per als sondatges EF0.

	Percentil 25	Percentil 50	Percentil 75
LI	-3°C	-1°C	0°C
CAPE	187 J kg ⁻¹	628 J kg ⁻¹	1263 J kg ⁻¹
SRH03km	9 m ² s ⁻²	49 m ² s ⁻²	224 m ² s ⁻²
SRH02km	-3 m ² s ⁻²	41 m ² s ⁻²	132 m ² s ⁻²
SRH01km	-4 m ² s ⁻²	13 m ² s ⁻²	57 m ² s ⁻²
BRN	3.5	19.0	59.0
KI	23.3 °C	25.8 °C	29.1 °C
TT	47.4 °C	49.0°C	52.5°C
WS06km	10.1 m s ⁻¹	20.2 m s ⁻¹	26.4 m s ⁻¹
WS01km	5.1 m s ⁻¹	6.0 m s ⁻¹	7.1 m s ⁻¹
VGP04km	0.157 m s ⁻²	0.181 m s ⁻²	0.397 m s ⁻²
PW	17.7 mm	24.2 mm	28.5 mm
EHI02km	0.05 m ⁴ s ⁻⁴	0.25 m ⁴ s ⁻⁴	0.85 m ⁴ s ⁻⁴
SWEAT	132.8	194.6	242.4

Agraïments

Abans de res, vull agrair a en Joan Bech (tutor del Treball de Final de Màster) tota l'ajuda rebuda al llarg de l'elaboració del projecte. També vull donar les gràcies a la Universitat de Wyoming per tenir un arxiu de sondatges públic tan extens i útil a l'hora de fer estudis com aquest, així com a en Joan Arús (AEMet) i a en Roger Vendrell (SMC) per haver-me facilitat alguns dels sondatges que no estaven disponibles a la pàgina web de la Universitat de Wyoming. Tampoc pot faltar l'esment a persones com en Miquel Gayà, en Salvador Castán o en Crispín Parra, que m'han ajudat a completar la base de dades de mànegues i de tornados.

VII. REFERÈNCIES

Aran M, Amaro J, Arús J, Bech J, Figuerola F, Gayà M, Vilaclara E, 2009: Synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado event in Castellcir, Catalonia, on 18th October 2006. *Atmospheric Research*, 93: 147-160.

Bech J, Arús J, Castán S, Pineda N, Rigo T, Montanya J, van der Velde O, 2015: A study of the 21 March 2012

Taula VII: Percentils 25, 50 i 75 dels diversos paràmetres per als sondatges DT.

	Percentil 25	Percentil 50	Percentil 75
LI	-4°C	-2°C	0°C
CAPE	222 J kg ⁻¹	561 J kg ⁻¹	1379 J kg ⁻¹
SRH03km	15 m ² s ⁻²	92 m ² s ⁻²	248 m ² s ⁻²
SRH02km	6 m ² s ⁻²	49 m ² s ⁻²	193 m ² s ⁻²
SRH01km	3 m ² s ⁻²	37 m ² s ⁻²	92 m ² s ⁻²
BRN	3.0	16.0	43.0
KI	24.5 °C	27.4 °C	31.0 °C
TT	46.8 °C	49.3°C	51.7 °C
WS06km	13.0 m s ⁻¹	18.7 m s ⁻¹	26.3 m s ⁻¹
WS01km	5.4 m s ⁻¹	6.6 m s ⁻¹	10.1 m s ⁻¹
VGP04km	0.159 m s ⁻²	0.227 m s ⁻²	0.447 m s ⁻²
PW	22.1 mm	26.6 mm	33.0 mm
EHI02km	0.10 m ⁴ s ⁻⁴	0.35 m ⁴ s ⁻⁴	1.00 m ⁴ s ⁻⁴
SWEAT	135.0	207.6	249.0

Taula IX: Percentils 25, 50 i 75 dels diversos paràmetres per als sondatges >EF0.

	Percentil 25	Percentil 50	Percentil 75
LI	-6°C	-2°C	-1°C
CAPE	403 J kg ⁻¹	562 J kg ⁻¹	1930 J kg ⁻¹
SRH03km	33 m ² s ⁻²	135 m ² s ⁻²	262 m ² s ⁻²
SRH02km	28 m ² s ⁻²	98 m ² s ⁻²	205 m ² s ⁻²
SRH01km	21 m ² s ⁻²	64 m ² s ⁻²	143 m ² s ⁻²
BRN	2.0	7.5	20.0
KI	26.0 °C	29.0 °C	31.8 °C
TT	46.6 °C	50.0 °C	51.6 °C
WS06km	15.4 m s ⁻¹	18.5 m s ⁻¹	22.6 m s ⁻¹
WS01km	5.4 m s ⁻¹	8.8 m s ⁻¹	12.6 m s ⁻¹
VGP04km	0.184 m s ⁻²	0.279 m s ⁻²	0.593 m s ⁻²
PW	26.6 mm	31.5 mm	35.6 mm
EHI02km	0.10 m ⁴ s ⁻⁴	0.55 m ⁴ s ⁻⁴	1.10 m ⁴ s ⁻⁴
SWEAT	171.3	224.6	269.5

tornadic quasi linear convective system in Catalonia. *Atmospheric Research*, 158–159, 192–209.

Bech J, Pascual R, Rigo T, Pineda N, López JM, Arús J, Gayà M, 2007: An observational study of the 7 September 2005 Barcelona tornado outbreak. *Natural Hazards and Earth System Science*, 7: 129-139.

Bech J, Pineda N, Rigo T, Aran M, Amaro J, Gayà M, Arús J, Montanya J, van der Velde O, 2011: A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part I: Overview, damage survey and radar analysis. *Atmospheric Research*, 100: 621-637.

Campo Onandia I, 2013: Masa de agua precipitable, índices de inestabilidad e isocero en el Mediterráneo Occidental durante el Periodo de Observación Especial HyMeX-SOP1 (otono de 2012). Treball de Final de Màster. Màster de Meteorologia. Universitat de Barcelona.

Davies JM, 1993: Hourly helicity, instability, and EHI in forecasting supercell tornadoes. Preprints, *17th Conf. on Severe Local Storms*, St. Louis, MO, Amer. Meteor. Soc., 107-111.

Davies-Jones RP, Burgess DW, Foster M, 1990: Test of helicity as a forecast parameter. Preprints, *16th Conf. on*

- Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc.: 588-592.
- Doswell III CA, Rasmussen EN, 1994: The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Weather and Forecasting*, 9: 625-629.
- Galway JG, 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37: 528-529.
- Gayà M, 2011: Tornadoes and severe storms in Spain. *Atmospheric Research*, 100: 334-343.
- Gayà M, Llasat MC, Arús J, 2011: Tornadoes and waterspouts in Catalonia (1950-2009). *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, 11: 1875-1883.
- Groenemeijer PH, van Delden A, 2007: Sounding-derived parameters associated with large hail and tornadoes in the Netherlands. *Atmospheric Research*, 83: 473-487.
- Grünwald S, Brooks HE, 2011: Relationship between sounding derived parameters and the strength of tornadoes in Europe and the USA from reanalysis data. *Atmospheric Research*, 100: 479-488.
- Guillén Escribà C, 2014: Anàlisi de variables i índexs d'instabilitat durant el període d'observació SOP1 del programa HyMex. Treball de Final de Màster. Màster de Meteorologia. Universitat de Barcelona.
- Maddox RA, 1976: An Evaluation of Tornado Proximity Wind and Stability Data. *Monthly Weather Review*, 104: 133-142.
- Mateo J, Ballart D, Bruçet C, Aran M, Bech J, 2009: A study of a heavy rainfall event and a tornado outbreak during the passage of a squall line over Catalonia. *Atmospheric Research*, 93: 131-146.
- Met Office, 2015: Atmospheric Stability Indices. Met Office. Últim accés: 1 de setembre de 2015. Disponible a: <http://www.rtc.mgm.gov.tr/FILES/KURS/331/DOCS/AtmosphericStabilityIndices.pdf>.
- Miller JA, 1972: Notes on analysis and severe storms forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rep. 200 (Rev), AWS, USAF. [Headquarters AWS, Scott AFB, IL, 62225.]
- Monteverdi JP, Doswell CA, III, Lipari GS, 2003: Shear Parameter Thresholds for Forecasting Tornadoic Thunderstorms in Northern and Central California. *Weather and Forecasting*, 18: 357-370.
- Pineda N, Bech J, Rigo T, Montanya J, 2011: A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadoic event. Part II: Total lightning analysis. *Atmospheric Research*, 100: 638-648.
- Ramis C, Arús J, López JM, Mestres AM, 1997: Two cases of several weather in Catalonia (Spain): an observational study. *Meteorol. Appl.*, 4: 207-217.
- Rasmussen EN, Blanchard DO, 1998: A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, 13: 1148-1164.
- Riesco Martín J, Polvorinos Pascual F, Núñez Mora JA, Soriano Romero J, Jiménez Alonso C, 2015: Climatología de tornados en España Peninsular y Baleares. Agencia Estatal de Meteorología (AEMet). Últim accés: 27 d'agost de 2015. Disponible a: http://www.aemet.es/documentos/es/conocermas/publicaciones/Climatologia_tornados/Climatologia_tornados.pdf.
- Rodríguez Ballester O, 2014: Sounding-derived parameters associated to tornadoic storms in Catalonia. Treball de Final de Grau. Grau en Física. Universitat de Barcelona.
- Stensrud DJ, Cortinas Jr JV, Brooks HE, 1997: Discriminating between Tornadoic and Nontornadoic Thunderstorms Using Mesoscale Model Output. *Weather and Forecasting*, 12: 613-632.