

PRZEWODNIK DO PROGNOZOWANIA BURZ Z UŻYCIEM MAP WSKAŹNIKÓW KONWEKCYJNYCH



Autorzy:

Krzysztof Ostrowski

Artur Surowiecki

Krzysztof Trębicki

Stowarzyszenie Skywarn Polska (Polscy Łowcy Burz)

Link do opisywanych map: <http://lightningwizard.estofex.org/>

Opracowanie częściowo opiera się na informacjach zawartych w pracy Oscara Van der Velde z grupy ESTOFEX na temat wskaźników pogody konwekcyjnej ([Guide to using Convective Weather Maps](#))

SPIS TREŚCI:

WSTĘP.....	3
BIEŻĄCA OBSERWACJA ZJAWISK BURZOWYCH.....	5
OMÓWIENIE MAP WSKAŹNIKÓW KONWEKCYJNYCH.....	9
1. MSL Pressure, 500 hPa Height, Mixed-Layer CAPE (lowest 1000m parcel)	9
2. Parcel Layer Depth, 0-2 km Deep Convergence, 1-4 km Shear Vector	12
3. 1-8 km Deep Layer Shear, ICAPE, ICIN.....	14
4. Advection of Geostrophic Vorticity by the Thermal Wind (vertical motion at 600 hPa).....	15
5. Mid-tropospheric Potential Vorticity (400-600 hPa).....	17
6. Thompson Index, Convective Precipitation, 700 hPa Height.....	18
7. Temperature Lapse Rate: 0-500 m AGL.....	20
8. Temperature Lapse Rate: 2000-4000 m AGL.....	22
9. 700 hPa Theta-e, 0-1 km Theta-e, streamlines.....	24
10. Mixing Ratio (0-1 km), 0-1 km Mean Wind Streamlines + Moisture advection.....	26
11. 10 m Instantaneous Contraction Rate (ICON), Asymptotic Dilatation Axis, 925-700 hPa Fluid Trapping (TRAP).....	27
12. Effective Precipitable Water, MCS Propagation Vectors, MCS Mode.....	28
13. 0-2 km Storm-Relative Moisture Flux and Upper Level Flow.....	31
14. Maximum Convective Gusts (exp.), Cold Pool Strength (Downdraft LI).....	33
15. 0-6 km Deep Layer Shear, 0-1 km Low Level Shear, Significant Tornado Parameter.....	34
16. 0-3 km Storm-Relative Helicity, Storm Motion, Supercell Composite Parameter.....	36
17. Lifting Condensation Level, Level of Free Convection.....	38
18. 0-3 km Low Level CAPE, Experimental Spout/Tornado index.....	39
19. Equilibrium Level Convective Cloud Top Temperature.....	41

WSTĘP

Wiosną i latem często słyszymy o nadchodzących burzach niosących rozmaite zagrożenia – jedne mają powodować silne porywy wiatru, inne ulewne opady deszczu, jeszcze inne mogą przynosić opady gradu, a nawet trąby powietrzne. Czasami gwałtowne burze wiążą się z wystąpieniem kilku z powyżej wymienionych zagrożeń w danym miejscu i czasie. Zróżnicowane stany panujące w troposferze mogą oznaczać pojawienie się zjawisk burzowych o różnej specyfice i intensywności.

Do najważniejszych czynników wpływających na gwałtowność burz należy chwiejność termodynamiczna oraz pionowy profil wiatru w troposferze. Większa chwiejność i bardziej dynamiczne profile wiatru (silniejszy przepływ i większe uskoki wiatru) sprzyjają zorganizowanym burzom i bardziej znaczącym zjawiskom konwekcyjnym. Co ciekawe, zjawiska burzowe, kojarzone zwykle z bardzo dużą chwiejnością, są często groźniejsze w warunkach większej dynamiki przepływu w troposferze oraz mniejszej chwiejności. Co z tego, że energia potencjalna konwekcji wyniesie 2000 J/kg, jeśli brak wiatrów w różnych warstwach troposfery sprawi, że wypiętrzona komórka burzowa będzie stała niemal w miejscu? Odpowiedź jest następująca: komórka burzowa zacznie zanikać po około godzinie od momentu powstania, gdyż opady spowodują powstanie prądów zstępujących i wychłodzenie warstwy granicznej. W ten sposób, prąd wstępujący, który jest odpowiedzialny za rozwijanie się chmury burzowej, jest odcinany od cieplejszego powietrza. Wokół burzy mogą jeszcze powstać nowe komórki, które w końcu utworzą słabo zorganizowaną, krótko żyjącą burzę wielokomórkową. Taka burza ma jednak mniejsze szanse na wytworzenie groźnych zjawisk. Sytuacja zmienia się, gdy profile wiatru są bardziej dynamiczne. Duże uskoki wiatru (czyli zmiany jego prędkości i kierunku wraz z wysokością) pozwalają na lepsze odseparowanie prądów: wstępującego i zstępującego, co zapewnia dłuższą żywotność burzy. Wpływają one korzystnie na proces tworzenia się nowych komórek w burzach wielokomórkowych, co sprzyja ich lepszej organizacji i trwałości. Dynamiczne profile wiatru zwiększają też szansę powstania rotacji w obrębie prądu wstępującego chmury Cb i utworzenia się superkomórek i trąb powietrznych. Generalnie możemy wyróżnić kilka charakterystycznych środowisk sprzyjających burzom w środkowej Europie, trzeba jednak pamiętać, że spektrum warunków troposferycznych jest ciągle.

Na jednym końcu tego zakresu możliwości należy umieścić środowisko wysokiej chwiejności (często nawet 2000 J/kg) i słabego przepływu w troposferze. To warunki charakterystyczne dla masy zwrotnikowej morskiej (PZm) i występujące zazwyczaj w miesiącach letnich. W wilgotnym i chwiejnym powietrzu rozwijają się wówczas burze wewnątrzmasowe. Tworzą się zwykle pojedyncze i wolno przemieszczające się komórki burzowe, które gdzieś tam mogą łączyć się w większe klastry wielokomórkowe. Ulewy i podtopienia są zazwyczaj głównymi zagrożeniami w takich sytuacjach. Przy sprzyjających warunkach, lokalnie mogą pojawić się również bardzo silne porywy wiatru (ang. *downburst*) i opady gradu. Jednak ze względu na spokój panujący w troposferze (słaby przepływ i niewielkie uskoki wiatru) możliwość organizacji burz w groźniejsze struktury oraz obszar występowania gwałtownych zjawisk są ograniczone.

Z drugiej strony, możemy wyróżnić środowisko mniejszej chwiejności (rzędu kilkuset J/kg) i bardzo dynamicznego pionowego profilu wiatru. Takie warunki mogą panować bezpośrednio przed frontem chłodnym głębokiego niżu (w różnych porach roku). Powstające wzdłuż szybko przemieszczającego się frontu chmury Cb organizują się w większe struktury (np. linie szkwału). Mimo mniejszej chwiejności, zjawiska burzowe mogą być nawet groźniejsze niż te występujące w środowisku dużej chwiejności i spokojniejszych wiatrów. Przynoszą one często bardzo silne porywy wiatru (nawet na dużym

obszarze), czasem także trąby powietrzne. Ważną rolę w tym przypadku odgrywają właśnie warunki kinematyczne: duże uskoki wiatru wpływają na organizację burzy, natomiast silny przepływ może bezpośrednio przekładać się na intensywność wiatrów szkwałowych.

Najgroźniejsze pogodowe sytuacje mają miejsce na obszarach, gdzie występuje jednocześnie duża chwiejność termodynamiczna i dynamiczne pionowe profile wiatru. Są to zwykle rejony, w których spotykają się dwie znacznie zróżnicowane termicznie masy powietrza (zwykle PZm i PPm), a cieplejsza z nich cechuje się dużą zawartością pary wodnej w dolnej warstwie. Wówczas w pobliżu frontów (pofalowanych lub chłodnych) występują najgroźniejsze w ciągu roku zjawiska burzowe. Takie sytuacje mają miejsce zwykle w porze letniej. Burze o bardzo silnych prądach wstępujących mogą tworzyć wówczas świetnie zorganizowane struktury: długo istniejące mezoskalowe układy konwekcyjne z niszczącymi porywami wiatru i ulewnymi opadami oraz superkomórki z trąbami powietrznymi i opadami gradu dużych rozmiarów. W ekstremalnym przypadku może pojawić się derecho (układ burzowy z bardzo silnym i szeroko rozprzestrzenionym wiatrem) lub liczne trąby powietrzne (ang. *tornado outbreak*). Warto tu przypomnieć derecho nad Polską z dnia 23 lipca 2009, kiedy to z powodu wiatrów towarzyszących burzy śmierć poniosło 8 osób, a co najmniej 82 osoby zostały ranne. Tego dnia występowało rzadkie połączenie bardzo dużej chwiejności oraz silnego przepływu i uskoków wiatru. Dodatkowo, siłę prądów zstępujących (i wiatru) zwiększała tego dnia obecność suchych warstw powietrza w troposferze (zarówno środkowej, jak i dolnej). Inną sytuacją godną wspomnienia jest ta z 15-16 sierpnia 2008 roku. Wówczas pojawiły się niebezpieczne superkomórki burzowe, które oprócz licznych trąb powietrznych przyniosły również opady bardzo dużego gradu, porywiste wiatry i ulewne opady deszczu. Oprócz znacznej chwiejności i dużych uskoków wiatru, w tych dniach czynnikiem sprzyjającym trąbom powietrznym była duża wilgotność względna powietrza w warstwie granicznej (a co za tym idzie niski poziom kondensacji chmur Cb).

Niniejsze opracowanie ma na celu pomóc w prognozowaniu siły zjawisk burzowych we własnym zakresie. Można to robić na podstawie ogólnodostępnych prognoz wskaźników związanych z burzami z modeli numerycznych, m.in.: GFS, WRF i wiele innych. Wiedza ta jest bardzo przydatna podczas różnych naszych wakacyjnych podróży, gdy mamy w planach większą wyprawę w góry albo rejs po jeziorach na Mazurach. Z przewodnika skorzystają także wszyscy ci, którzy interesują się burzami, są łowcami burz i obserwatorami groźnych zjawisk atmosferycznych. Zresztą nadchodząca pogoda jest tą dziedziną, która interesuje niemal każdego z nas – każdy chce jednak wiedzieć, czego można się spodziewać od pogody w najbliższych dniach. Teraz, gdy internet stał się powszechny i nie wyobrażamy sobie bez niego życia, możemy bez problemów dokonać własnej analizy nadchodzących warunków pogodowych. Jednak już teraz uprzedzam – do dziś nie zbadano wszystkich procesów rządzących zjawiskami burzowymi – dlatego często pojawiają się różne nieoczekiwane, czasem bardzo groźne w skutkach niespodzianki. Do dziś prowadzi się zaawansowane badania, które mają na celu ulepszenie prognoz pogody. Pamiętajmy, że na podstawie wartości pewnych czynników możemy tylko w przybliżeniu powiedzieć, czy czeka nas zwykła, letnia, niegroźna burza, czy też nawałnica, przed którą lepiej się dobrze przygotować. Pamiętajmy o zasadzie, że pogoda czasem lubi płatać figle !

Mamy nadzieję, że nasze opracowanie sprawi, że zainteresujecie się bardziej prawami rządzącymi atmosferą, zwłaszcza zjawiskami burzowymi. Dla bardziej dociekliwych polecamy różne interaktywne kursy meteorologii np. Meteorologia przez internet (IGF) i kursy oferowane przez ZAMG (EUMeTrain w języku angielskim) na stronie : <http://www.zamg.ac.at/eumetrain/> oraz MetEd (COMET Program) – również w j. angielskim i podobnie jak w przypadku EUMeTrain całkowicie za darmo – trzeba się tylko zarejestrować na stronie: http://www.meted.ucar.edu/topics_convective.php.

BIEŻĄCA OBSERWACJA ZJAWISK BURZOWYCH

Zanim przejdziemy do prognoz, chcielibyśmy krótko zaprezentować rodzaje źródeł, które pozwolą stwierdzić, czy zjawiska burzowe pojawią się w ciągu następnych godzin. Jest to bardzo ważne zagadnienie, czasem niestety lekceważone, czego przykładem była tragedia z dnia 21.08.2007, kiedy to podczas gwałtownej burzy z bardzo silnym wiatrem na Jeziorach Mazurskich utopiło się 12 osób, które nie zdążyły w porę uciec przed nadciągającą nawałnicą (inna sprawa jest taka, że część tych osób w ogóle tego dnia nie powinno wypływać, a to ze względu na stan, w jakim się znajdowały).

Podstawowymi źródłami informacji o bieżących zjawiskach burzowych są zdjęcia satelitarne, dane z detektorów wyładowań atmosferycznych oraz obrazy radarowe.

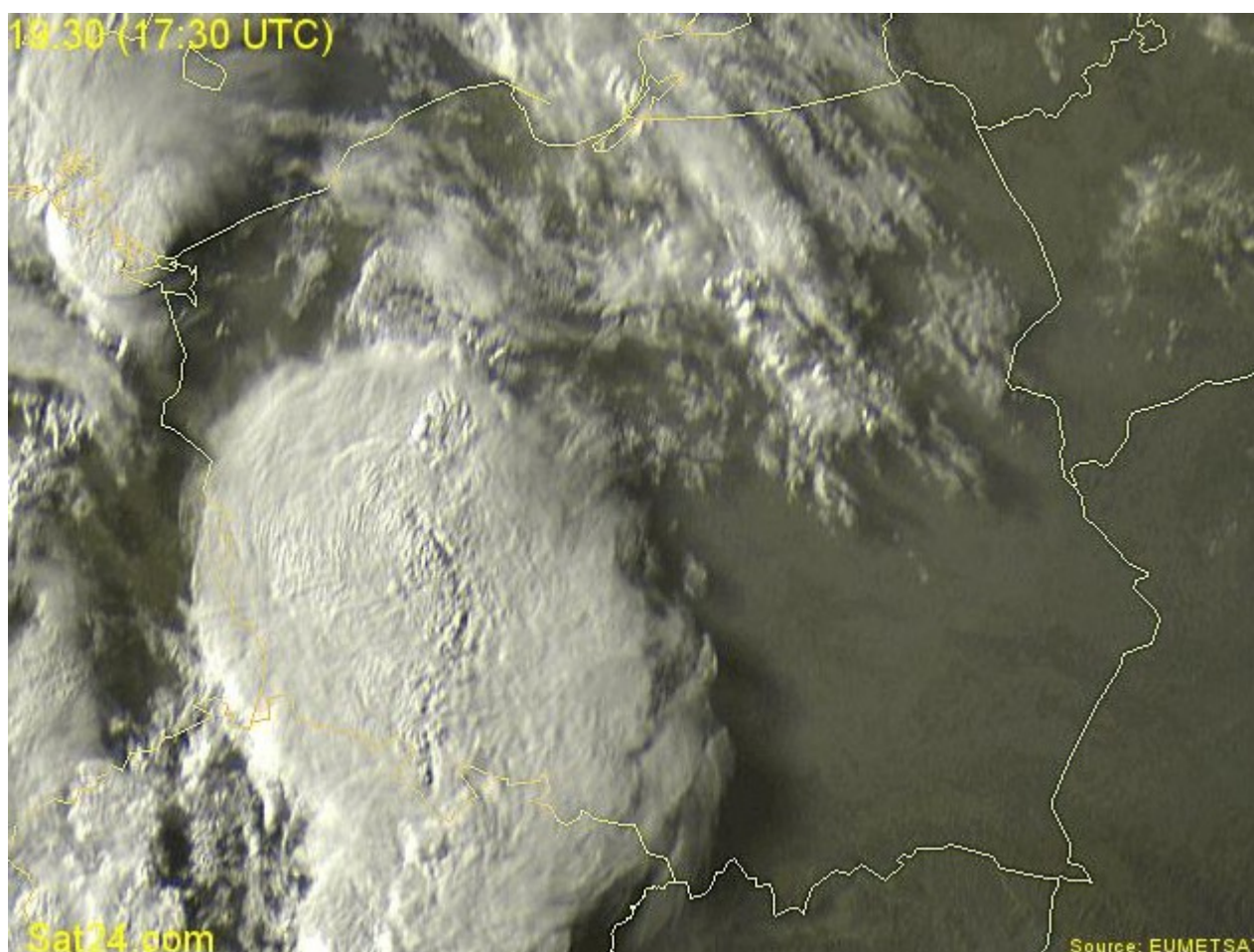
Obrazy radarowe są niezastąpione do oceny rodzaju burzy, jaka obecnie przechodzi, do oceny jej intensywności, do stwierdzenia, czy burza przynosi opad gradu, jak szybko się przemieszcza, wreszcie do rozróżnienia tego, czy burza nie jest niebezpiecznym, dobrze zorganizowanym układem burzowym, np. bow echo. Za pomocą dopplerowskiego radaru meteorologicznego, w komórkach burzowych możemy wykryć mezocyklony, czyli wirujące prądy wstępujące, które występują w superkomórkach burzowych. Superkomórka burzowa jest najniebezpieczniejszym typem burzy, produkującym m.in.: opady dużego gradu, porywiste wiatry, a w sprzyjających warunkach – niszczycielskie tornada. Niestety, w Europie powszechnie dostępne są tylko radarowe obrazy odbiciowości opadów atmosferycznych, co nie zawsze pozwala wykryć superkomórkę. Oczywiście liczne narodowe służby meteorologiczne (w tym IMGW i DWD) mają dostęp do danych typu Storm Relative Motion / CAPPI (V) pozwalających na wykrycie mezocyklonu, jednak do tej pory powszechny dostęp do takich obrazów radarowych mają tylko mieszkańcy USA. W Polsce danymi z radarów meteorologicznych zajmuje się Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Na stronie Instytutu możemy znaleźć obraz odbiciowości opadów atm., odświeżany co godzinę, a wyjątkowych sytuacjach – co 10 minut.

Innym cennym źródłem wiadomości o nadciągających burzach jest zdjęcie satelitarne. Te – w przypadku Europy - może zostać wykonane przez satelitę METEOSAT 9 (geostacjonarny) oraz satelity polarne NOAA i MODIS. W bardzo wielu przypadkach chmury burzowe się zdecydowanie odróżniają od pozostałych chmur widocznych na takim zdjęciu. Wyglądają one jak intensywnie białe, zdecydowanie wyróżniające się, rosnące plamy przybierające kształt placków - w szczególności, gdy są w odizolowaniu od innych chmur. Chmury burzowe można oglądać zarówno w świetle widzialnym (VIS), jak i w podczerwieni (IR). W świetle widzialnym możemy dostrzec szczegóły wierzchołka chmury (np. lokalizację overshooting top-u w superkomórce burzowej). Jeśli chcemy takie szczegóły oglądać za pomocą zdjęcia wykonanego w podczerwieni (pamiętajmy, że w nocy nie ma światła widzialnego !), musimy wybrać taki sposób prezentacji (kanał naświetlania zdjęcia), który pozwoli nam na dość dokładne określenie temperatury wierzchołków chmur. Z takiej prezentacji korzysta się nawet w dzień, gdyż temperatura wierzchołków chmur Cumulonimbus może bardzo pomóc przy określaniu zagrożenia związanego z burzą. Zazwyczaj im chłodniejsza jest u góry chmura (im wyżej się wypiętrzy), tym potencjalnie jest groźniejsza.

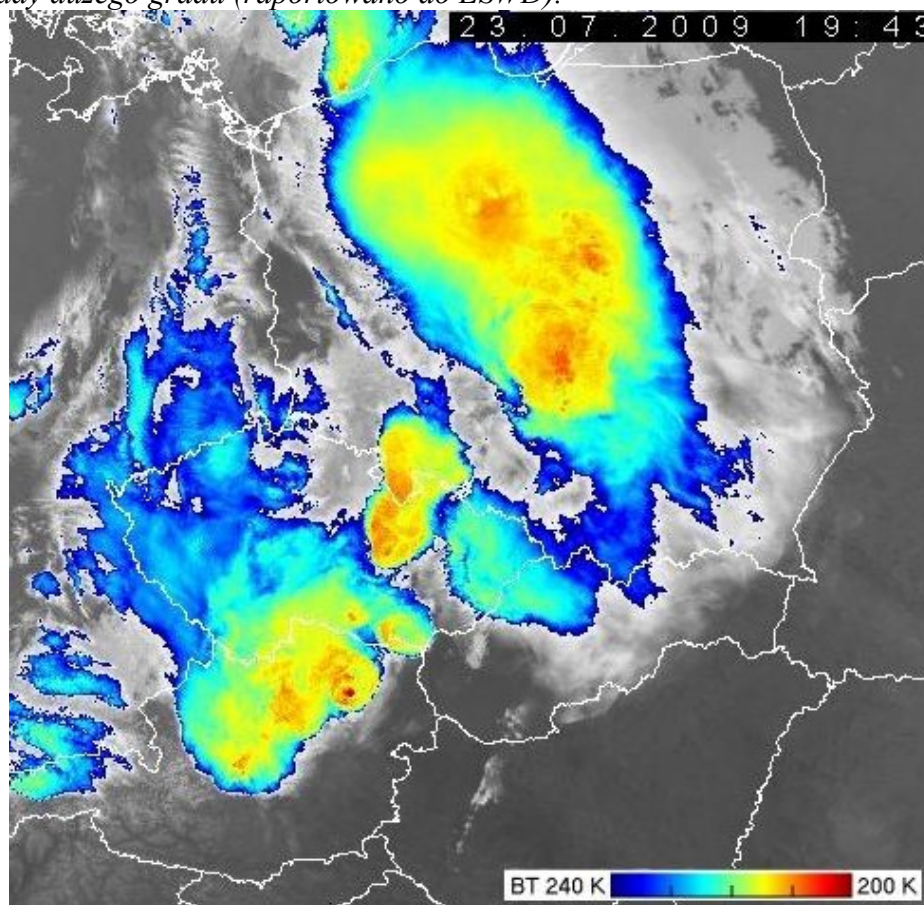
Cenne informacje o burzach mogą nam dostarczyć także dane z systemu detektorów wyładowań atmosferycznych. Znane sieci detektorów wyładowań atmosferycznych to PERUN (Polska), Siemens – BLIDS (m.in.: Polska, Niemcy) oraz ogólnoeuropejska sieć detektorów wyładowań atmosferycznych EUCLID. Obok profesjonalnych sieci detektorów istnieją także amatorskie, ale w porównaniu do sieci profesjonalnych są bardzo niedokładne. Ilość wyładowań atmosferycznych czasami pozwala określić dość dobrze gwałtowność burzy. Regułą jest to, że im więcej notuje się wyładowań w burzy, tym chmura burzowa jest wyżej wypiętrzona. Nie możemy tutaj bazować jedynie na pomiarach wyładowań

doziemnych, gdyż nieraz było już tak, że podczas bardzo silnych burz ich ilość była mała. Uwzględniając wyładowania międzyciurowe, można już lepiej oszacować siłę burzy. Niestety, w okresie zimowym zarówno detektor wyładowań, jak i zdjęcia satelitarne nie są w stanie nam dobrze przedstawić siły burzy. Do tego celu nadają się wtedy jedynie dane z radarów. Dane z detektorów wyładowań atmosferycznych są zazwyczaj prezentowane w taki sposób, aby móc ocenić kierunek i szybkość przemieszczania się ośrodka burzowego.

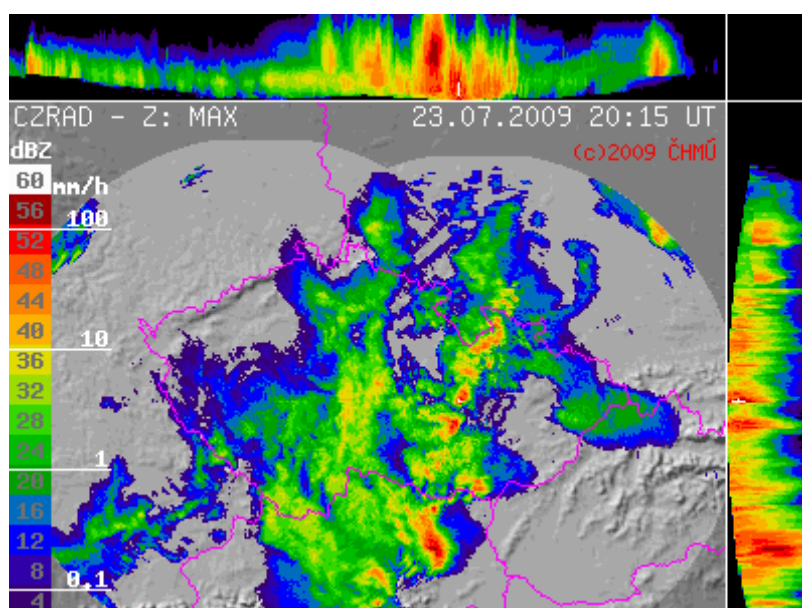
Obraz 1: Mezoskalowy układ konwekcyjny (MCS) nad Polską południowo – zachodnią w dniu 23.07.2009. Zdjęcie w świetle widzialnym, wykonane przez satelitę METEOSAT-9 (źródło: www.sat24.com). Wyraźnie widać spowodowane przez prądy wstępujące przewyższenia ponad kowadło (overshooting tops) towarzyszące układowi bow echo wbudowanemu w tę burzę.



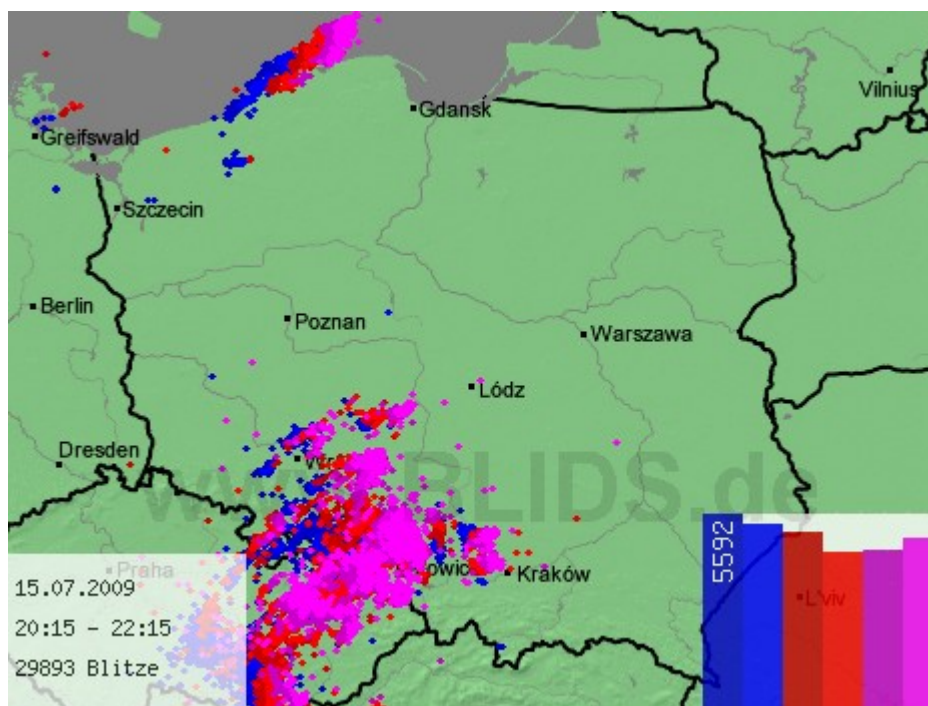
Obraz 2: Zdjęcie tego samego układu MCS i innych chmur burzowych nad Europą Centralną z dnia 23.07.2009. Zdjęcie satelitarne wykonane w podczerwieni przez jednego z satelitów polarnych NOAA (źródło: CHMI). Poniższy obraz pozwala na określenie temperatury poszczególnych fragmentów wierzchołków chmur. Im temperatura niższa, tym barwa na zdjęciu bardziej czerwona. Nad północną – wschodnią Austrią widać superkomórkę burzową z wyraźnym overshooting – top-em. W Wiedniu zanotowano opady dużego gradu (raportowano do ESWD).



Obraz 3: Radarowy obraz odbiciowości opadów z dnia 23.07.2009 z echem typowym dla superkomórki nad północno – wschodnią Austrią. Wartość przekraczająca 55 dBZ często oznacza opady gradu. Źródło: CHMI.



Obraz 4: Dane z detektorów wyładowań systemu Siemens - BLIDS w Polsce (Uwaga na przesunięcie o ok. 25 km na zachód od stanu faktycznego). Niebieskie wyładowania oznaczają najstarsze wyładowania, fioletowe – najnowsze wyładowania. Źródło: www.wetteronline.de.



OMÓWIENIE MAP WSKAŹNIKÓW KONWEKCYJNYCH

1. *MSL Pressure, 500 hPa Height, Mixed-Layer CAPE (lowest 1000m parcel)*

Mixed-Layer CAPE (0-1 km)

Parametr na mapie jest zaznaczony kolorowymi obszarami. CAPE, czyli energia potencjalna dostępna konwekcyjnie, jest miarą chwiejności termodynamicznej (lub inaczej niestabilności). CAPE służy do oceniania intensywności pionowych prądów powietrza w troposferze. Jego wartość rośnie wraz ze zwiększaniem pionowych gradientów temperatury w troposferze i zawartości pary wodnej w jej dolnej warstwie. Przykładowo, w ciepłe, słoneczne dni, powierzchnia ziemi i powietrze znajdujące się nad nią na skutek oddziaływania promieni słonecznych nagrzewają się i są znacznie cieplejsze od powietrza znajdującego się wyżej, w związku z czym mamy często do czynienia z dużym pionowym gradientem temperatury, przynajmniej w dolnej troposferze. Napędza to rozwój prądów wstępujących, a to zaś powoduje powstanie chmur rodzaju cumulus, które w sprzyjających warunkach, przy odpowiednio dużej wilgotności, rozwijają się do chmur Cumulonimbus i przynoszą burze.

Chwiejność nie powstaje tylko na drodze ogrzewania się dolnej, przyziemnej warstwy troposfery. W troposferze, na różnych jej wysokościach w danej chwili może napływać kilka mas powietrza. Jeżeli ciepłe powietrze będzie napływać w jej dolnych warstwach, natomiast powyżej nie ma wyraźnej adwekcji (lub wręcz następuje adwekcja chłodniejszego powietrza), mamy do czynienia ze zwiększeniem pionowego gradientu temperatury w środkowej troposferze. Podobnie może się dzieć w obecności ruchów wznoszących w powietrzu o malejącej z wysokością temperaturze *theta-e* (potencjalna niestabilność). W przypadku, gdy zawartość pary wodnej w warstwie granicznej będzie odpowiednio duża, wspomniane powyżej sytuacje mogą spowodować pojawienie się bardzo znaczących wartości CAPE. Co istotne, niestabilność powstała w wyniku adwekcji chłodnych mas powietrza może zaistnieć nawet podczas zimnej pory roku, ale zwykle nie osiąga dużych wartości. Również w godzinach nocnych, gdy w wychłodzonej najniższej warstwie troposfery panuje równowaga stała, może występować chwiejność. Podatne na unoszenie powietrze pojawia się wówczas powyżej tej stabilnej warstwy.

Obliczanie energii potencjalnej dostępnej konwekcyjnie, podobnie jak wielu innych parametrów związanych z prognozowaniem burz, opiera się na teorii unoszenia cząstki powietrza (ang. *parcel theory*) w troposferze, której nie będziemy dokładniej tutaj omawiać. CAPE jest podstawowym wskaźnikiem informującym nas o sile pionowych ruchów powietrza w chmurach kłębiastych. Na podstawie tego parametru możemy w przybliżeniu obliczyć, jak intensywnie może wypiętrzać się chmura burzowa. Chmury Cumulonimbus powstają bowiem tylko i wyłącznie w wyniku obecności silnych prądów wstępujących (czasem pojawiają się mechanizmy mocno wzmacniające ten proces, w szczególności konwergencja w dolnej troposferze czy dywergencja w środkowej). Na omawianej mapce wylicza się CAPE dla cząstki uśrednionej z dolnego kilometra troposfery (inaczej MLCAPE (0-1 km)). Parametr ten jest szczególnie przydatny do prognozowania burz w godzinach popołudniowych i wieczornych. Do prognozowania burz w godzinach nocnych i porannych lepiej korzystać z MUCAPE (Most Unstable CAPE – czyli wartość CAPE z najbardziej niestabilnej warstwy w troposferze). Wyliczenia wartości CAPE, uwzględniając różne wysokości startu trajektorii wznoszonej cząstki, mogą się znacząco różnić. Zazwyczaj CAPE liczone z wyższych wysokości ma mniejszą wartość od CAPE liczonego od powierzchni ziemi (SBCAPE). Jeśli uśredniona wartość CAPE z warstwy 0 – 1 km jest znacząca, może to wskazywać na dużą zawartość pary wodnej w całej warstwie granicznej i dłużej istniejące burze. W przypadku, gdy wartości SBCAPE są wysokie, a wartości MLCAPE są znacząco niższe, taka sytuacja może świadczyć o dużym niedosycie wilgoci w dolnej troposferze (pary wodnej

jest dużo jedynie w warstwie przyziemnej), co utrudnia rozwój zjawisk burzowych.

Często zdarza się, że bardzo wysokie wartości CAPE nie powodują inicjacji zjawisk burzowych, ponieważ rozwój chmur Cb jest blokowany przez (odwrotną do CAPE) energię hamowania konwekcji (CIN). CIN jest zwykle powodowany niskimi pionowymi gradientami temperatury, a w szczególności inwersjami oraz izotermiami w dolnej warstwie troposfery, które często występują w godzinach wieczornych, nocnych i porannych. Stąd odpowiednio duży gradient pionowy temperatur, który będzie przewyższać choć trochę wartość gradientu wilgotnoadiabatycznego (6 K / km), jest tak istotny przy rozwoju burz.

Generalnie, większa chwiejność sprzyja silniejszym zjawiskom burzowym, jednak CAPE w żaden sposób nie określi nam rodzaju burzy, jakiej należy się spodziewać. Przy słabych wiatrach w troposferze i dużych wartościach CAPE, burze mogą być gwałtowne, lecz będą trwać krótko. W obecności dobrych warunków kinematycznych, nawet niezbyt duże wartości CAPE (np. ok 500 J/kg) mogą doprowadzić do rozwoju groźnych, bardzo dobrze zorganizowanych i długo trwających burz.

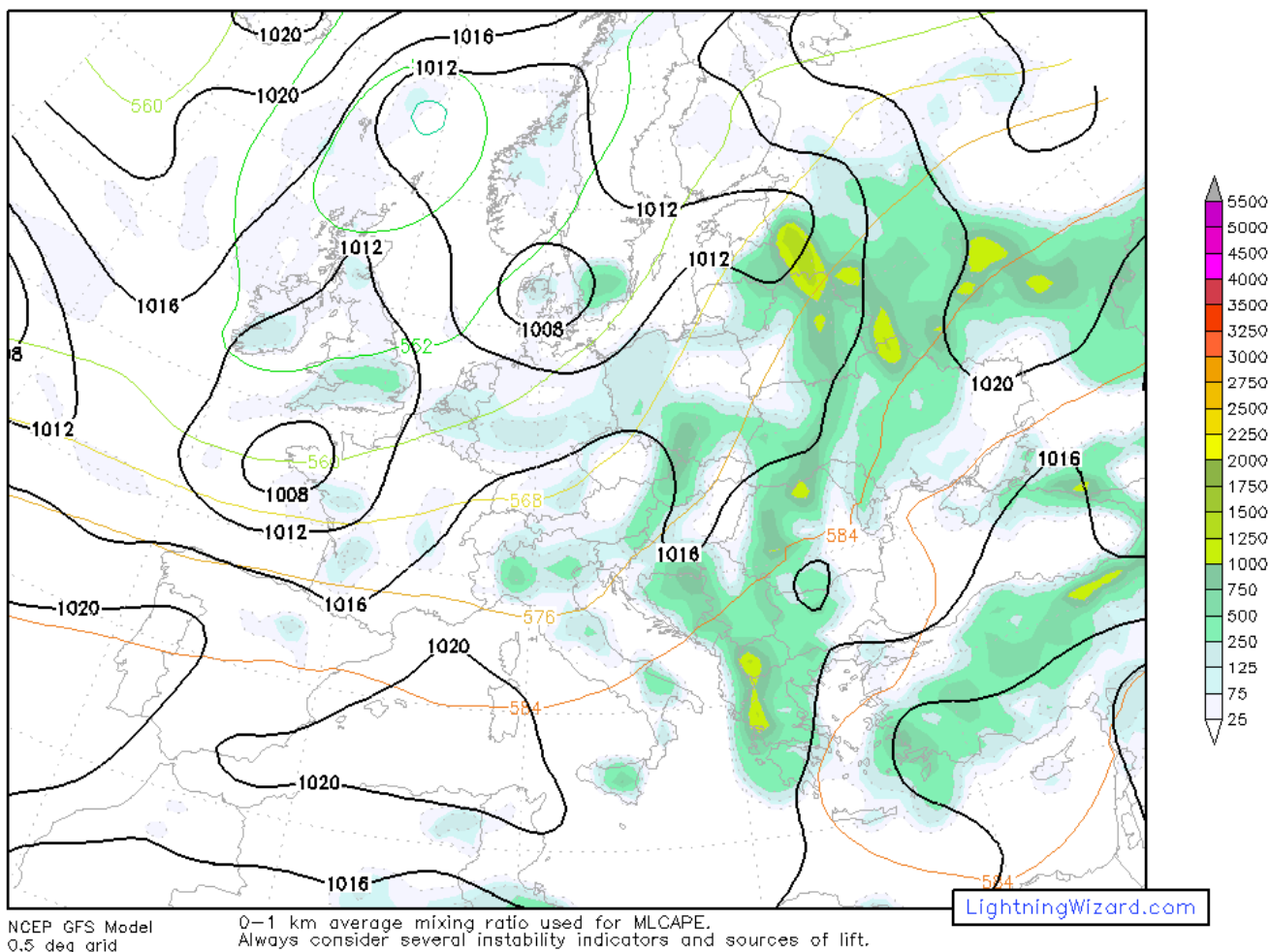
MSL Pressure

Rozkład ciśnienia atmosferycznego zredukowanego do poziomu morza jest pomocniczy na mapce zaprezentowanej poniżej (czarne, grube kreski). Dzięki niemu można określić sytuację baryczną panującą na dole troposfery. Bardzo głębokie układy niskiego ciśnienia mogą powodować burze nawet wtedy, gdy CAPE będzie osiągać marginalne wartości. W głębokich niżach bardzo dużą rolę odgrywają procesy wspomagające konwekcję.

500 hPa Height

Podobne znaczenie ma również prezentacja na mapie wysokości poziomu 500 hPa (cienkie, kolorowe linie - izohipsy). Dzięki rozmieszczeniu dolin i grzbietów długich fal górnych można określić, jaka tendencja w pogodzie będzie panować przez kilka najbliższych dni. Przy prognozowaniu burz w Europie zawsze warto zwracać uwagę na południowo – wschodnie obrzeża dolin długich fal górnych, gdzie często występuje zróżnicowana adwekcja mas powietrza (na dole płynie ciepłe powietrze, podczas gdy na górze pojawia się zimna adwekcja). Dochodzi tam często do bardzo dużych poziomych gradientów temperatury w dość małych odległościach (zwłaszcza w dolnych warstwach troposfery), pojawia się wzmożony poziomy przepływ powietrza w różnych warstwach troposfery. Przepływ może być tak silny, że można mówić nawet o prądzie strumieniowym. W takich warunkach na obrzeżu długiej fali tworzą się zaburzenia (zwłaszcza w przedniej części strefy wzmożonego poziomego przepływu powietrza) znane jako krótkie fale górne, na których rozpoczyna się cyklogeneza. Pojawiają się wtedy układy niżowe wraz z frontami atmosferycznymi, często bardzo dynamiczne, połączone z procesem wspomagania konwekcji. Takie układy powodują najpoważniejsze i najgroźniejsze incydenty burzowe w porze letniej nad Polską i centralną częścią Europy.

MSL Pressure [hPa] | 500 hPa Height [qpdam] | MLCAPE [J/kg]



Powyżej przedstawiona mapka pokazuje typową sytuację, gdy wzdłuż południowo – wschodniej części fali długiej istnieje napływ chwiejnych, dość wilgotnych mas powietrza. Napływ ten połączony jest ze zwiększonym przepływem w troposferze i podwyższonymi uskokami wiatru, co sprzyja rozwojowi burz o charakterze zorganizowanym. Mimo, że wartość CAPE nie jest duża, w dniu 10.06.2009 nad Polską południowo – wschodnią dochodzi do rozwoju komórek burzowych, których część stała się gwałtownymi superkomórkami. Inicjacja zjawisk konwekcyjnych miała miejsce na pograniczu Górnego Śląska i Małopolski, gdzie była prognozowana wartość MLCAPE (0-1 km) na poziomie do ok. 800 J/kg. Następnie burze przesunęły się na północny-wschód, na Lubelszczyznę, dając miejscami niszczące porywy wiatru i opady gradu do ok. 4 cm średnicy. Tego dnia szczególnie niebezpieczna superkomórka wysokoopadowa przeszła nad Bielsko-Białą i Krakowem.

2. Parcel Layer Depth, 0-2 km Deep Convergence, 1-4 km Shear Vector

Parcel Layer Depth

Parametr jest naniesiony na mapę za pomocą kolorowej skali (od niebieskiego do bordowego). Wskaźnik mówi nam o występowaniu warstw niestabilnego powietrza w troposferze ($CAPE > 50 \text{ J/kg}$), którego unoszenie nie byłoby „gaszone” przez zbyt dużą warstwę hamującą konwekcję ($CIN < 50 \text{ J/kg}$). Parametr sumuje w pionie grubości takich warstw.

Wyższe wartości wskazują, że burze mają większe możliwości rozwoju – powietrze uniesione z wielu różnych poziomów troposfery może przyczynić się do wypiętrzania chmur Cb. Nie należy jednak parametru traktować tak samo, jak CAPE. Nie mówi on nam nic o sile niestabilności, a jedynie o niestabilnych warstwach. W praktyce może on osiągać niskie wartości przy ekstremalnym CAPE (dzieje się tak w przypadku występowania dużego CIN i stosunkowo cienkiej chwiejnej warstwie - było tak 23 lipca 2009).

Zazwyczaj w ciągu dnia (na skutek silnej insolacji) prądy wstępujące chmur burzowych rozpoczynają się w warstwie bezpośrednio przylegającej do powierzchni ziemi. Wówczas, to właśnie powietrze z dolnych kilkuset metrów troposfery zasila rozwijające się chmury Cb. W praktyce może się zdarzać (zwłaszcza w nocy lub na frontach ciepłych), że prądy wstępujące chmur burzowych czerpią energię z warstwy powietrza znajdującej się znacznie wyżej (np. 1-2 km AGL), a poniżej jej (bliżej ziemi) panuje równowaga stała. Rozwój chmur kłębiastych w tego typu warunkach określa się mianem uniesionej konwekcji (ang. *elevated convection*). Właśnie w tego typu sytuacjach szczególnie przydatny jest ten parametr. Bez względu na porę dnia i warunki wykryje on obecność niestabilnych poziomów w dolnych kilku kilometrach troposfery. Wówczas, w przypadku istnienia mechanizmów wspomagających wznoszenie (fronty, konwergencja, PVA) bardzo możliwy jest rozwój burz. *Parcel Layer Depth* sprawdza się dobrze w połączeniu z innym wskaźnikiem z tej samej mapy: *deep convergence*.

Deep Convergence

Na mapie parametr jest oznaczony za pomocą zakreślonych czerwonymi liniami obszarów. Im rejon jest zakreślony większą liczbą linii, tym wartość wskaźnika jest wyższa. *Deep Convergence* wskazuje na strefy konwergencji (zbieżności wiatrów) w dolnych 2 km troposfery. To są zwykle rejony występowania ruchów wznoszących, co może faworyzować rozwój chmur Cb (o ile występuje tam równowaga chwiejna). Parametr bardziej wszechstronny, niż sama zbieżność wiatrów przyziemnych, ponieważ bierze pod uwagę całą dolną troposferę.

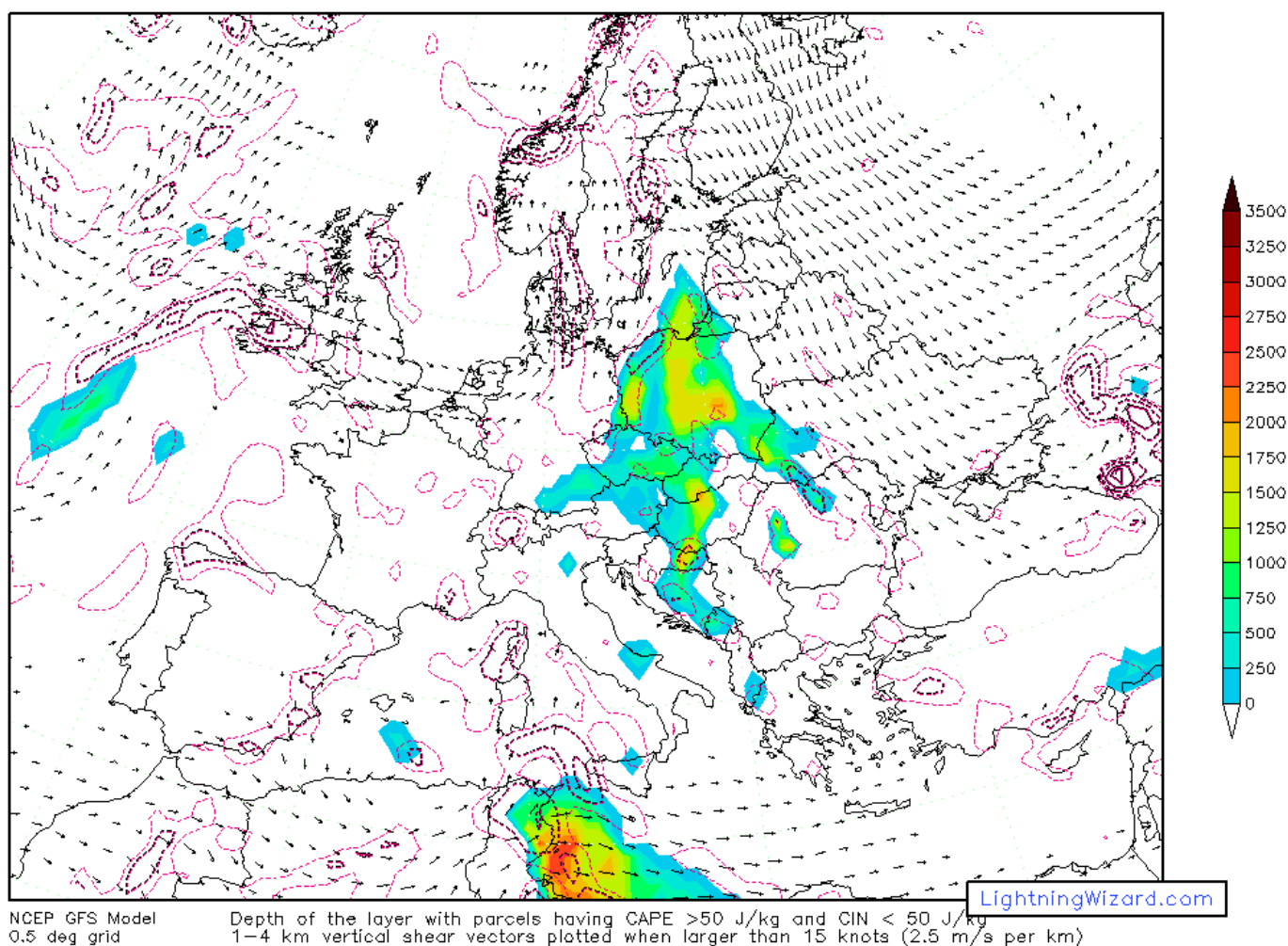
Konwergencja w dolnej troposferze to najważniejszy czynnik wspomagający rozwój zjawisk konwekcyjnych. Parametr *deep convergence* dobrze pokazuje obszary najbardziej intensywnego rozwoju burz w niestabilnych masach i stąd jest wyjątkowo użytecznym wskaźnikiem. W związku ze swoją specyfiką, szczególnie dobrze radzi on sobie w przypadku konwekcji występującej na frontach chłodnych lub zafalowaniach. Chmury Cb mogą się jednak rozwijać również na obszarach poza strefami konwergencji. Dzieje się tak zwłaszcza w rejonach rozwoju burz wewnątrzmasowych. Należy pamiętać, że parametr nabiera znaczenia tylko na obszarach występowania chwiejności termodynamicznej (patrz CAPE czy Parcel Layer Depth).

1-4 km Shear

Na mapie parametr oznaczony za pomocą strzałek. Oznacza on prędkościowy uskoku wiatru w warstwie (1-4 km AGL). Strzałki są naniesione tylko tam, gdzie wynosi on więcej niż 7,5 m/s (czyli 2,5 m/s na każdy kilometr).

Wskaźnik determinuje, jaki uskoku wiatru występuje powyżej warstwy granicznej, ale jeszcze w dolnych kilometrach troposfery. Już sama obecność strzałek (im dłuższe tym lepiej) mówi o dużych wartościach parametru. Silniejsze uskoki wiatru dają większy potencjał do organizacji burz (zwłaszcza w superkomórki oraz gwałtowne multikomórki). Zdecydowanie popularniejsze są jednak wartości uskoku wiatru z innych warstw (0-6 km, 0-3 km, 0-1 km). Ten parametr jednak pozwala nam ocenić zmienność prędkości wiatru w troposferze bez wliczania warstwy granicznej.

+15hr valid 21Z Wed 08 APR 2009 0-2 km Deep Convergence (red) | 1-4 km Shear Vectors | Parcel Layer Depth [m] (shaded)



Oto mapa (08.04.2009, godz. 21 Z) pokazująca związaną z frontem chłodnym strefę konwergencji w Polsce północno-zachodniej. W tym rejonie występuje chwiejna warstwa „obciążona” niewielkim CIN (dodatkowo *Parcel Layer Depth*). Tego wieczoru, na tym obszarze Polski powstały silne (jak na kwiecień) burze. Na ich rozwój (mimo późnej pory) miała wpływ konwergencja i obecność chwiejnej warstwy powietrza.

3. 1-8 km Deep Layer Shear, ICAPE, ICIN

1-8 km Deep Layer Shear

Parametr na mapie oznaczany za pomocą czerwonych linii (wartości są podawane w węzłach). Oznacza on uskok wiatru w warstwie (1-8 km AGL). Wskazuje on więc zmienność prędkości wiatru od dolnej troposfery (ale bez warstwy granicznej) aż do jej górnych poziomów. Matematycznie, uskok wiatru z danej warstwy to różnica wektorów przepływów między danymi dwoma poziomami (w tym przypadku 8 km oraz 1 km nad ziemią).

Wskaźnik może być pomocny w przypadku prognozowania rozwoju superkomórek. Uskok wiatru z tak grubej warstwy troposfery dobrze dyskryminuje pomiędzy krótko- i długo-istniejącymi superkomórkami. Wyższe wartości *1-8 km Deep Layer Shear* (>25 m/s [50 kts]) pozwalają na lepsze odseparowanie prądu wstępującego i zstępującego burzy i wskazują na możliwość rozwoju długotrwałych superkomórek (zwykle typu klasycznego). Zwiększa to szansę wystąpienia trąb powietrznych związanych z mezocyklonem.

ICAPE

Na mapie oznaczone kolorowymi obszarami (od białego do fioletowego). Parametr oznacza zsumowane w pionie CAPE z różnych poziomów troposfery. Przykładowo, jeśli mamy warstwę powietrza o grubości 1 km, w której uśredniona chwiejność (MLCAPE) wynosi 1000 J/kg, to zakładając, że 1 m³ powietrza waży 1 kg mamy:

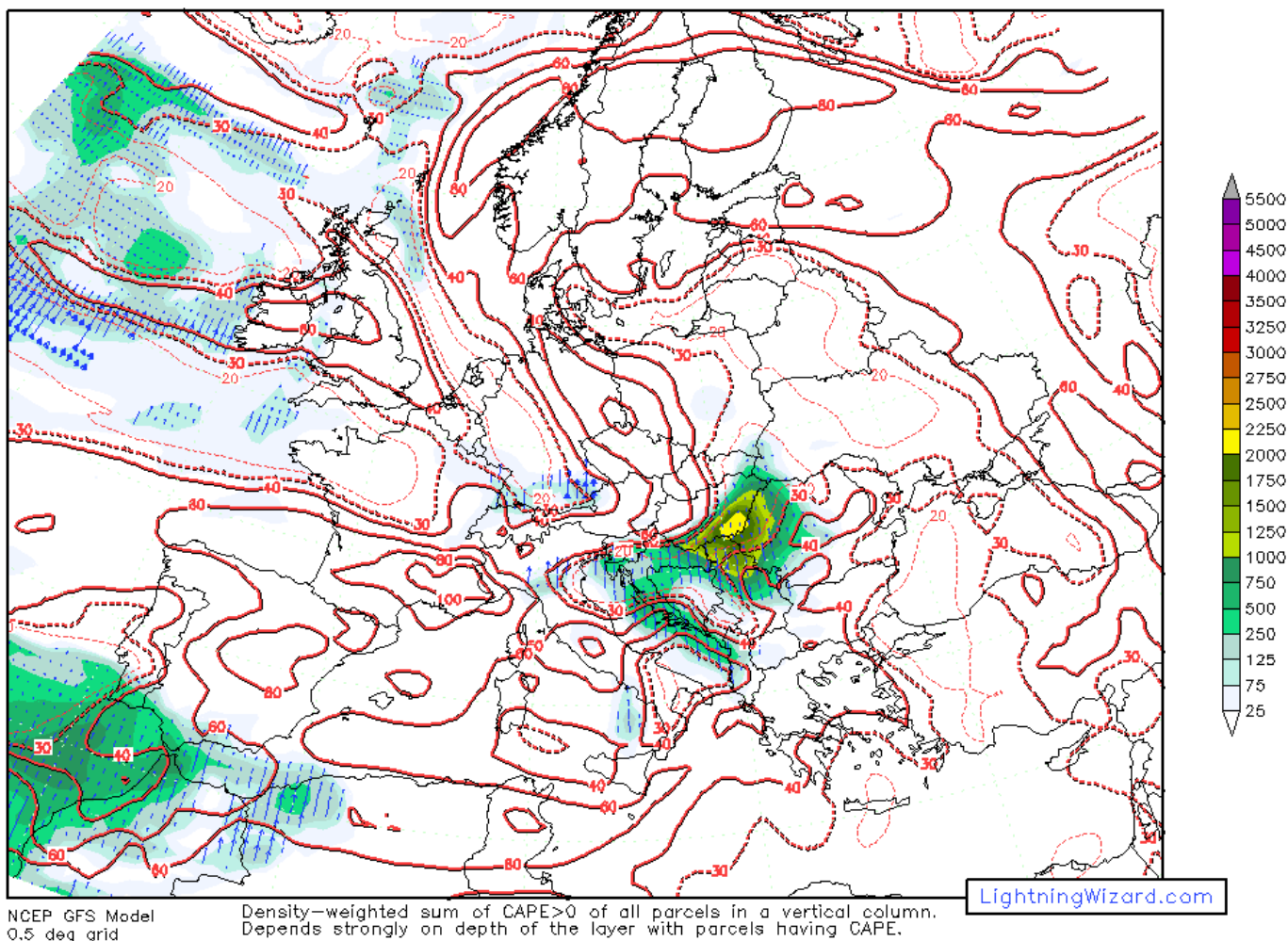
$$\text{ICAPE} = 1000 \text{ J/kg} * 1000 \text{ m}^3 (1 \text{ kg/m}^3) = 1000000 \text{ J/m}^2.$$

Na ICAPE wpływa więc zarówno to, jak chwiejne jest powietrze (CAPE) oraz grubość chwiejnej warstwy.

Parametr (podobnie jak CAPE) ocenia potencjał rozwoju burz. Duże wartości ICAPE oznaczają możliwość wyzwolenia w czasie powstawania chmur Cb dużej ilości energii z grubszej warstwy troposfery. Sprzyjać to może dłuższemu istnieniu silnych burz (np. do godzin nocnych). Dzieje się tak, gdyż mimo wieczornego ochłodzenia od spodu warstwy granicznej, powyżej wciąż może zalegać bardzo chwiejne powietrze. Właśnie w przypadku uniesionej konwekcji (np. w nocy) można go stosować analogicznie jak *Parcel Layer Depth*. W przeciwieństwie do niego, oprócz obecności niestabilnych warstw, ICAPE informuje również o tym jak duża jest chwiejność.

ICIN

Na mapie wskaźnik jest oznaczony zielonymi strzałkami. Im większe i dłuższe strzałki, tym wyższe wartości ICIN. Parametr analogiczny, jak ICAPE, tylko że stanowi zintegrowaną w pionie wartość CIN. Duże wartości ICIN mogą świadczyć o istnieniu silnej stabilnej warstwy (wyraźnej inwersji lub izotermii), co może skutecznie zapobiec rozwojowi burz. Należy jednak pamiętać, że nawet przy dużym ICIN, mogą istnieć chwiejne warstwy, z których powietrze może się wznieść bez większych oporów (małe CIN). Stąd warto konfrontować parametry ICIN oraz ICAPE ze wskaźnikiem *Parcel Layer Depth*.



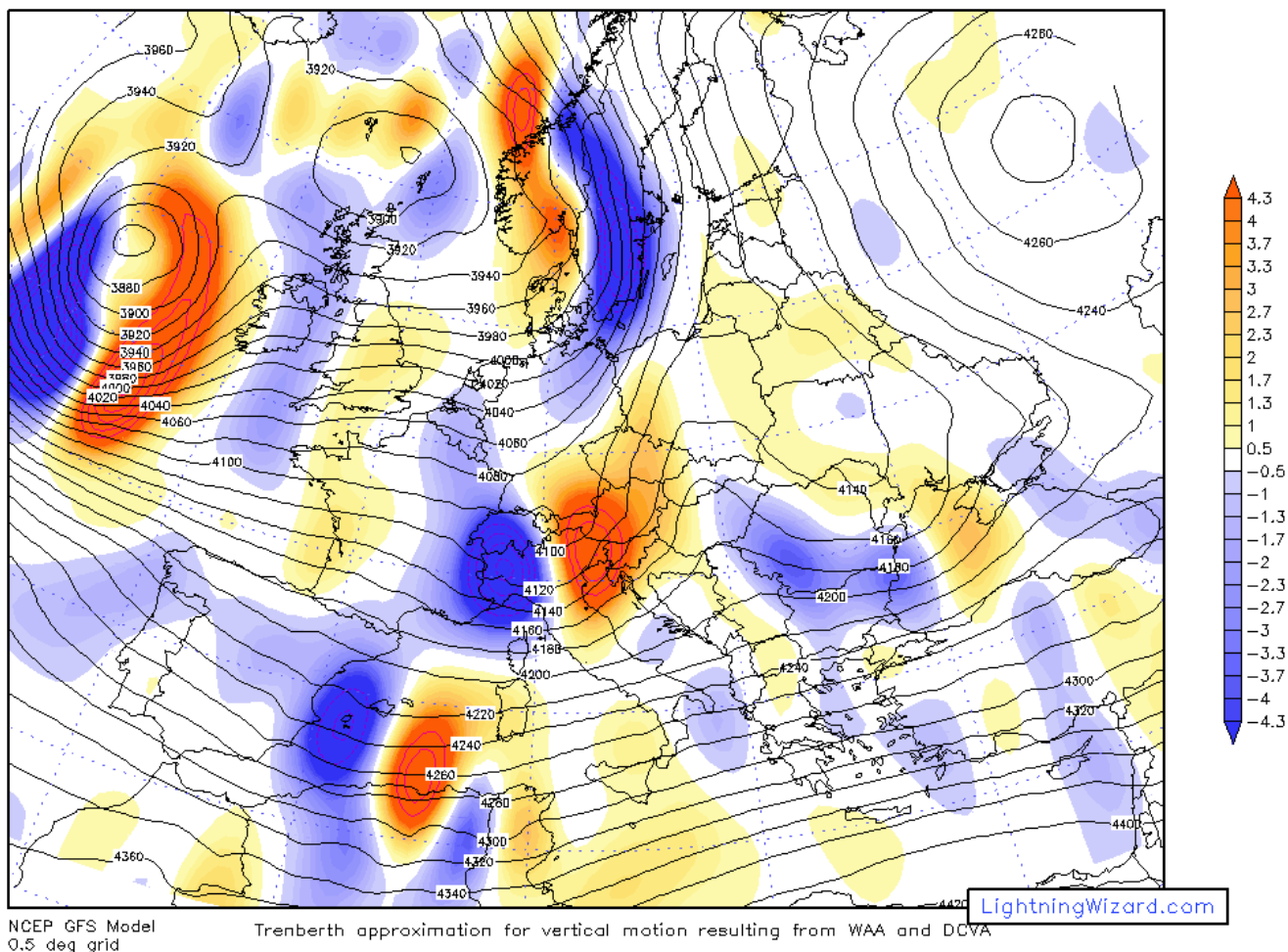
Sytuacja z 25.12.2009 (godz. 18 Z). Na Węgrzech obserwujemy prognozowane ekstremalne (jak na tę porę roku) wartości ICAPE rzędu ponad 2000 kJ/m². Oznacza to, że w dolnych 1-2 km występowała bardzo wilgotna i chwiejna masa powietrza. Istotnie, w pierwszy dzień świąt Bożego Narodzenia (mimo godzin wieczornych) nad Węgrami przeszły wyjątkowo silne burze ze znaczną ilością wyładowań i dużym gradem.

4. Advection of Geostrophic Vorticity by the Thermal Wind (vertical motion at 600 hPa)

Mapa jest pomocna dla oceniania procesów wspomagania konwekcji. Prognozuje ona ruchy pionowe w środkowej troposferze (poziom 600 hPa) spowodowane adwekcją wirowości i adwekcją termiczną. Zazwyczaj w tych rejonach środkowej troposfery, gdzie pojawia się dodatnia adwekcja wirowości (PVA), występuje dywergencja wiatru (rozbieżność kierunków linii prądu od pewnego obszaru), natomiast obszary z ujemną (negatywną) adwekcją wirowości (NVA) informują o konwergencji wiatru (zbieżności kierunków linii prądu do pewnego obszaru). Pola PVA i NVA są związane ze znaczącymi niżami górnymi oraz z krótkimi falami górnymi. W przypadku fal krótkich – w jej przednich częściach występuje pole PVA, natomiast za osią fali pojawia się NVA. Pomiedzy polami PVA i NVA (na osi fali) znajduje się maksimum wirowości, związane z cyklogenezą, jaka tam zwykle występuje. Jak się okazało, dywergencja w środkowej części troposfery działa wspomagająco dla ruchów wznoszących powietrza, a zatem również dla konwekcji. Odwrotne działanie ma konwergencja w środkowych

warstwach troposfery. Stąd znajomość rozkładu pól PVA i NVA może być pomocna w prognozowaniu rozwoju zjawisk konwekcyjnych. Wracając do mapy, ciepłe kolory oznaczają ruchy wznoszące, natomiast chłodne kolory to ruchy zstępujące. Dodatkowo liniami naniesione są izohipsy oznaczające wysokość poziomu 600 hPa.

+18hr valid 18Z Thu 01 APR 2010 Advection of 600 hPa Geostrophic Vorticity by 900–300 hPa Thermal Wind Vectors (smoothed)



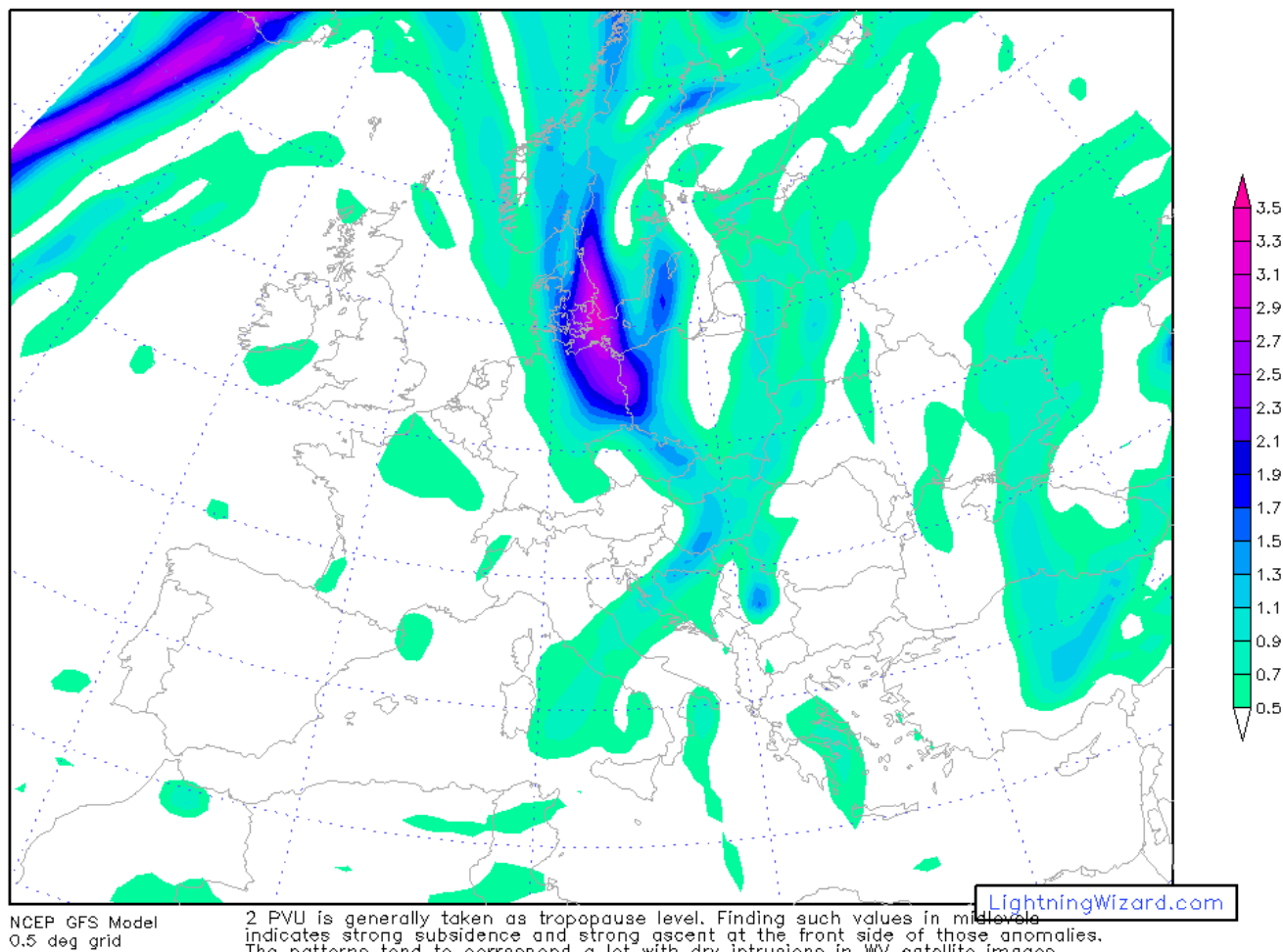
Powyższa mapa pokazuje sytuację na poziomie barycznym 600 hPa wraz z występującymi tam ruchami pionowymi. Na północy Włoch widzimy falę krótką. W jej przedniej części występują ruchy wznoszące (związane głównie z PVA), natomiast w jej tylnej części mają miejsce ruchy zstępujące (NVA). Na zachód od Irlandii widoczny jest głęboki niż górny (zagęszczone izohipsy). Jest on związany z intensywnym ośrodkiem niskiego ciśnienia, który jest widoczny na wszystkich poziomach troposfery (niż wysoki). Również i tutaj, w przedniej części niżu górnego prognozowane są ruchy wznoszące, natomiast w jego tylnej części zstępujące.

5. Mid-tropospheric Potential Vorticity (400-600 hPa)

Mapa pokazuje potencjalną wirowość (PV) w środkowej troposferze. Obszary dużego PV mogą oznaczać obecność silnego pofrontowego osiadania powietrza lub bańki chłodu (związanej często z górnym niżem czy falą) z maksimum wirowości i dużymi pionowymi gradientami temperatury. Z praktycznego punktu widzenia silne ruchy wznoszące (spowodowane znacznym gradientem pionowym temperatur oraz adwekcją wirowości) mogą występować przed strefą z maksimum PV (uwzględniając ruch tej strefy). Szczególną uwagę na mapach powinny zwracać wartości oznaczone ciemno niebieskim lub fioletowym kolorem. Na zdjęciach satelitarnych obrazujących zawartość pary wodnej w troposferze (WV) często można zauważyć, że obszary z suchą intruzją odpowiadają strefom wysokich wartości PV.

+15hr valid 15Z Thu 28 MAY 2009

Mid-Tropospheric Potential Vorticity (400–600 hPa) [PVU]



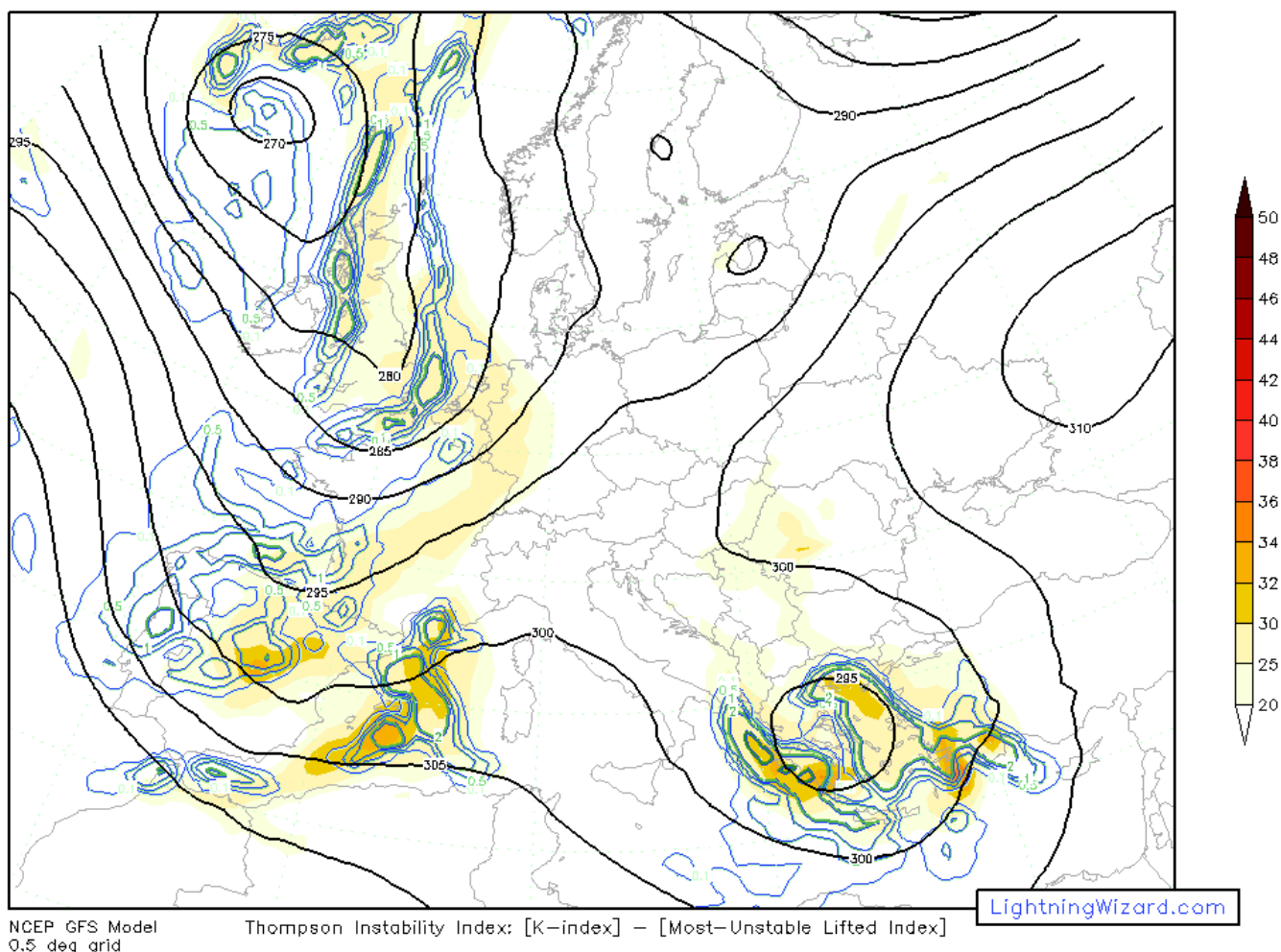
Powyższa mapka pokazuje obszar dużego PV nad zachodnią Polską, wschodnimi Niemcami i Bałtykiem. Było to związane z niżem górnym i bańką chłodnego powietrza w środkowej troposferze. W tego typu sytuacjach zwiększają się pionowe gradienty temperatury i pojawia się chwiejność w chłodnej masie powietrza napływającej za frontem. Rozwijają się wówczas licznie chmury Cb dające przelotny opady oraz w niektórych miejscach również wyładowania (burze adwekcyjne).

6. Thompson Index, Convective Precipitation, 700 hPa Height

Mapa skonstruowana jest na bazie trzech wskaźników: indeksu Thompsona (TI), indeksu prognozowanych opadów konwekcyjnych oraz wysokości poziomu 700 hPa. Sam indeks Thompsona jest obecnie traktowany jako dość stary i wskutek tego rzadko używany do prognozowania zjawisk burzowych. Pochodzi on z czasów, gdy istotne wskaźniki obliczane były ręcznie przy użyciu danych radiosondażowych. Liczenie indeksu Thomsona opierało się na porównaniu ze sobą (w sensie matematycznym – odjęciu) indeksów KI oraz LI. Nie będziemy się zagłębiać w sposób liczenia tych indeksów (dla zainteresowanych – opis można znaleźć w opracowaniu nt diagramu SkewT), jednak należy zwrócić uwagę na to, co w sobie zawierają. Na bazie indeksu KI otrzymujemy pośrednio informację o gradiencie temperaturowym, wilgotności w środkowej troposferze i punkcie rosy w warstwach dolnych. LI natomiast informuje nas o potencjale konwekcji traktowanej tu jako przyspieszenie ruchów pionowych wznoszonej cząstki. Opracowanie wyników porównania tych dwóch indeksów daje nam interpretację w postaci konkretnych wartości Indeksu Thompsona. Skala wartości, które są dla nas interesujące z punktu widzenia prognozowania burz, zawiera się w granicach prezentowanych na mapce (a więc 20 – 50, przy czym im większy TI tym większe prawdopodobieństwo silnych burz). Kolejnym elementem naniesionym na mapkę są kontury prognozowanych opadów o charakterze konwekcyjnym. Wartości tego wskaźnika są zazwyczaj dość wiarygodne i mogą być śmiało używane do prognozowania natężenia opadów tego typu. Musimy jednak pamiętać, że wskaźnik jest mniej dokładny dla obszarów gdzie przy słabym wietrze występuje dodatkowo silne nasłonecznienie. Tak więc może on zaniżyć potencjał burzowy dla obszarów o głębokiej i suchej warstwie granicznej. Ostatnią rzeczą naniesioną na mapkę są izohipsy łączące wysokości, na których panuje ciśnienie 700 hPa. Otrzymujemy w ten sposób mapę górną, na której możemy zobaczyć niżę bądź wyżę górne. Wybranie poziomu 700 hPa jest związane z liczeniem TI, który uwzględnia wilgotność na tym poziomie.

+3hr valid 03Z Thu 03 DEC 2009

Thompson Index (shaded) | Conv Precip [mm/3h] (blue/green) | 700 hPa Height [gpdam] (black)



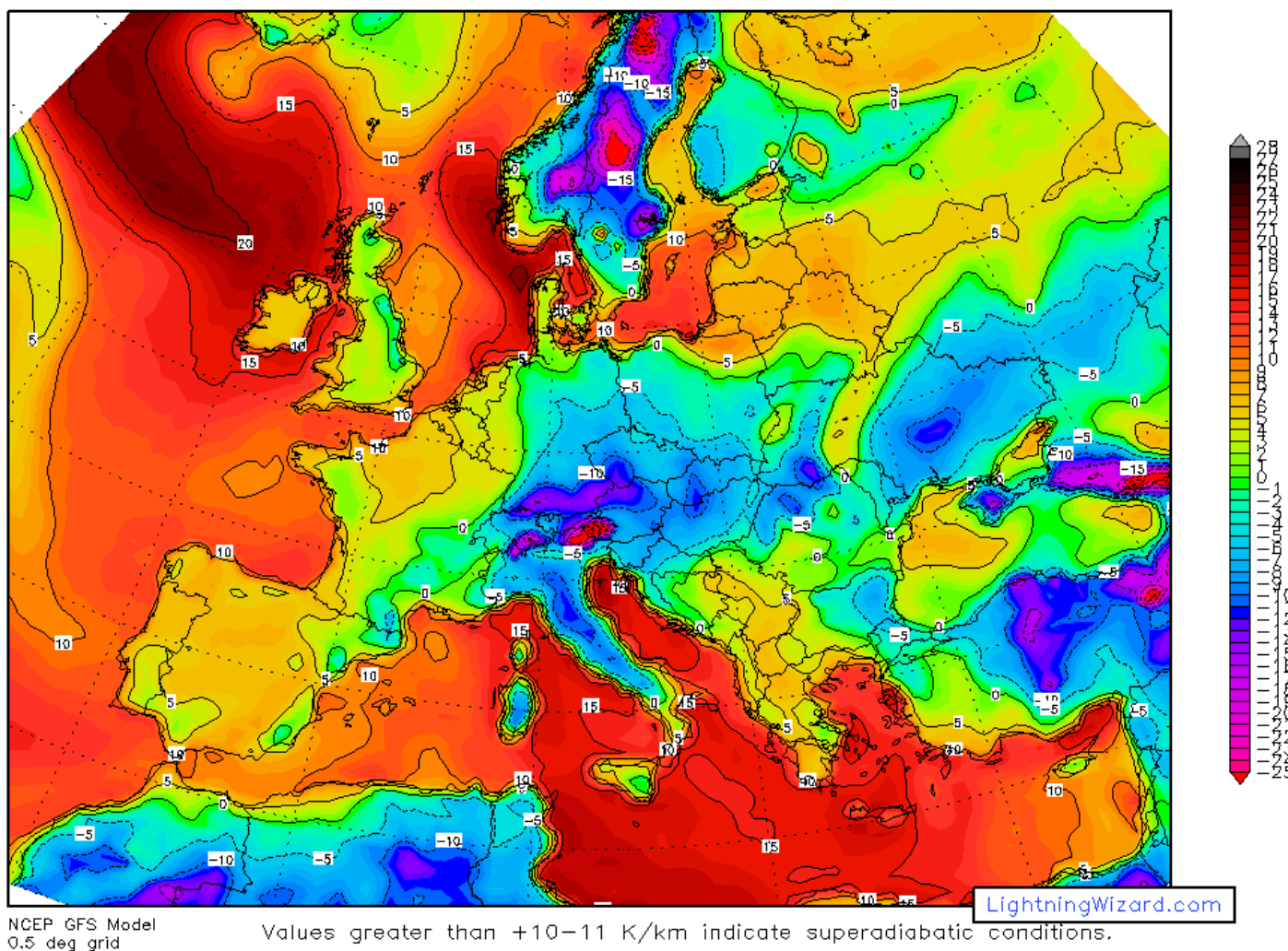
Głównym zastosowaniem mapki jest prognozowanie opadów konwekcyjnych oraz pośrednie określanie wilgotności na poziomie 700 hPa, poprzez nałożenie na siebie mapy górnej i wskazań Indeksu Thompsona. Mapka z łatwością pozwala na określenie rozlokowania opadów względem układów niżowych bądź liniowych systemów konwekcyjnych czy dowolnej innej formacji. Można też za jej pomocą orientacyjnie przewidzieć obszar wystąpienia zjawisk burzowych (za pomocą TI), jednak należy potem zweryfikować prognozę za pomocą innych bardziej użytecznych wskaźników.

Spójrzmy zatem czego możemy się dowiedzieć z pomocą tej mapki na załączonym wyżej jej przykładzie. Rzut oka na wysokość poziomu 700 hPa pozwala nam na zauważenie górnych ośrodków niżowych: jednego z centrum nad Grecją i drugiego rozbudowanego systemu z centrum nad północnym Atlantykiem. Wokół centrum niżu greckiego występują strefy opadów konwekcyjnych związanych prawdopodobnie z frontami atmosferycznymi. Dodatkowo widzimy, że obecne są dwie strefy (koloru żółtego), w których przy sprzyjających warunkach mogą rozwinąć się słabe burze. Jeżeli chodzi o drugi układ niżowy, potencjał burzowy właściwie nie występuje, natomiast naszą uwagę przyciągają zwłaszcza liniowe strefy dość silnych opadów konwekcyjnych, które ciągną się wzdłuż zatoki niżowej. Ostatnia strefa, która może nas zaciekać znajduje się nad Morzem Śródziemnym na południe od Francji. Widzimy tam nieznaczny potencjał burzowy oraz całkiem rozległą strefę opadów konwekcyjnych. Nie są one związane z niżem górnym, lecz położone są na skraju zatoki niżowej (po jej wschodniej stronie). Może to sugerować powstanie tam dolnego ośrodka niżowego bądź wpływ adwekcji dodatniej wirowości na utworzenie chmur konwekcyjnych i związanego z nimi opadu.

7. Temperature Lapse Rate: 0-500 m AGL

Na mapie zaprezentowana jest różnica pomiędzy temperaturą powierzchni (nie mylić z temperaturą na wysokości 2 m), a temperaturą występującą 500 metrów powyżej niej. Dzięki temu dostajemy użyteczne informacje o względnej temperaturze powietrza w porównaniu do temperatury powierzchni, nad którą przepływa. W zależności od szybkości spadku temperatury rozróżniamy kilka gradientów. Obniżanie się temperatury o 10-11 K/km mówi nam o gradiencie sucho-adiabatycznym, natomiast spadek rzędu 5-6 K/km związany jest z gradientem wilgotno-adiabatycznym. Wystąpienie niższych gradientów może być związane ze zjawiskami takimi jak izotermia bądź inwersja (w przypadku gradientów ujemnych). Zasadniczo im większy jest gradient temperaturowy, tym większe przyspieszenie ruchów pionowych może uzyskać wznoszona cząstka powietrza (pod warunkiem, że jest cieplejsza od otaczającego ją powietrza). Wartości wyższe niż 11 K/km wskazują na wystąpienie tzw. warunków superadiabatycznych, które powodują turbulentne mieszanie cząstek powietrza, które uzyskały pozytywną wyporność przy minimalnym wpływie czynników wznoszących. Są to bardzo korzystne warunki do powstania wirowania powietrza wokół osi pionowej. Przyjrzyjmy się teraz znaczeniu gradientów w warstwie 0-500 m AGL w zależności od powierzchni, nad którą występują (zasadnicze różnice dotyczą akwenów wodnych i obszarów lądowych). Duże objętości wody nie zmieniają szybko swojej temperatury, więc strome gradienty temperaturowe świadczą o silnej adwekcji zimnego powietrza nad powierzchnię akwenu. Podobnie gradienty związane z inwersją sugerują napływanie mas ciepłego powietrza na powierzchnię wody. Ląd w porównaniu do wody bardzo szybko odpowiada na procesy radiacyjne (związane z wypromieniowywaniem ciepła), stąd gradienty nad lądem są często niższe w porównaniu do tych występujących w tym samym czasie nad pobliskimi akwenami wodnymi.

Mapka ma dość wiele ważnych zastosowań. Przede wszystkim pozwala określić typ adwekcji powietrza w niskich warstwach troposfery (większe gradienty odpowiedzialne są za adwekcję chłodnej masy, a mniejsze mówią o adwekcji ciepła). W związku z tym, że mapka pozwala poglądowo określić pionowy profil temperaturowy, możemy stwierdzić za jej pomocą wystąpienie niestabilności w warstwie 0-500 m AGL. Zwłaszcza istotne są bardzo duże gradienty (> 11 K/km), które sprzyjają powstaniu wirowości, której skutkiem mogą być głównie zjawiska typu landspout/waterspout oraz różne przyziemne wiry (np. dust devil). Dzięki mapie możemy również wskazać na miejsca kontrastu termicznego między lądem i pobliskim akwenem wodnym, co prowadzi w konsekwencji do powstania cyrkulacji mezoskalowej typu bryzy morskiej bądź lądowej.



Przyjrzyjmy się powyższej mapce i wyciągnijmy odpowiednie wnioski. Pierwszą rzeczą rzucającą się w oczy jest kontrast między lądem i morzami. Jest on bardzo dobrze widoczny zimą, ze względu na różnicę w interakcji lądu i wody z chłodnymi masami powietrza. W głębi Półwyspu Skandynawskiego oraz w Alpach widzimy wyraźną inwersję, związaną z osiadaniem chłodnego powietrza przy powierzchni. Powietrze powyżej jest cieplejsze, więc gradient temperaturowy jest ujemny. Oprócz obszarów względnej izotermii pokrywających większą część kontynentu widzimy, że obszar Półwyspu Iberyjskiego charakteryzuje się gradientem do 10 K/km niewiele mniej niż pobliski Ocean Atlantycki. Brak wyraźnego kontrastu pomiędzy morzem i lądem oraz średnie wartości gradientu nad wodą sugerują tu utrzymywanie się ciepłego powietrza przy powierzchni ziemi. Z kolei wyraźny kontrast między Półwypsem Apenińskim, a Morzem Śródziemnym i bardzo duże gradienty nad wodą mówią nam o napływie chłodnej masy nad ten obszar i silnej nocnej radiacji nad lądem. Chłodne powietrze szybciej wchodzi w interakcję z lądem ochładzając go i osiadając na nim. Nad morzem natomiast gradient jest bardzo duży, gdyż woda nie ochładza się tak szybko, a nad nią przepływa powietrze o znacznie mniejszej temperaturze. Do opisu wybrana została mapa z okresu zimowego, aby wyraźnie zaznaczyć, że bardzo duże gradienty nie zawsze muszą oznaczać zjawiska burzowe. W tym wypadku są skutkiem napływu chłodnych mas powietrza. Porównanie ich z temperaturą i punktem rosy na powierzchni wykluczy od razu możliwość powstania groźnych zjawisk konwekcyjnych (temperatura i wilgotność będą zbyt niskie).

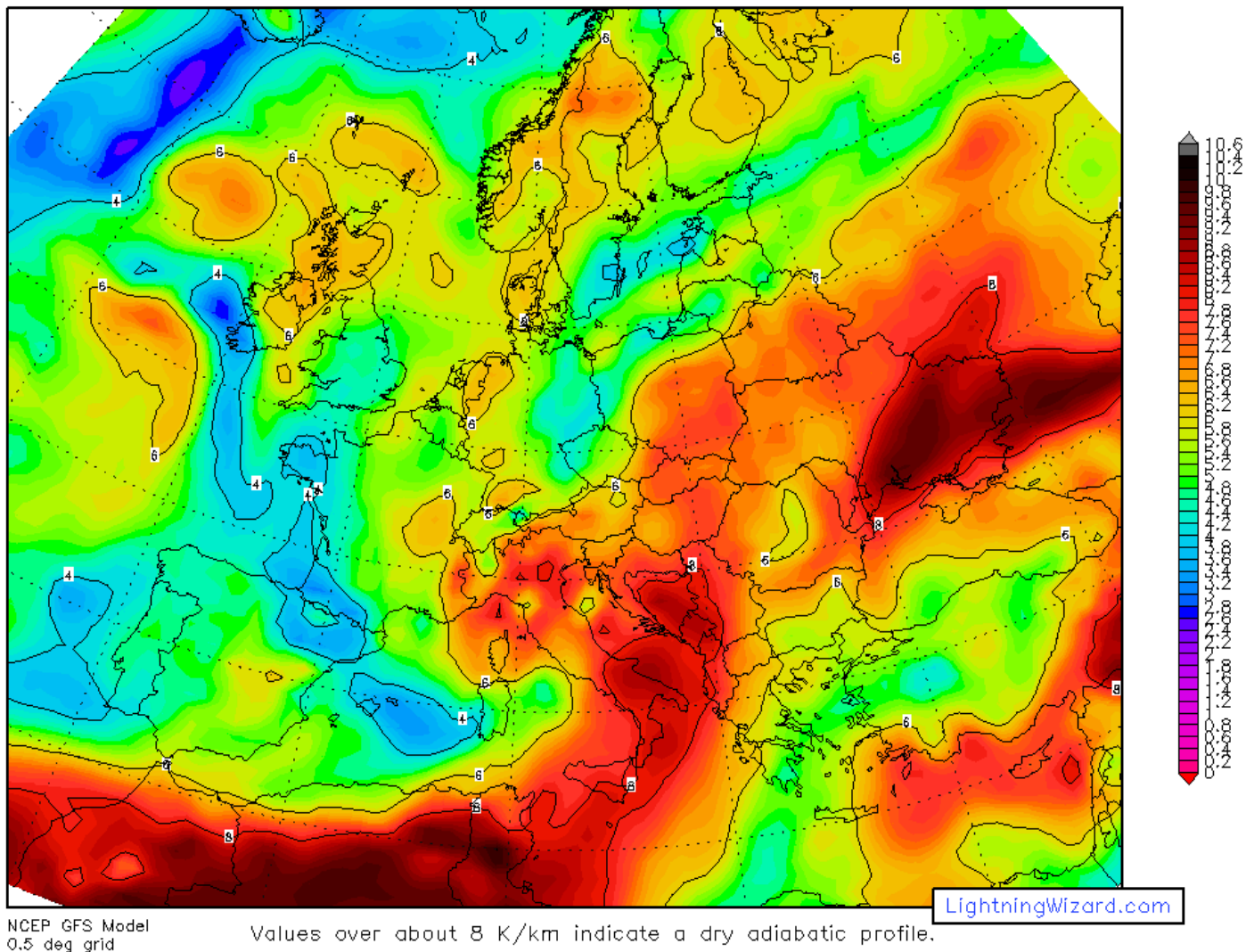
8. *Temperature Lapse Rate: 2000-4000 m AGL*

W przypadku tej mapy znów mamy do czynienia z gradientem temperaturowym. Tym razem jednak jest to warstwa ustalona do pomiaru spadku temperatury w środkowej troposferze. Jest to bardzo ważny wskaźnik pomagający w określeniu potencjału burzowego, gdyż mówi nam o możliwości zaistnienia głębokiej konwekcji. Wartości rzędu 6 K/km są zwykle niezbędne do rozwoju chmur burzowych. Na poziomie 2-4 km nad powierzchnią gruntu następuje intensyfikacja zjawisk konwekcyjnych związanych ze wznoszeniem cząstek powietrza. Często warunki panujące na tym poziomie (duży pionowy gradient) przesadzają o wystąpieniu zjawisk *downburst* (zwłaszcza w przypadku niedosytu wilgoci w środkowej troposferze) bądź opadów dużego gradu. Omawiany gradient temperaturowy pozwala również na zauważenie konwekcji uniesionej – w przypadku gdy gradienty w niższych warstwach wskazują np. na inwersję bądź izotermię. Jeżeli chodzi o wartości, gradient osiąga ponad 6 K/km w polarno-morskim powietrzu za frontem chłodnym. Nad wieloma suchymi i wysoko położonymi regionami (np. Płaskowyż Hiszpański) często tworzą się głębokie i wymieszane suche warstwy o dużych gradientach temperaturowych. Gdy taka masa ulegnie adwekcji nad obszar Europy Zachodniej i zostanie przeniesiona nad ciepłą i wilgotną masę może spowodować to pojawienie się sondażu typu „loaded gun” często zwiastującego gwałtowne burze. Gradient takiej masy w warstwie 2-4 km AGL jest wtedy stromy (> 7 K/km) i informuje nas najczęściej o tzw. „grubym” CAPE (bardzo duża chwiejność). Gradienty neutralne (5-6 K/km) wskazują na bardziej stabilne warunki i pojawiają się najczęściej w nasyconym powietrzu w regionie występowania frontów i opadów. Pamiętajmy, że temperatury na wysokości 2 km i 4 km mogą być skutkiem adwekcji powietrza przez różne wiatry. Dlatego gradient ten nie zawsze stanowi wystarczające narzędzie.

Głównym zastosowaniem mapy jest badanie potencjału burzy do wytworzenia groźnych zjawisk *downburst* bądź opadów dużego gradu. Wysokie gradienty wskazują na znaczne przyspieszenie ruchów pionowych (co może sugerować wysokie i „grube” CAPE). Mapę wykorzystuje się również do wskazania regionów, gdzie konwekcja może wystąpić mimo nie najlepszych warunków w warstwach położonych niżej (w szczególności 0-500 m AGL).

+3hr valid 15Z Fri 15 AUG 2008

Temperature Lapse Rate: 2000m – 4000m AGL [K/km]



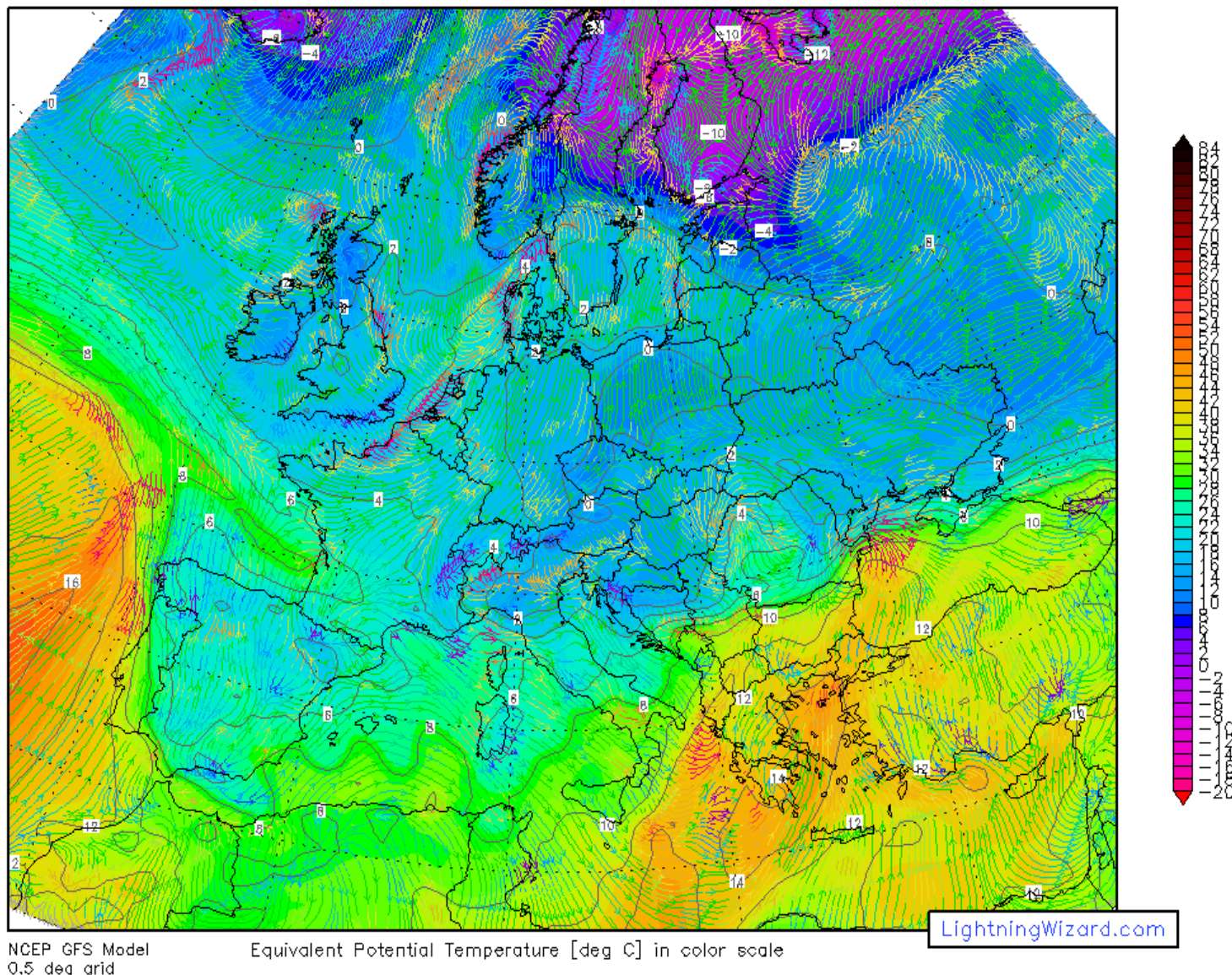
Przyjrzyjmy się zastosowaniom mapki na jej przykładzie zamieszczonym wyżej. Mapa pochodzi z prognozy modelu GFS na dzień 15 sierpnia 2008 roku, kiedy nad południową Polskę przeszły jedne z najsilniejszych zjawisk konwekcyjnych w ostatnich latach (wliczając pojawienie się silnych trąb powietrznych). Widzimy dwie wyraźne strefy o dużych gradientach temperaturowych. Jedna w głębi Ukrainy, a druga obejmująca spory obszar Północnej Afryki. W tych miejscach występuje ciepłe powietrze, które wyraźnie ulega adwekcji nad Europę Środkową (wyraźny „język” wysokich gradientów ciągnący się od Północnej Afryki do Polski). Spory spadek temperatur w środkowej troposferze odpowiedzialny był m.in. za powstanie „grubego” CAPE, które intensyfikowało zjawiska konwekcyjne tamtego dnia. W tym samym czasie masy powietrza nad pozostałymi częściami Europy wykazywały się stabilnymi gradientami, nie wskazującymi na niestabilność atmosfery.

9. 700 hPa *Theta-e*, 0-1 km *Theta-e*, *streamlines*

W zasadzie są to dwie mapki różniące się jedynie wysokością, dla której prezentowane są opisywane parametry. Pierwsza z nich ukazuje nam sytuację na poziomie 700 hPa, podczas gdy druga opisuje warunki w warstwie 0-1 km AGL. Na mapach zaprezentowane są dwa typy temperatury potencjalnej: ekwiwalentno-potencjalna czyli *theta-e* (jako kolorowe cieniowanie) oraz *theta-w* (prezentacja w formie konturów). Obydwie temperatury są użytecznym wskaźnikiem ze względu na ich właściwość polegającą na tym, że podczas procesu adiabatycznego, sprowadzanie cząstek powietrza do wyższego lub niższego poziomu nie zmienia wartości wyżej wymienionych czynników. Dzięki temu temperatura potencjalna zyskuje pewną przewagę nad temperaturą rzeczywistą w danym punkcie atmosfery (która przecież zmienia się wraz z wysokością). Możemy zatem powiedzieć, że różne właściwości mas powietrza determinują różne wartości *theta-e*, który w ten sposób staje się „znacznikiem” danej masy powietrza. *Theta-e* jest tym wyższa, im cieplejsza i bardziej wilgotna jest masa powietrza. Dzięki temu bardzo łatwo jest na mapie zauważyć m.in. linie frontów, które są obszarami o dużych gradientach *theta-e*. *Theta-e* liczona dla warstwy 0-1 km ukazuje gdzie przebiega granica frontowa blisko powierzchni, podczas gdy *theta-e* na wysokości 700 hPa ukazuje gdzie masy te stykają się w wyższych warstwach troposfery (ok 3 km AGL). W zimie często zdarza się, że ciepłe powietrze nie wnika głęboko w ciężkie i zimne masy, zalegające nad danym obszarem, przez co granica frontowa (frontu ciepłego) nie jest widoczna na mapach warstwy 0-1 km, za to jest wyraźna na mapach poziomu 700 hPa. Dzięki porównaniu temperatur ekwiwalentno-potencjalnych na poziomach proponowanych przez mapę, możliwe staje się również określanie potencjalnej niestabilności atmosfery. Gdy wartości te są niższe na poziomie 700 hPa niż w warstwie 0-1 km, wystarczające uniesienie porcji powietrza może spowodować wzrost pionowego gradientu temperaturowego i spowodować zwiększenie energii konwekcji (CAPE). Ponieważ CAPE liczone jest komputerowo na podstawie kilku parametrów obliczonych dla danego miejsca, regularnie zdarza się, że silna wymuszona konwekcja tworząca wąskie linie rozwija się poza wyliczonymi na podstawie modelu obszarami. Istotną rolę oprócz gradientu *theta-e* odgrywa wtedy również adwekcja dodatniej wirowości (do zaobserwowania na mapach Omega 600 hPa).

Obydwie mapy zawierają również wykreślone linie przepływu mas powietrza (*ang. streamlines*). Ich kolor wskazuje w sposób jakościowy występowanie obszarów konwergencji (kolor żółty do czerwonego) i dywergencji (jasnoniebieski do fioletowego). W przypadku prognozowania letniej konwekcji, należy wziąć pod uwagę połączenie stref konwergencji z wysokimi wartościami *theta-e*. Jest to jeden z najbardziej użytecznych wskaźników przy prognozowaniu zjawisk burzowych. Konwergencja blisko powierzchni powoduje wznoszący ruch powietrza i często jest „iskrą” dla rozwoju konwekcji. W przypadku niewielkiego lub zerowego CIN, chmury Cb mogą również rozwinąć się poza obszarami konwergencji (np. burze wewnątrzmasowe). Na poziomie 700 hPa obserwujemy zazwyczaj neutralny bądź dywergentny układ wiatrów, jako odpowiedź na konwergencję przypowierzchniową. Konwergencja na poziomie 700 hPa wskazuje na ruch zstępujący mas powietrza. Połączenie dwóch pól z odmiennymi kierunkami linii przepływu pozwala spodziewać się kierunkowego uskoku wiatru.

Zastosowania opisanych mapek sprawiają, że są one jednymi z ważniejszych dla prawidłowej prognozy zjawisk konwekcyjnych. Możemy dzięki nim poznać układ mas powietrza na danym obszarze oraz ustalić przebieg granic frontów (duże gradienty *theta-e*) i kierunek przepływu powietrza (*streamlines*). Umieszczenie obszarów konwergencji wraz z wysokimi wartościami *theta-e* informuje nas o niestabilności atmosfery, która jest w stanie wytworzyć groźne burze (często linie szkwałowe, gdyż konwergencja faworyzuje liniowy tryb konwekcji).



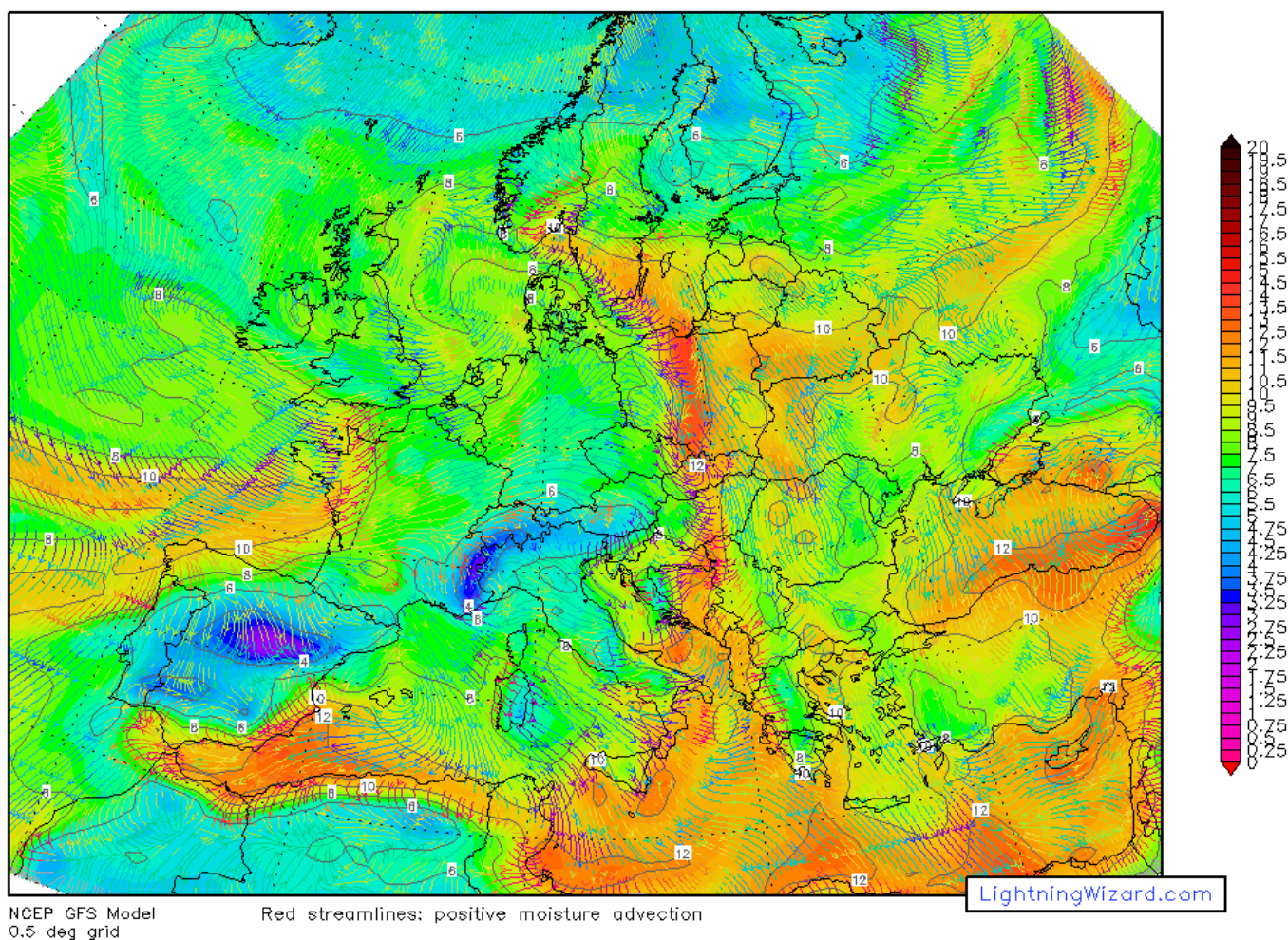
Ze względu na to, iż większość interesujących nas parametrów dotyczy bezpośrednio warstwy granicznej, omówmy mapkę dla warstwy 0–1 km. Przyglądając się wartościom θ_{e-e} od razu jesteśmy w stanie zlokalizować trzy masy powietrza znajdujące się nad Europą. Ujemna θ_{e-e} występująca nad północną Skandynawią wskazuje na zimne i suche powietrze arktyczne. Obszary zabarwione na niebiesko charakteryzują się nieco większą temperaturą ekwiwalentno-potencjalną i wskazują na powietrze polarnomorskie. Widzimy również dwie strefy o dość wysokiej θ_{e-e} , które wskazują na ciepłe powietrze zwrotnikowe. Nad Oceanem Atlantyckim przebiega granica między masami powietrza. Wraz ze zmianą kierunku przepływu powietrza na tej granicy, sugeruje to obecność ciepłego frontu atmosferycznego (przepływ równoległy mógłby sugerować front stacjonarny a przepływ chłodnej masy w kierunku cieplej – front chłodny). Na styku mas powietrza obserwujemy również strefy konwergencji, które w połączeniu z wysoką θ_{e-e} mogą zapoczątkować rozwój zjawisk konwekcyjnych. Podobna sytuacja ma miejsce w okolicy Grecji oraz Turcji. Nad Morzem Czarnym również występuje dość spora strefa konwergencji (prawdopodobnie w obrębie frontów atmosferycznych).

10. *Mixing Ratio (0-1 km), 0-1 km Mean Wind Streamlines + Moisture advection*

Mapa przedstawia średni stosunek zmieszania (ang. *mixing ratio*) dla dolnego kilometra troposfery (kolorowa skala). Stosunek zmieszania jest miarą zawartości pary wodnej w powietrzu. Większe wartości oznaczają bardziej zasobną w wilgoć warstwę graniczną. Na mapie przedstawione są też linie prądu (ang. *streamlines*) odnoszące się do średniego wiatru w dolnym kilometrze troposfery. Linie prądu o kolorze zbliżonym do czerwonego oznaczają silną adwekcję wilgoci (ang. *moisture advection*), natomiast te w kolorze fioletowym dotyczą adwekcji suchszego powietrza.

Mapa informuje nas o rozkładzie i przepływie pary wodnej w warstwie granicznej. Na obszarach o wysokim stosunku zmieszania występuje zazwyczaj duża niestabilność. Stąd za pomocą mapy można śledzić trasę najbardziej chwiejnych mas powietrza.

+51hr valid 15Z Sat 18 JUL 2009 0-1 km average Mixing Ratio [g/kg] | 0-1km Streamlines + Moisture adv.

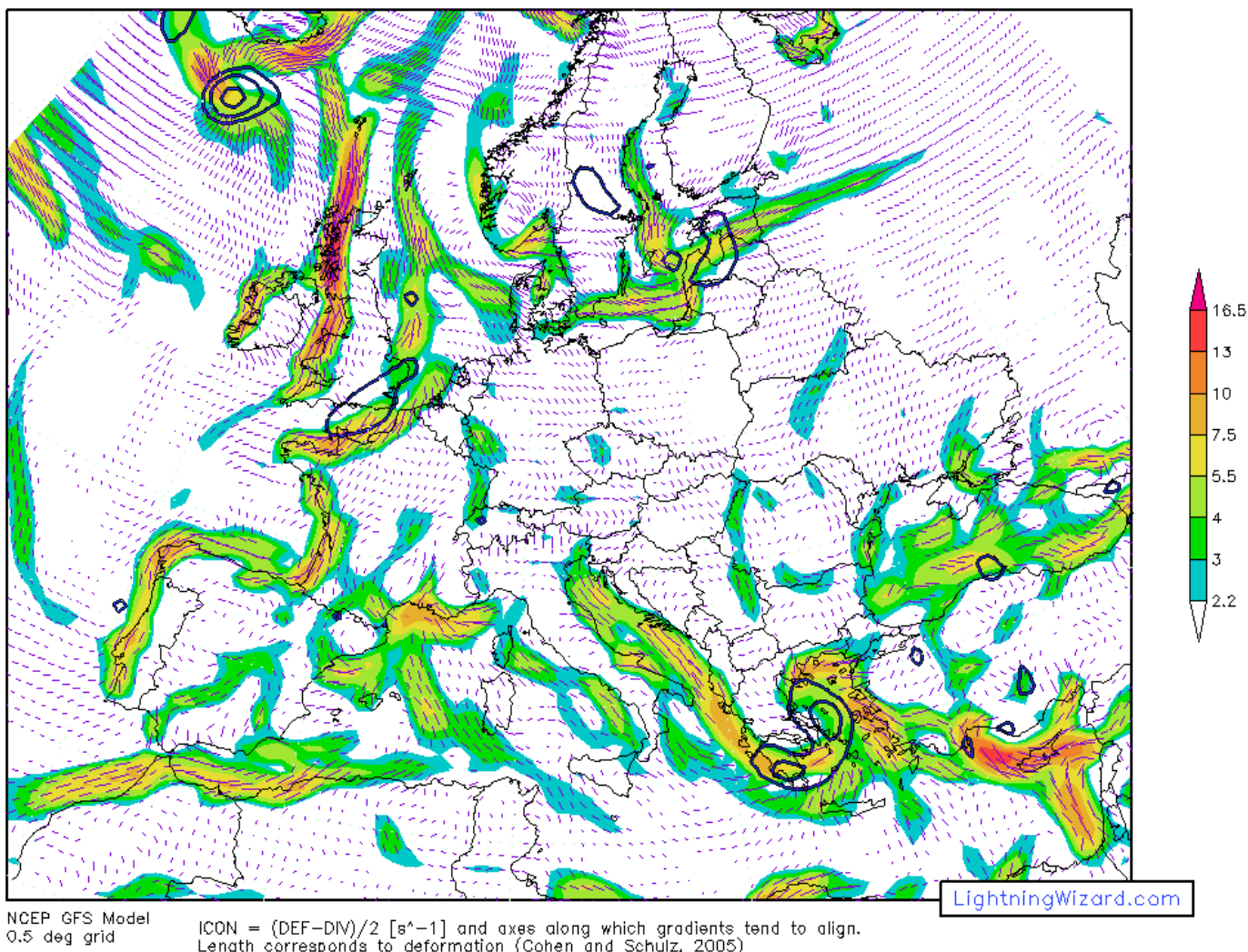


Mapa przedstawia prognozowaną sytuację na 18.07.2009 (godz. 15Z). Duża część Polski objęta była gorącą masą powietrza o dużej zawartości pary wodnej (kolor pomarańczowy na mapie). Na zachodzie kraju znajdował się front chłodny, za którym napływało powietrze chłodniejsze i suchsze (kolor zielony na mapie). Zwraca uwagę bardzo duży stosunek zmieszania w środkowej Polsce w pasie bezpośrednio przed frontem (kolor czerwony). W tym rejonie występowała największa chwiejność i rozwijały się gwałtowne burze z silnym wiatrem i dużym gradem. Takie gromadzenie się pary wodnej (ang. *moisture pooling*) w strefach konwergencji (zwykle przedfrontowych) jest często dobrze widoczne na mapach stosunku zmieszania.

11. 10 m Instantaneous Contraction Rate (ICON), Asymptotic Dilatation Axis, 925-700 hPa Fluid Trapping (TRAP)

Na niniejszej mapce mamy do czynienia z parametrami dotyczącymi zagadnień mechaniki płynów w obrębie troposfery. Interesować nas będą głównie wskaźniki związane z wirowością i ściśnięciem porcji powietrza. Pierwszy z parametrów – ICON (na mapie oznaczony kolorowym cieniowaniem) jest miarą zmiany dystansu pomiędzy sąsiednimi porcjami powietrza na wysokości 10 m. Jest on ściśle powiązany ze zjawiskiem frontogenezy, kiedy to dwie masy powietrzne o odmiennych właściwościach (temperatura, punkt rosy) ścierają się tworząc powierzchnię frontu atmosferycznego. Obszary o dużych wartościach parametru ICON są zatem miejscami gdzie wystąpienie frontogenezy jest najbardziej prawdopodobne (zwłaszcza w połączeniu z poziomym gradientami temperatury i wilgotności). Kolejnym parametrem widocznym na mapie są osie rozciągania (ang. axes of dilatation). Są to linie wzdłuż których zmiana kierunku przepływu strumienia powietrza powoduje największe rozciąganie umownych porcji powietrza. W rzeczywistości w przestrzeni trójwymiarowej i przy istnieniu dodatkowych mechanizmów wpływających na cząstki powietrza (np. wirowość) używa się przybliżonych osi rozciągania (ang. asymptotic dilatation axis). Właśnie one są wyrysowane na mapie w postaci linii, których długość odzwierciedla wartość siły rozciągającej. Im bardziej linie te są równoległe do izoterm, tym większe prawdopodobieństwo zajścia frontogenezy na styku mas powietrza nad danym obszarem. Za sprzyjające warunki przyjmujemy kąty z przedziału 0 – 45 stopni pomiędzy osią a izotermą. Ostatni prezentowany parametr (TRAP) dotyczy tzw. „wyłapywania płynu”. W obszarach o dużej wirowości (np. w obrębie niżów atmosferycznych) porcje powietrza są zarówno odkształcane, jak i wyłapywane przez wir, skutkiem tego przez dłuższy czas poruszają się po zakrzywionych torach wokół centrum wirowości. Parametr TRAP jest zatem skuteczny do lokalizowania i śledzenia silnych wirów. Na mapie regiony, gdzie wirowość jest silniejsza od odkształceń całkowitych (co skutkuje wyłapywaniem cząstek przez wir), są oznaczone grubymi liniami. Odzwierciedlają one w rzeczywistości ujemne wartości parametru TRAP.

Opisana mapka nie odnosi się bezpośrednio do zjawisk natury konwekcyjnej. Pozwala ona nam jednak prognozować powstawanie frontów (frontogeneza) oraz określać siłę wirowości wewnątrz układów niżowych. Jest to istotne gdyż burze często powstają w obrębie stref kontrastu temperaturowego i wilgotnościowego, a fronty stanowią właśnie przykład takiej strefy. Poza tym wirowość jest również dość istotnym parametrem, który może burzy pomóc rozwinąć się i utrzymać prąd wstępujący, niezbędny do długiego życia komórki konwekcyjnej.



Przyglądając się wyżej zaprezentowanej mapce dostrzegamy wyraźnie dwie spore strefy wirowości. Jedną na południe od Islandii i drugą rozłokowaną nad Grecją. Charakteryzują się one wyraźnymi liniami parametru TRAP. Rozmieszczenie tych stref wskazuje nam na obecność niżów atmosferycznych. Dodatkowo na południe od niżu islandzkiego mamy długą, liniową strefę o wysokich wartościach parametru ICON, co sugeruje silne ścieranie się mas powietrza, które prawdopodobnie doprowadzi do powstania frontu atmosferycznego w tym miejscu.

12. Effective Precipitable Water, MCS Propagation Vectors, MCS Mode

Effective Precipitable Water

Parametr na mapie oznaczony za pomocą kolorowej skali (od białego, przez odcienie fioletu po czerwień). Zwykły wskaźnik *Precipitable Water* (w skrócie PW, określany też jako wodność) oznacza ilość wody (w mm), która mogłaby spaść na powierzchnię ziemi po skondensowaniu i zamianie w deszcz pary wodnej zawartej w słupie powietrza powyżej. W tym przypadku ten umowny słup sięga od powierzchni ziemi do wysokości 300 hPa (około 9 km nad ziemią). Jest on więc miarą zawartości pary wodnej w niemal całej troposferze. Natomiast omawiany tutaj wskaźnik *Effective Precipitable Water* to

różnica między zwykłym PW, a niedosytem wilgoci w słupie powietrza. W związku z tym oprócz wodności chmur, mówi on nam o spodziewanej wydajności opadu.

Wysokie wartości parametru (35-40 mm i więcej) w połączeniu ze znacznym CAPE oznaczają możliwość wystąpienia burz z bardzo ulewnymi opadami deszczu. Ryzyko podtopień rośnie, gdy dodatkowo w troposferze nie występuje silny przepływ, co wpływa na wolne poruszanie się komórek burzowych. Duże wskazania parametru mogą jednak się wiązać z dużą wilgotnością względną i obniżonymi gradientami temperatur w środkowej troposferze. Jeśli tak jest, to wówczas spada ryzyko wystąpienia silnych, burzowych porywów wiatru oraz opadu gradu dużych rozmiarów. Dzieje się tak, ponieważ w środowisku bliskim nasycenia parą wodną ograniczony jest mechanizm ochładzania przez parowanie (ważny dla podmuchów, ale również dla gradu) oraz siła prądów wstępujących. Można spotkać stwierdzenia, że wysoka wodność (przy dużym CAPE) wzmacnia aktywność elektryczną chmur Cb.

MCS Propagation Vector

Parametr na mapie opisany za pomocą kolorowych strzałek oraz zakreślonych kolorem obszarów. Wskaźnik określający sposób i prędkość przemieszczania się mezoskalowych układów konwekcyjnych (MCS) czyli zwykle dużych, zorganizowanych układów burzowych (multikomórek). Prędkość ta obliczana jest metodą Corfidiego i dalej będzie określana jako prędkość (lub wektor) Corfidiego. Parametr ten bierze pod uwagę kierunek i siłę średniego wiatru w troposferze (na ogół od poziomu 850 hPa do 300 hPa) oraz najsilniejszy przepływ w dolnej troposferze (na ogół 850 hPa), który jest potrzebny do ustalenia kierunku i intensywności rozwoju nowych komórek burzowych w układzie MCS. Należy zwracać baczną uwagę na ten wskaźnik przede wszystkim w sytuacjach, gdy istnieje możliwość powstania dużego układu wielokomórkowego (czyli przede wszystkim w pobliżu frontów).

Duże prędkości Corfidiego (a więc długie strzałki) są związane z silnymi wiatrami w troposferze i potencjalnym szybko poruszającym się układem burzowym. Zwiększa to szanse na silne konwekcyjne podmuchy wiatru przed burzą lub w trakcie jej trwania. Niewielkie prędkości Corfidiego są oznaczone za pomocą krótszych strzałek.

Obszary zakreślone na niebiesko oznaczają prędkość Corfidiego powyżej 25 m/s i wektor prędkości MCS-a skierowany pod kątem większym niż 45 stopni do pewnej granicy (np. frontu chłodnego). Oznacza to zwiększone ryzyko wystąpienia szybko przemieszczających się linii szkwałowych, które będą poruszać się bardziej do przodu (a nie wzdłuż swej osi) i stanowią duże zagrożenie silnymi podmuchami wiatru.

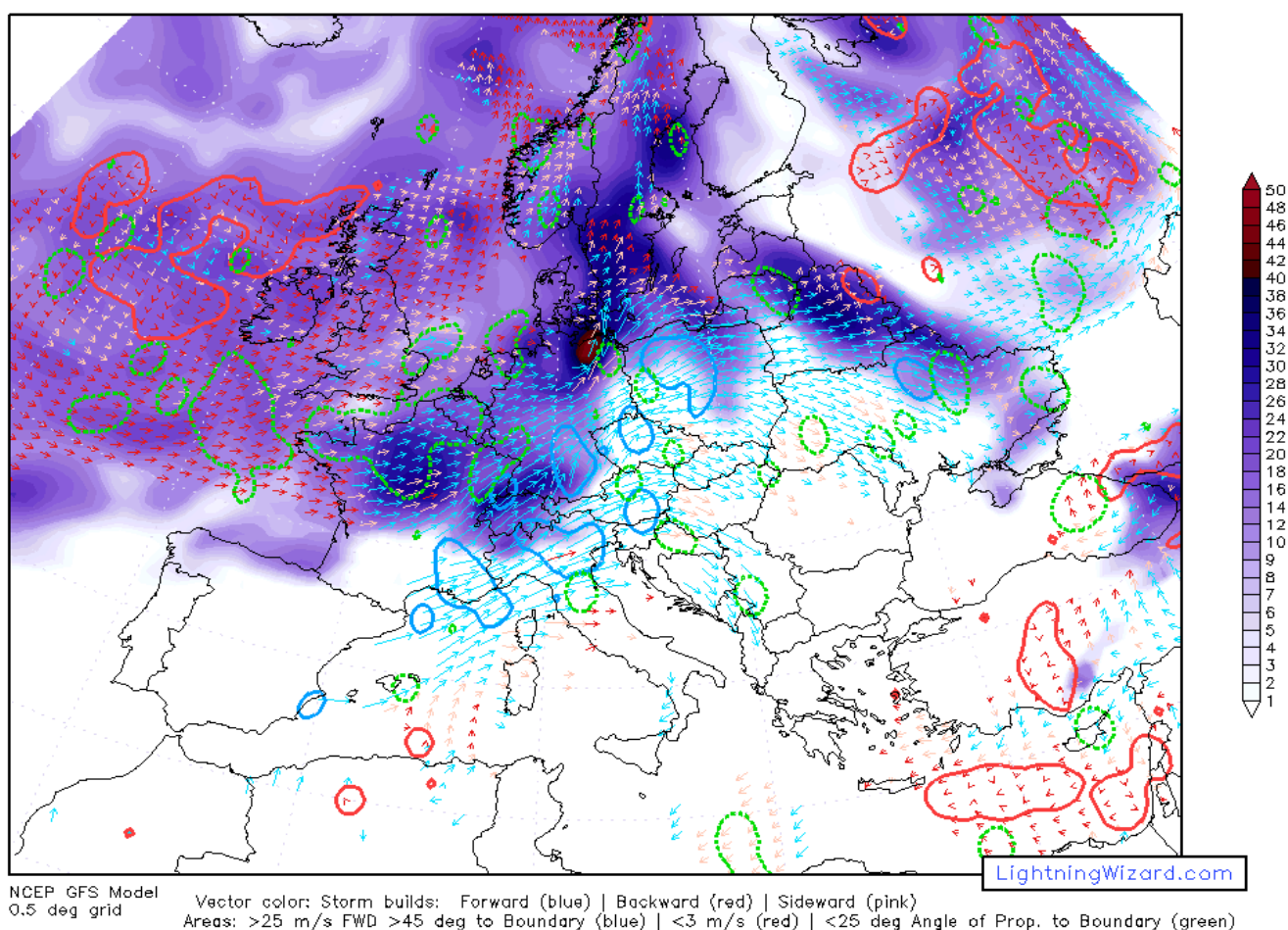
W obszarach zakreślonych na czerwono prędkość Corfidiego wynosi poniżej 3 m/s. Sygnalizuje to możliwość powstania bardzo wolno przemieszczających się burz wielokomórkowych, co grozi podtopieniami i nawet lokalnymi powodziąmi.

Obszary zakreślone na zielono wskazują, że kąt pomiędzy wektorem Corfidiego, a granicą wynosi mniej niż 25 stopni. Zwiększa się wtedy ryzyko formowania się układów burzowych (np. linii szkwału lub wydłużonych multikomórek), które bardziej poruszają się wzdłuż swej osi niż do przodu. Stwarza to możliwość przechodzenia wielu komórek burzowych nad jednym miejscem i przez to zwiększają się sumy potencjalnych opadów i szanse podtopień. Ryzyko gwałtownych podmuchów jest tu za to na ogół mniejsze niż na obszarach zakreślonych niebieskim. Wyjątkiem może być sytuacja, gdy gwałtowne burze z bardzo silnym wiatrem (np. *bow echo*) poruszają się równolegle wzdłuż pofalowanego frontu quasi-stacjonarnego. Takie warunki mogą być zaznaczone na mapie jako długie strzałki w zakreślonym na zielono obszarze. Wskazanie z obszarów zielonych i niebieskich są wiarygodne, gdy rzeczywiście pewna wyraźna granica temperatury lub wilgotności istnieje. Sama granica wyznaczana jest na podstawie poziomego gradientu temperatury *theta-e* lub stosunku zmieszania w dolnym kilometrze.

Kolory strzałek odnoszą się do kierunku rozwoju komórek burzowych w układzie

konwekcyjnym. Niebieskie strzałki oznaczają propagację nowych komórek w kierunku zbliżonym do ruchu układu burzowego. Oznacza to ich rozwój na przedniej krawędzi burzy wielokomórkowej (pojawia się dobrze rozwinięty front szkwałowy). Takie układy określane są mianem propagujących z wiatrem (ang. *downwind propagating MCS*). To najczęściej spotykany scenariusz w przypadku linii szkwału. Niebieskie strzałki dość często są długie i występują w dużej przewadze na niebieskich obszarach. Istotnie to właśnie układy propagujące z wiatrem (linie szkwału, *bow echo*) zazwyczaj rozwijają największe prędkości i stanowią największe zagrożenie wiatrem. Różowe strzałki to rozwój komórek z boku układu konwekcyjnego (mniej więcej prostopadle do kierunku poruszania). Mogą tu wystąpić linie szkwału, klastry burzowe lub formacje hybrydowe. Jednak i w tym przypadku długie strzałki stanowią pewien sygnał ostrzegawczy przed wiatrem. Czerwone strzałki oznaczają rozwój komórek w przeciwnym kierunku niż średni przepływ w troposferze. Są one zazwyczaj krótkie i stanowią większość na czerwonych obszarach. Mogą wówczas rozwijać się układy konwekcyjne propagujące pod wiatr (ang. *upwind propagating MCS*) w postaci rozległych wielokomórkowych klastrów. Układy takie poruszają się zazwyczaj wolno (krótkie czerwone strzałki), lub są wręcz stacjonarne. Wynika to z tego, że w burzy poruszającej się w danym kierunku nowe komórki tworzą się po przeciwnej stronie. Taka sytuacja (krótkie czerwone strzałki w czerwonych obszarach) zwiększa ryzyko ulewnych opadów i podtopień.

+3hr valid 15Z Thu 23 JUL 2009 MCS Propagation Vector | Effective Precipitable Water (PW-SD, SFC-300 hPa) [mm]



Sytuacja z 23.07.2009 (godz. 15Z). W Polsce, Czechach i Niemczech obserwujemy długie, niebieskie strzałki, z których część leży w obszarach zakreślonych na niebiesko. Oznacza to możliwość rozwoju szybko poruszających się układów konwekcyjnych. Tego dnia mieliśmy na terenie Polski i Czech do czynienia z *derecho* (w postaci szybko poruszającego się *bow echo* z niszczącymi porywami wiatru). Zwraca uwagę bardzo niskie Effective Precipitable Water. Istotnie wilgotność w troposferze tego dnia

nie była duża, tu mamy jednak przykład pomyłki modelu co do spodziewanej wydajności opadu (w istocie burze i silne opady już występowały o tej porze na pograniczu Czech i Niemiec).

13. 0-2 km Storm-Relative Moisture Flux and Upper Level Flow

Storm-Relative Moisture Flux

Parametr oznaczony na mapie kolorami od fioletowego do czarnego. Oznacza tempo, w jakim wilgoć „wpływa” do prądu wstępującego burzy. Mówiąc prościej: wartości wskaźnika osiągają duże wartości, gdy powietrze w dolnej troposferze wpływa do burzy z większą prędkością i ma wyższą zawartość pary wodnej. Sytuacje takie mogą mieć miejsce szczególnie w rejonach dużej niestabilności, gdzie występuje silny przepływ w troposferze i silne prędkościowe i kierunkowe uskoki wiatru. Stąd większe *Storm-Relative Moisture Flux* z pewnością sprzyja silniejszym burzom.

Wg Oscara van de Velde, wyższe wartości wskaźnika sprzyjają rozwojowi mezoskalowych układów konwekcyjnych oraz opadom gradu dużych rozmiarów.

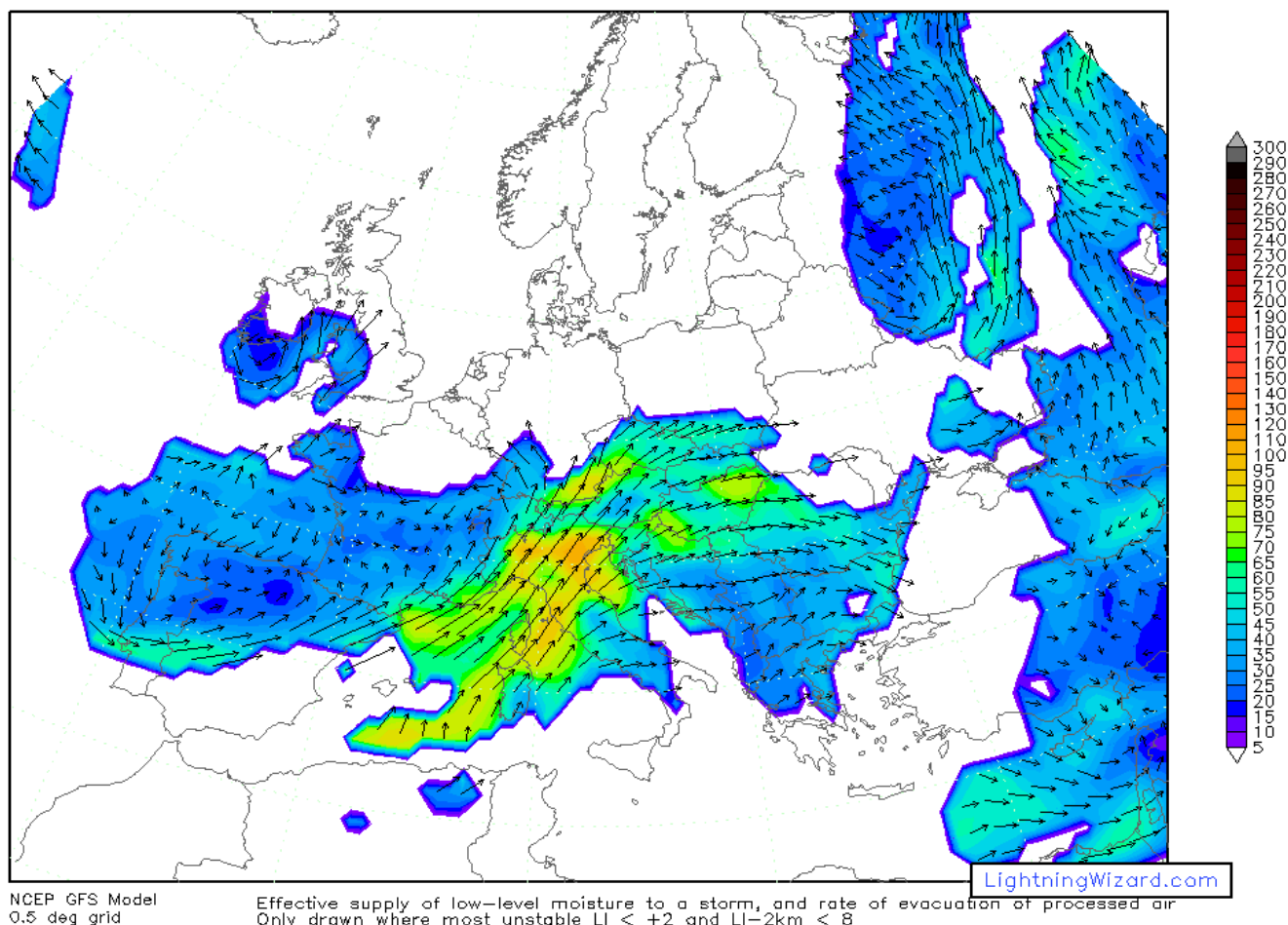
Parametr jest naniesiony tylko dla obszarów chwiejnych (Lifted Index < 2 , Lifted Index z poziomu 2 km < 8), co już daje pewną wskazówkę co do rejonów z możliwością wystąpienia burz.

Storm Relative Upper Level Flow

Na mapie oznaczony strzałkami. Im dłuższa strzałka, tym większe wartości wskaźnika. Oznacza on, jaka jest siła wiatru w górnej troposferze względem burzy (łopatologicznie: jak mocno wiatry wieją w górną część chmury Cb).

Wyższe wartości (często związane z obecnością prądu strumieniowego) sugerują lepsze odseparowanie prądów zstępującego i wstępującego, co może sprzyjać rozwojowi burz superkomórkowych. Parametr może być wykorzystywany do przewidywania typów superkomórek, zakładając, że środowisko generalnie faworyzuje ich rozwój. Niskie wartości oznaczają rozwój typów wysokoopadowych (HP). Większe wartości zwiększają szanse na typy klasyczne, natomiast wartości najwyższe mogą oznaczać utworzenie się superkomórek niskoopadowych (LP). Czasami może pojawić się silna dywergencja strzałek. Jeśli nastąpiło to w rejonie przewidywanych opadów konwekcyjnych, to znak, że model „wyprodukował” duży układ konwekcyjny.

+12hr valid 12Z Sat 06 JUN 2009 Storm-Rel.: Upper Flow 550–350 hPa (vectors) | 0–2 km Moisture Inflow (shaded) [g/s/m2]



Na powyższej mapie (06.06.2009, godz. 12 Z) widzimy w północnych Włoszech podwyższone wartości parametrów Storm-Relative Moisture Flux oraz Storm Relative Upper Level Flow (długie strzałki, obecny prąd strumieniowy). Może to świadczyć o obecnej chwiejności w rejonach silnych pionowych uskoków wiatru, które sprzyjają rozwojowi superkomórek klasycznych. Rzeczywiście tego dnia w okolicach Wenecji pojawiły się silne trąby powietrzne oraz opady gradu dużych rozmiarów. Za powyższe zjawiska była oczywiście odpowiedzialna superkomórka.

14. *Maximum Convective Gusts (exp.), Cold Pool Strength (Downdraft LI)*

Maximum Convective Gust

Parametr oznaczony kolorowymi obszarami (od niebieskiego do czerwonego). Oznacza on maksymalny podmuch konwekcyjny, który może wystąpić w czasie przechodzenia burzy. Obliczany jest jako średnia ważonego wiatru z warstwy 1000-700 hPa (w przybliżeniu dolne 3 km). Za sprawą prądów zstępujących ten wiatr może pojawić się przy powierzchni ziemi.

To wskaźnik eksperymentalny. Należy pamiętać, że bierze on pod uwagę jedynie czynniki kinematyczne wpływające na siłę podmuchów (wiatr w dolnych kilometrach troposfery), a nie termodynamiczne (parametry CAPE, *Delta Theta-e*, DCAPE). Sprawdza się lepiej w przypadku obecności głębokich niżów, gdy chmury Cb rozwijają się w warunkach silnych wiatrów i niewielkiej chwiejności. W innym przypadku, parametr może niedoszacować możliwych podmuchów.

Delta Theta-E

Parametr oznaczony przez obszary zakreślone grubymi kreskami. Obliczany jest jako różnica pomiędzy temperaturą ekwiwalentno-potencjalną (*theta-e*) w warstwie granicznej, a najniższą powyżej (do poziomu 400 hPa).

Wskaźnik przyjmuje szczególnie wysokie wartości, gdy mamy wilgotną i chwiejną warstwę graniczną i suchą środkową troposferę. W takich warunkach mogą powstawać w chmurach burzowych bardzo silne prądy zstępujące (im wyższa *Delta Theta-E*, tym wyższy jest ich potencjał). Zjawiska *downburst* są możliwe zwłaszcza, gdy *Delta Theta-E* osiąga lub przekracza 20 stopni w połączeniu z dużą niestabilnością. Parametr bierze więc pod uwagę termodynamiczne czynniki wpływające na siłę wiatru (np. ochładzanie prądów zstępujących przez parowanie).

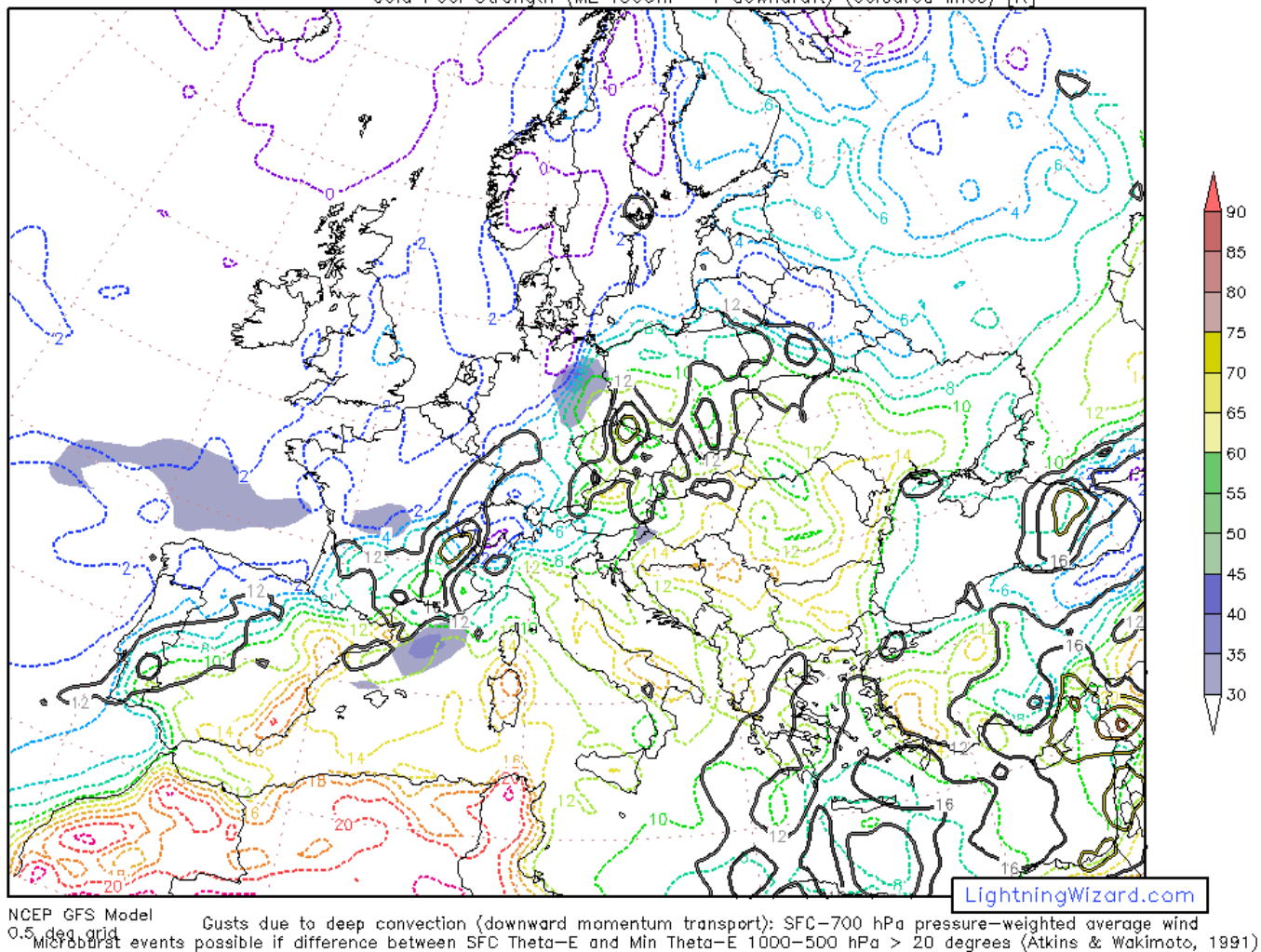
Cold Pool Strength

Parametr oznaczony przez obszary zakreślone cienkimi, kolorowymi kreskami. Określany jest często jako *Lifted Index* prądów zstępujących. Do jego obliczenia należy znaleźć poziom w środkowej troposferze o najniższej temperaturze *theta-e*. Powietrze z tego poziomu jest unoszone w górę, aż do nasycenia, a następnie sprowadza się je wilgotnoadiabatyycznie na powierzchnię ziemi. Różnica między jego temperaturą, a tą panującą przy ziemi to właśnie opisywany parametr. Wskaźnik mówi nam więc, o ile może się maksymalnie ochłodzić w czasie burzy w wyniku oddziaływania prądów zstępujących.

Z racji tego, że dużo zimniejsze od otoczenia prądy zstępujące spadają w dół szybciej, więc po osiągnięciu powierzchni ziemi dają one w rezultacie silniejsze porywy wiatru. Stąd parametr ten to kolejny (obok *Delta Theta-e*), którym można szacować siłę prądów zstępujących. Wartość 10 jest już znaczna. Uwzględniony w obliczaniu tego wskaźnika proces ochładzania przez parowanie tłumaczy, dlaczego po silnych nawałnicach następuje gwałtowne (często ponad 10-stopniowe) ochłodzenie.

+3hr valid 15Z Thu 23 JUL 2009

Delta Theta-E (thick lines) [K] | Convective Gust v.19/1/2007 (shaded) [kts]
Cold Pool Strength (ML T500m - T downdraft) (coloured lines) [K]



Ponownie sytuacja z 23.07.2009 (15 Z). Na Dolnym Śląsku panują świetne warunki do wytwarzania silnych prądów zstępujących (*Delta Theta-e* > 20, *Cold Pool Strength* > 12). To była jedna z głównych przyczyn wystąpienia w tamtym rejonie tak silnych porywów wiatru. Co ciekawe, ochłodzenie, które nastąpiło w Polsce południowo-zachodniej po nawałnicy rzeczywiście osiągało 12 stopni (jak to sugeruje parametr *Cold Pool Strength*).

15. 0-6 km Deep Layer Shear, 0-1 km Low Level Shear, Significant Tornado Parameter

0-6 km Deep Layer Shear

Parametr oznaczony na mapie za pomocą czarnych izotach. Określany w skrócie jako DLS. Oznacza on uskok wiatru w warstwie 0-6 km i determinuje, jak bardzo rośnie prędkość przepływu od powierzchni ziemi do środkowej troposfery.

Wskaźnik bardzo istotny przy prognozowaniu gwałtownych burz wszelkiego typu. Generalnie, jego duże wartości (wraz z wysokim CAPE) zwiększają szansę wystąpienia groźnych zjawisk pogodowych (grad, wiatr i tornada). Duże uskoki wiatru dobrze wpływają na organizację i trwałość burz. Umownie przyjmuje się, że wartości DLS przynajmniej 10 m/s (20 kts) pozwalają na utrzymywanie się burz wielokomórkowych. Wartości 15 m/s (30 kts) i więcej oznaczają szansę na lepszą organizację układów burzowych, które mogą stawać się bardziej gwałtowne (np. linie szkwału, *bow echo*). Próg 20 m/s (40 kts) został przyjęty jako ten, powyżej którego rosną szanse rozwoju superkomórek burzowych. To są wartości umowne i nie mogą być traktowane jako ścisła reguła. Przykładowo, superkomórki mogą rozwinąć się w środowisku niższych uskoku wiatru (zwłaszcza, gdy obecne jest wysokie CAPE). Jednak większe wartości DLS sprzyjają naturalnie gwałtowniejszym i dłużej istniejącym burzom.

0-1 km Low Level Shear

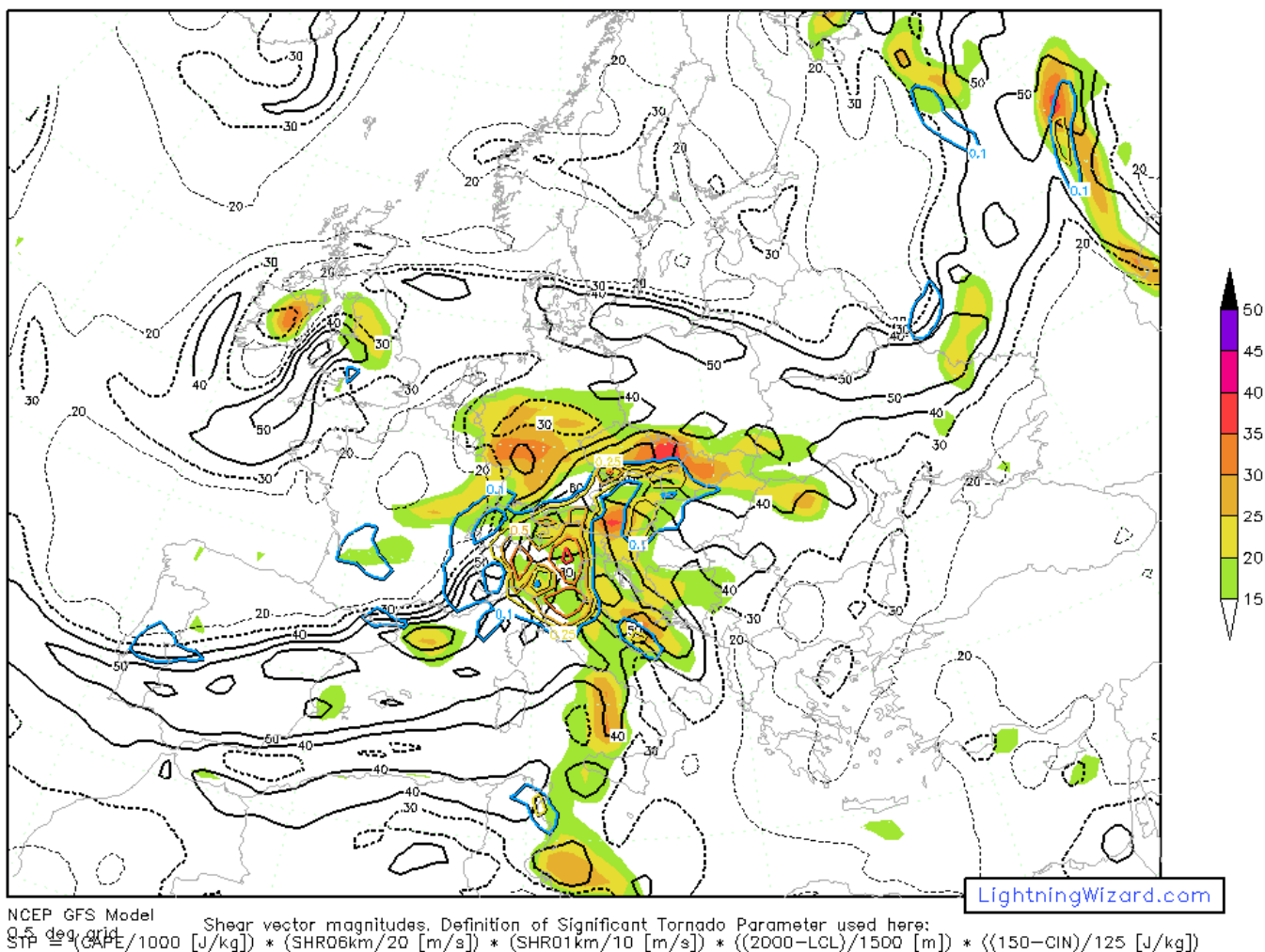
Parametr oznaczony na mapie za pomocą kolorowej skali. Określany w skrócie jako LLS. Oznacza uskok wiatru w warstwie 0-1 km. Odzwierciedla on więc zmiany prędkości wiatru w warstwie granicznej.

Wskaźnik ten odgrywa ważną rolę przy prognozowaniu rozwoju trąb powietrznych związanych z mezocyklonem (zakładając, że warunki są korzystne dla rozwoju superkomórek). Często wartości 10 m/s (20 kts) i większe przyjmuje się jako te, które sprzyjają formowaniu się trąb. Większe uskoki wiatru w dolnych kilometrach troposfery mogą faworyzować układy konwekcyjne z dobrze rozwiniętym frontem szkwałowym, które przynoszą silne porywy wiatru (linie szkwału, *bow echo*). Miarą tych uskoku może być *0-3 km Shear* i właśnie LLS.

Significant Tornado Parameter

Parametr przedstawiony przy pomocy zakreślonych kolorowymi liniami obszarów. W skrócie oznaczany jako STP. Określa on ryzyko wystąpienia trąb powietrznych związanych z mezocyklonem. To parametr będący kompozycją kilku wskaźników: DLS, LLS, CAPE, CIN oraz LCL.

Generalnie im wyższe wartości tego parametru, tym rosną szansę na powstanie trąby. Wartości 1 i więcej (rzadko notowane w Polsce) wskazują już na znaczne ryzyko ich wystąpienia. Należy pamiętać, że ten kompozytowy parametr daje ogólną orientację i nie zastąpi analizy każdego wskaźnika osobno.



Kolejny przykład z 06.06.2009 demonstrujący sytuację w północnych Włoszech. Zwracają uwagę silne uskoki wiatru (DLS rzędu 25 m/s, LLS rzędu 10 m/s), a parametr STP osiąga wartość 2. Warunki kinematyczne zdecydowanie sprzyjały rozwojowi trąb powietrznych.

16. 0-3 km Storm-Relative Helicity, Storm Motion, Supercell Composite Parameter

0-3 km Storm-Relative Helicity

Parametr oznaczony na mapie za pomocą kolorowej skali. Określany w skrócie jako SRH (0-3 km) lub SRH3. Odzwierciedla on skręt (zmianę kierunku) i siłę wiatru wpływającego do prądu wstępującego burzy w dolnych 3 kilometrach troposfery. Jego wartości rosną, gdy zwiększają się uskoki kierunkowe oraz siła wiatru w dolnej troposferze. Do jego obliczenia potrzebne jest przybliżenie ruchu komórki burzowej, stąd to jest parametr wrażliwy nawet na niewielkie zmiany.

Podwyższone wartości SRH (150 m²/s² i więcej) oznaczają większe szanse na wystąpienie rotacji w obrębie prądów wznoszących chmury Cb i uformowanie się superkomórki. Wysokie wartości (rzędu ponad 250 m²/s²) mogą oznaczać znaczne ryzyko formowania się trąb powietrznych. W tym przypadku jednak lepiej sprawdza się SRH (0-1 km) oraz inne wskaźniki.

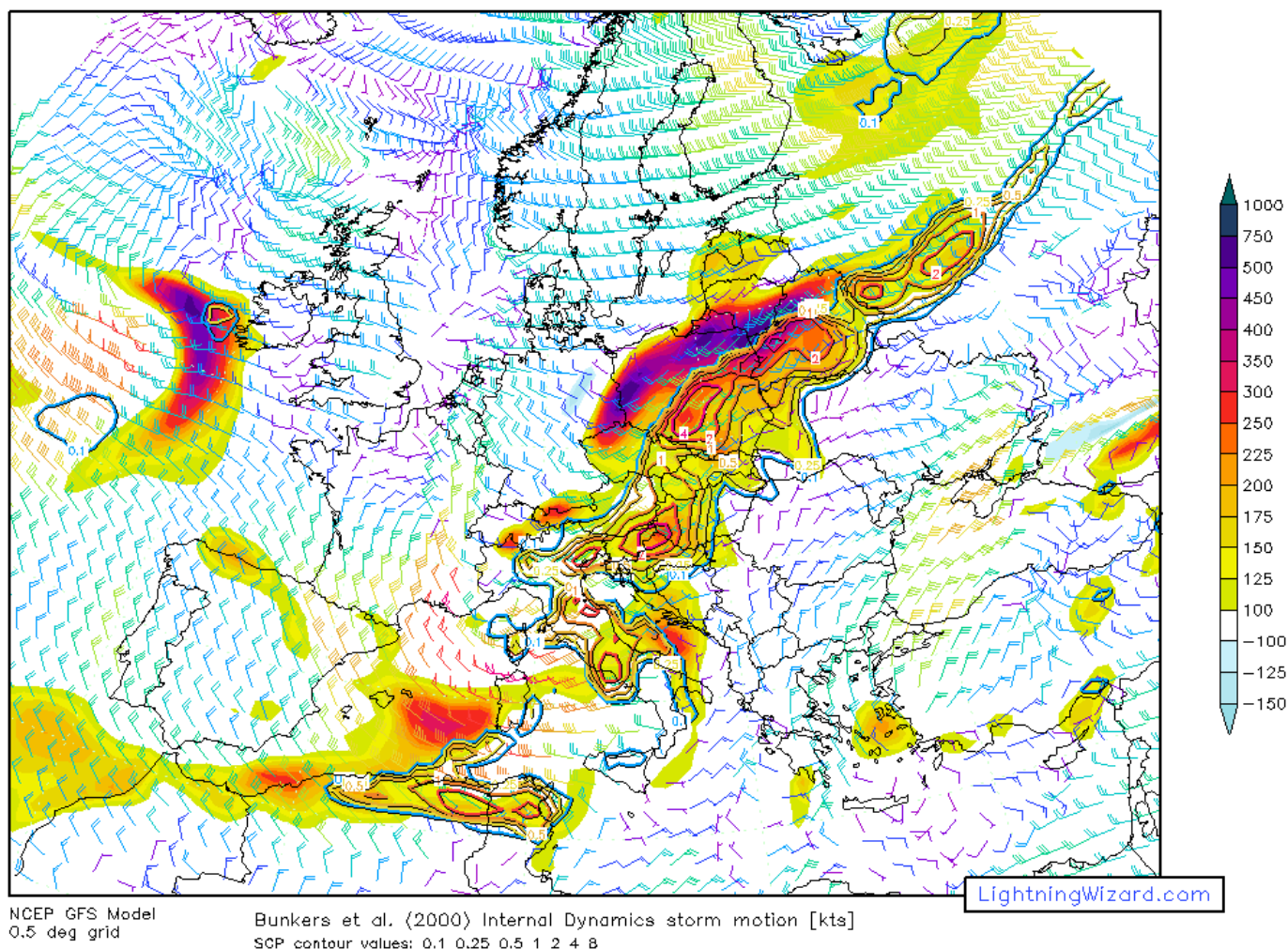
Podwyższone wartości SRH mogą się pojawiać blisko wyraźnych stref frontowych i są często rezultatem silnej adwekcji ciepła w dolnej troposferze (może pojawić się tam silny przepływ: *low level jet*). W takich sytuacjach rosną szanse rozwoju gwałtownych układów konwekcyjnych.

Supercell Composite Parameter

Parametr przedstawiony przy pomocy zakreślonych kolorowymi liniami obszarów. W skrócie oznaczany jako SCP. Określa on szanse na rozwój superkomórek burzowych. Podobnie, jak STP, jest on kompozycją kilku parametrów: uskoków wiatru kierunkowych i prędkościowych (SRH (0-3 km), BRN Shear) oraz CAPE.

Im większe SCP, tym bardziej rosną szanse na powstanie burz superkomórkowych. Wartości 1 i więcej są już zdecydowanym sygnałem ostrzegawczym. Wskaźnik ten jest połączeniem innych parametrów i daje jedynie ogólną orientację. Warto również przejrzeć inne parametry z osobna. Przykładowo, zbyt duże CIN może zupełnie zahamować konwekcję, podczas gdy wartości SCP osiągają ekstremalne rozmiary.

+3hr valid 15Z Fri 15 AUG 2008 0-3 km Storm-relative Helicity [m^2/s^2] | Supercell Composite Param. (lines)



Na mapie (15.08.2008 godzina 15Z) widzimy pas podwyższonych wartości SRH3 oraz SCP. Tego dnia przez Europę ciągnął się pofalowany front stacjonarny, wzdłuż którego występowały gwałtowne zjawiska pogodowe. Od Opolszczyzny po Ziemię łódzką przeszły superkomórki z silnymi trąbami powietrznymi. W tamtym rejonie obserwujemy szczególnie wysokie wartości parametrów (SRH3 rzędu 200-300 J/kg, SCP > 4).

17. *Lifting Condensation Level, Level of Free Convection*

Lifting Condensation Level

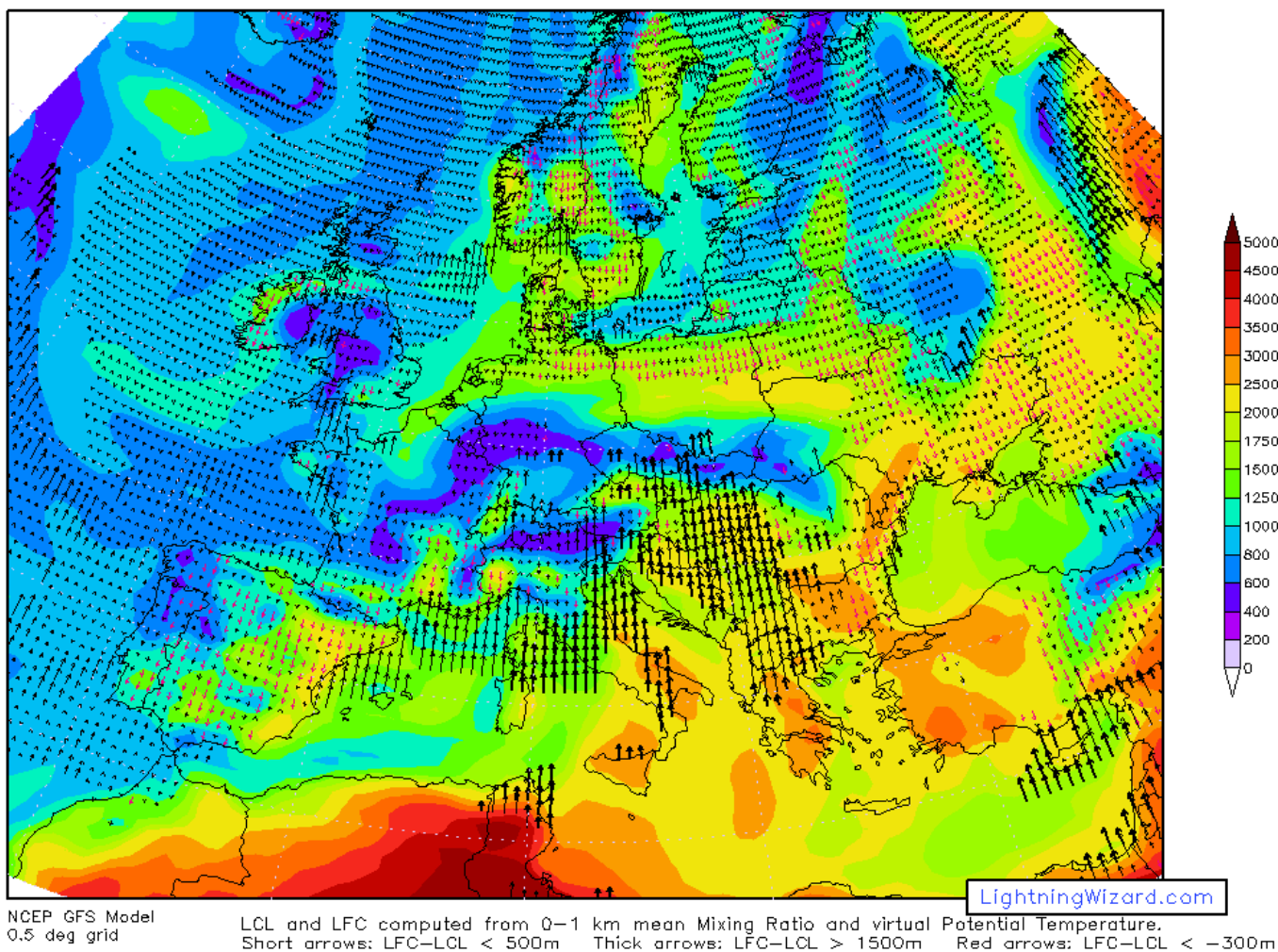
Parametr oznaczony na mapie za pomocą kolorowej skali. Określany mianem LCL. Oznacza on poziom, na którym wznoszące się w prądzie wstępującym powietrze osiągnie nasycenie i rozpocznie się kondensacja. W przybliżeniu określa więc wysokość podstawy chmur Cb. Do obliczeń wykorzystuje się tu uśrednioną cząstkę powietrza z dolnego kilometra. Dlatego należy zwrócić uwagę, że może on znacząco się różnić od poziomu kondensacji wyliczonego na podstawie temperatury i p. rosy branych jedynie z powierzchni ziemi.

Wskaźnik bezpośrednio związany z wilgotnością względną warstwy granicznej. Niższy poziom LCL oznacza wyższą wilgotność i na odwrót. Bardzo niskie wartości mogą pojawiać się w nocy, lub w sytuacji zalegania chmur niskich i często wynikają z niedogrzaniami dolnych warstw troposfery. Zbyt wysoki poziom LCL (powyżej 2000 m) nawet w przypadku obecnej chwiejności, może utrudniać rozwój i utrzymanie się chmur burzowych. W przypadku rozwinięcia chmur Cb, wysoki LCL wspomaga jednak rozwój silniejszych prądów zstępujących i podmuchów (w ekstremalnych przypadkach może to prowadzić do powstania zjawiska *dry microburst*). Niski poziom LCL (najlepiej 1000 m i mniej) sprzyja rozwojowi trąb powietrznych w superkomórkach burzowych (tu należy jednak zwracać uwagę też na inne ważne czynniki).

LFC-LCL difference

Parametr na mapie oznaczony za pomocą strzałek. Określa on różnicę pomiędzy poziomem swobodnej konwekcji (LFC), a poziomem kondensacji (LCL). Im dłuższe strzałki, tym różnica jest większa. LFC oznacza poziom, przy którym powietrze w prądzie wstępującym staje się lżejsze niż otoczenie (pojawia się siła wyporu powodująca przyspieszenie w górę).

Generalnie duże wartości wskaźnika mówią nam o warstwie hamującej konwekcję, występującej pomiędzy LCL i LFC. Są one więc skorelowane z większym CIN, co może utrudniać rozwój chmur burzowych. Często właśnie w nocy występuje niski LCL (radiacyjne ochładzanie i większa wilgotność względna), ale poziom LFC jest oczywiście znacznie wyżej, co widoczne jest jako długie strzałki na mapce. Przy ocenianiu ryzyka wystąpienia trąb powietrznych, warto oszacować wysokość poziomu LFC. Czasem występujące w nocy niskie wartości LCL i duże uskoki wiatru z pozoru sprzyjają trąbom. Jednak wysoki poziom LFC redukuje chwiejność w dolnej troposferze (0-3 km MLCAPE) i jest związany z warstwą hamującą (CIN) – to znacząco zmniejsza szanse rozwoju tornad. Niżej położony poziom LFC oznacza większą łatwość tworzenie się nowych komórek na frontach szkwałowych w mezoskalowych układach konwekcyjnych, co może sprzyjać dłużej istniejącym burzom.



Kolejny przykład obrazujący sytuację we Włoszech (06.06.2009). Na zachód Wenecji, w rejonie wystąpienia trąb powietrznych, poziom kondensacji LCL miał osiągać niskie wartości 600-1000 m. Różnica między LCL, a LFC też była bardzo niewielka (krótkie strzałki, niemal ich brak). Świadczy to o niskim poziomie LFC. W tym aspekcie warunki również sprzyjały trąbom powietrznym.

18. 0-3 km Low Level CAPE, Experimental Spout/Tornado index

0-3 km MLCAPE

Parametr widoczny na mapie dzięki kolorowym obszarom w różnych odcieniach szarości. Określa on dostępną dla unoszącego się powietrza energię CAPE w dolnych 3 km troposfery. W obliczeniach bierze się uśrednioną cząstkę z dolnego kilometra (stąd MLCAPE).

Duże wartości wskaźnika (przynajmniej 100 J/kg) sugerują możliwe znaczne przyspieszenia prądów wstępujących w dolnej troposferze. Ułatwia to tworzenie się trąb powietrznych nie związanych z mezocyklonem (takich jak trąby wodne i *landspouts*). Podwyższone wartości 0-3 km MLCAPE (przynajmniej 50 J/kg) są zwykle potrzebne także do rozwoju trąb powietrznych związanych z mezocyklonem. Stąd obok LCL, LFC i CIN to najważniejszy parametr termodynamiczny pomocny w prognozowaniu superkomórek z trąbami powietrznymi. W USA dokumentuje się przypadki silnych, mezocyklonalnych trąb powietrznych nawet w środowiskach dość niewielkich uskoków wiatru. Ma to miejsce w warunkach ekstremalnej chwiejności: 0-3 km MLCAPE często wówczas przekracza 200 J/kg.

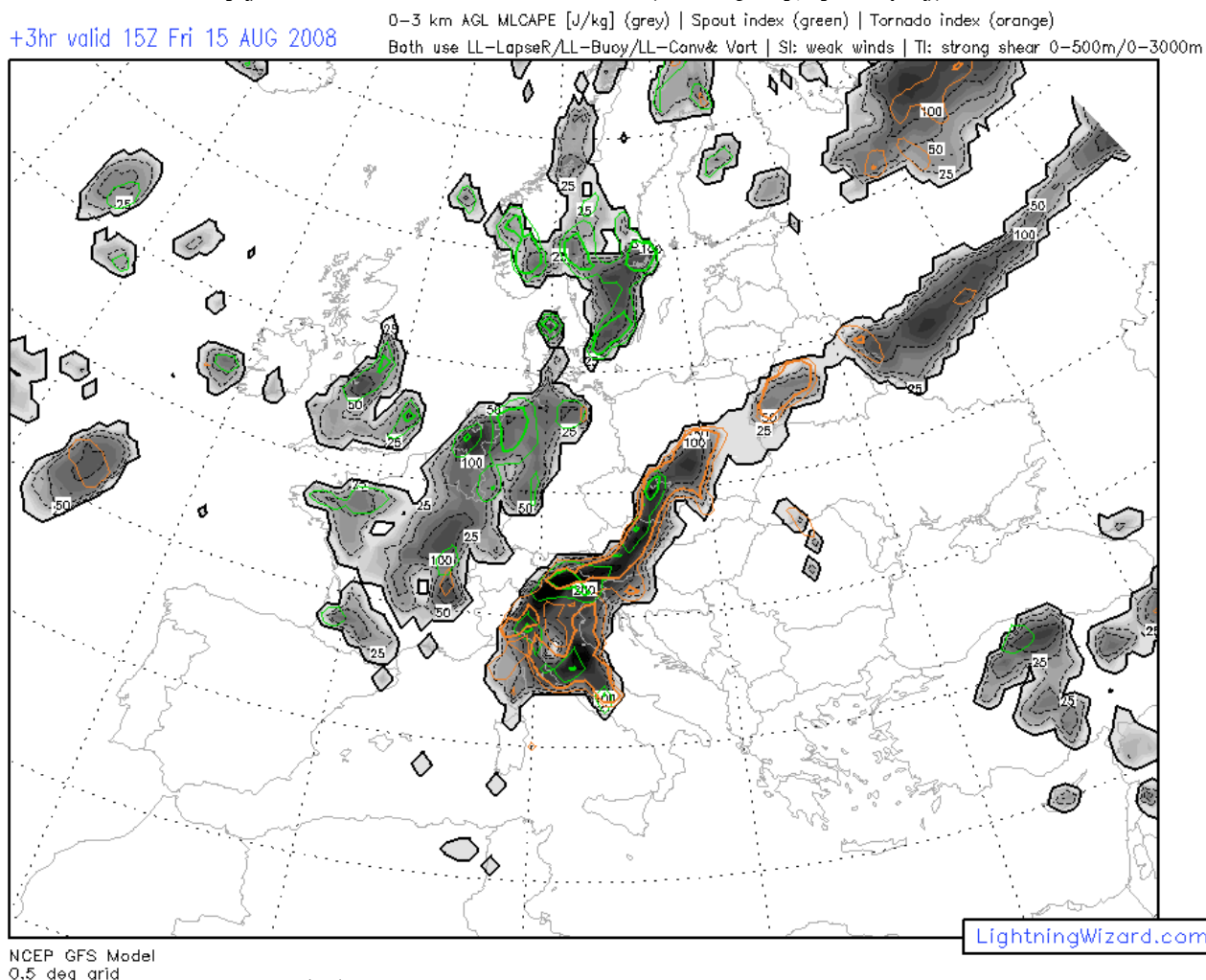
Przykładem może być tornado F5 z Jarrell (27 maj 1997, Teksas). Stąd, należy zwracać uwagę na nadzwyczaj wysokie wartości tego parametru, nawet w połączeniu z umiarkowanymi uskokami wiatru.

Spout Index

Wskaźnik oznaczony zakreślonymi na zielono obszarami. To eksperymentalny indeks szacujący ryzyko wystąpienia trąb powietrznych nie związanych z mezocyklonem. Do ich powstawania sprzyjają duże przyspieszenia prądów wstępujących w dolnej troposferze (znaczne *0-3 km MLCAPE* i duże pionowe gradienty temperatury), niezbyt silny dolnotroposferyczny przepływ oraz obecność linii zbieżności wiatrów. Powyższe czynniki są uwzględnione w tym wskaźniku. Należy pamiętać, że jest on eksperymentalny i nie zawsze może dawać dobre rezultaty.

Tornado Index

Wskaźnik analogiczny do *Spout Index*, ale widoczny za pomocą obszarów zakreślonych na pomarańczowo. Kolejny parametr eksperymentalny odnoszący się do szans na powstanie mezocyklonalnej trąby powietrznej. Również i ten indeks bierze pod uwagę *0-3 km MLCAPE*. Dodatkowo wliczany jest też *0-1 km Low Level Shear* (im większy, tym lepiej).



Ponownie mapka z 15.08.2008 (godz. 15 Z). Widzimy znaczną energię konwekcji dostępną dla prądów wstępujących w dolnych 3 km. W rejonie przejścia trąb powietrznych wynosi ona 100-150 J/kg. Również eksperymentalny *Tornado Index* wykazuje się podwyższonymi wartościami.

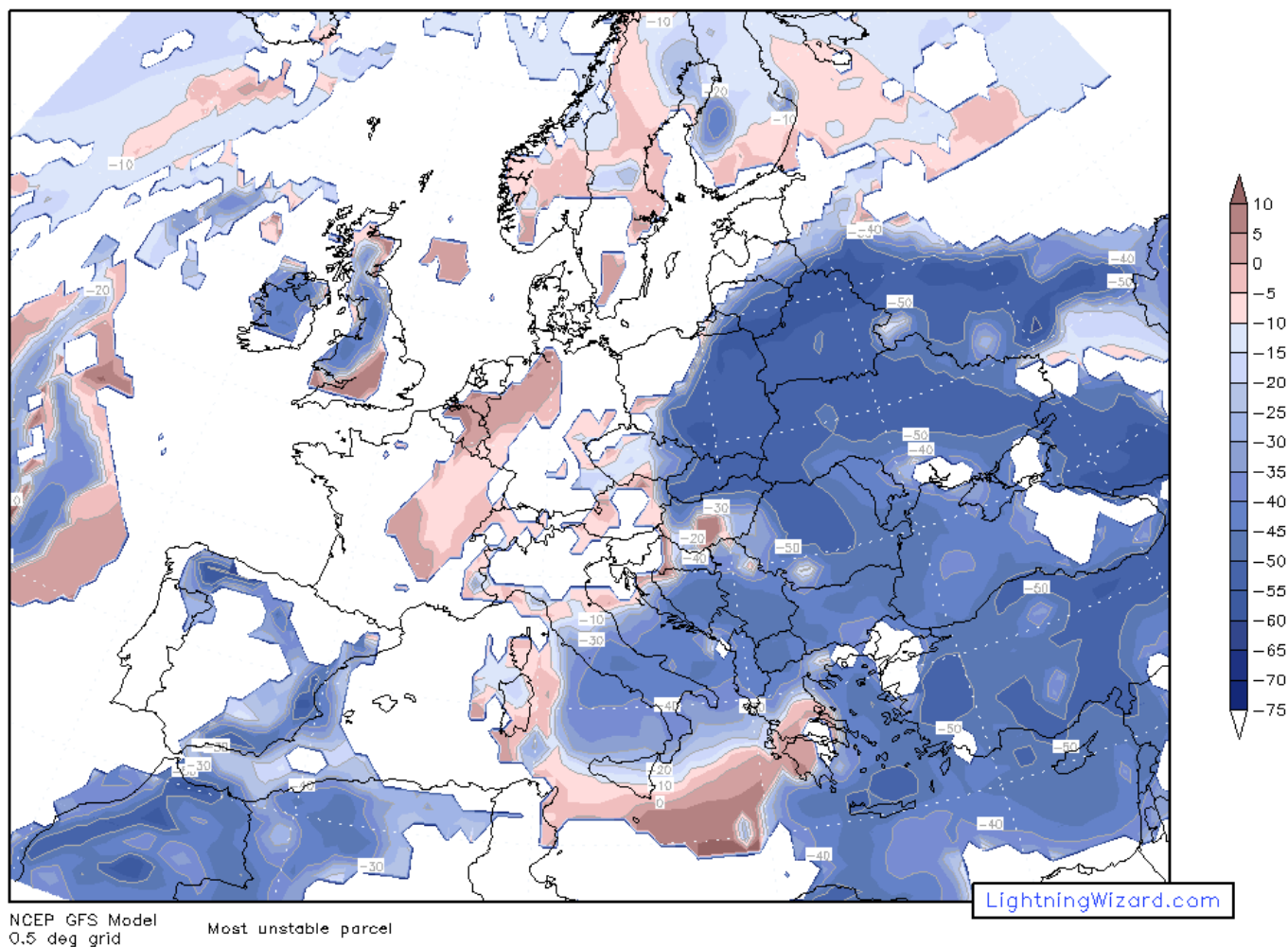
19. *Equilibrium Level Convective Cloud Top Temperature*

Na mapie przedstawiony jest w kolorowej skali poziom równowagi (ang. *equilibrium level* w skrócie *EL*), a konkretnie jego temperatura. Poziom, na którym temperatura wznoszącego się w prądzie wstępującym powietrza zrównuje się z temperaturą otoczenia (zakładając, że wcześniej była wyższa) to właśnie *EL*. Innymi słowy, na tym poziomie wznoszące się w chmurze Cb powietrze przestaje być wyporne i traci prędkość unoszenia. W tym przypadku do liczenia *EL* służy cząstka powietrza z najbardziej niestabilnego poziomu (ang. *most unstable parcel*), stąd w przypadku konwekcji uniesionej (np. w nocy) mapa jest także użyteczna.

Należy pamiętać, że *EL* nie jest dokładnie poziomem wierzchołków chmur konwekcyjnych. Po utracie wyporności powietrze jeszcze jakiś czas się wznosi, szczególnie w przypadku intensywnych prądów wstępujących. Taki „wystrzał” powyżej poziomu kowadła burzowego to tzw. *overshooting top*.

Parametr pozwala oszacować wysokość, do której wypiętrzą się chmury Cb. Niższe temperatury poziomu *EL* wskazują na bardziej rozbudowane pionowo komórki. Ujemne wartości temperatury są potrzebne, by w chmurze kłębiastej pojawiła się faza mieszana i mógł spaść przelotny deszcz. Wartości poniżej -10 oznaczają możliwość występowania wyładowań atmosferycznych, ale dopiero przy temperaturze *EL* rzędu -25, -30 i mniejszej prawdopodobieństwo ich występowania rośnie. Fakt ten może być przydatny szczególnie przy prognozowaniu w środowiskach niewielkiej chwiejności w chłodnej porze roku. Temperatura *EL* rzędu -50 (i niższa) oznacza, że chmury burzowe mogą się rozbudowywać aż do tropopauzy. Takie sytuacje mają miejsce zwykle w cieplej porze roku. Tak niskie wartości temperatury w połączeniu z dużą niestabilnością wskazują na pojawienie się burz bardziej aktywnych elektrycznie.

+9hr valid 15Z Tue 23 JUN 2009 Equilibrium Level Temperature [deg C] (shaded)



Powyższa mapa przedstawia sytuację z 23 czerwca 2009 (godz. 15 Z). We wschodniej połowie kraju pojawiła się chwiejna, zwrotnikowa masa powietrza i rozwinęły się bardzo aktywne elektrycznie burze wewnątrzmasowe. Chmury Cb były oczywiście mocno wypiętrzone. Potwierdza to temperatura poziomu równowagi osiągająca poniżej -50 stopni.