

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA
V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování



Česká zemědělská univerzita v Praze

**Fakulta životního
prostředí**

Bouřkové Indexy

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Ing. Jana Soukupová

Vypracoval: Jan Langhammer

Praha 2012

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE
Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Langhammer Jan

Vodní hospodářství

Název práce

Bouřkové indexy

Anglický název

Storm indexes

Cíle práce

literární rešerše na téma:

- popsat základní meteorologické děje spojené s bouřkovou činností a vytvořit ucelený náhled na význam a použití bouřkových indexů

Metodika

literární rešerše dle osnovy:

1. Úvod
2. Konvekční bouře, frontální bouře
3. Bouřkové indexy a jejich rozdělení
4. Použití a budoucnost výpočtů v oblasti sledování bouří
5. Závěr

Harmonogram zpracování

VI. 2011 - X. 2011 - shromažďování a třídění podkladů k práci, studium základní literatury, příprava celkové osnovy práce

X. 2011 - I. 2012 - vlastní psaní a uspořádání práce

I. 2012 - II. 2012 - konzultace a kontrola práce vedoucím BP, příp. rozšiřování či úprava kapitol, jazyková kontrola

III. 2012 - dokončení práce, příprava obrazové přílohy a tisk

Rozsah textové části

30 stran + vlastní fotografie

Klíčová slova

konvekce, bouřkový index, cumulonimbus, instabilita atmosféry

Doporučené zdroje informací

Řezáčová a kol. (2007): Fyzika oblaků a srážek

Dvořák, P. (2010): Letecká meteorologie

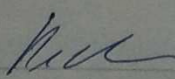
Meteorologický slovník výkladový a terminologický (1993)

články z časopisu Meteorologické zprávy

články ze zahraničních i tuzemských zdrojů

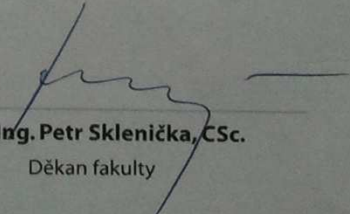
Vedoucí práce

Soukupová Jana, Ing.


prof. Ing. Pavel Pech, CSc.

Vedoucí katedry




prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Děkan fakulty

V Praze dne 5.9.2011

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením Ing. Jany Soukupové, a že jsem uvedl všechny literární prameny, ze kterých jsem čerpal.

V Praze 30. 4. 2012

Jan Langhammer

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval své vedoucí Ing. Janě Soukupové za ochotu, trpělivost a připomínky při psaní této práce. Děkuji Filipu Strnadovi za rady a pomoc s překlady. Také bych rád poděkoval knihovně ČHMU, jmenovitě paní Miloslavě Konopáčové a paní Lence Bartoňové, za to že mi poskytly množství literatury, ale odborně mě i nasměrovaly, aby moje práce byla efektivnější.

Abstrakt

Bouřkové indexy byly vyvinuty pro zlepšení předpovědi bouřek a doprovodných jevů. Hlavním cílem této práce bylo vytvoření uceleného náhledu na jejich význam a možnost použití. Pro celistvost byly popsány i základní meteorologické děje spojené s bouřkovou a konvekční činností. Indexy byly přehledně zpracovány z hlediska spolehlivosti a použití pro předpověď doprovodných jevů a bouřek. Pro střední Evropu byly na základě vzájemného porovnání navrženy Lifted index, Faust index, CAPE a SHRE. Kritériem pro výběr byly: vertikální střih větru, instabilita ovzduší nebo helicity, případně jejich kombinace.

Klíčová slova: Konvekce, Bouřkový index, cumulonimbus, instabilita atmosféry, helicity.

Abstract

Main aspect of this paper is creating a comprehensive thumbnail of relevance and use of thunderstorm indexes. Further it describes basic meteorological phenomenon connected with thunderstorm and convection activities. Succinctly points out possibilities of forecasting accompanying phenomena and thunderstorms using thunderstorm indexes describing vertical shear of wind, atmosphere instability, helicity and/or its combinations. It also describes the advantages, disadvantages, and weaknesses and best possible combination and use in given situations. Storm indices were developed to improve storms forecasting and accompanying phenomena. The main purpose of this study was to develop a comprehensive view of their importance and possible application. Basic meteorological processes associated with storm activity and convection activity were described too. Indices were evaluated in terms of reliability and application for the prediction of accompanying and thunderstorms. The Lifted index, Faust index, CAPE and SHRE were designed for Central Europe. The criteria for selection were: vertical wind shear, air instability or helicity or their combination.

Key words: Convection, Thunderstorm index, Cumulonimbus, Atmosphere instability, Helicity.

Obsah

1	ÚVOD	10
2	CÍLE BAKALÁŘSKÉ PRÁCE	11
3	FORMOVÁNÍ BOUŘE	12
3.1	BOUŘKA.....	12
3.1.1	<i>Struktura</i>	13
3.1.2	<i>Vývoj</i>	14
3.2	ELEKTRICKÉ JEVY	15
3.2.1	<i>Blesk</i>	15
3.2.1.1	Formování blesku.....	16
3.2.1.2	Dělení blesků.....	17
3.2.2	<i>Eliášův oheň</i>	19
3.3	VĚTRNÁ AKTIVITA.....	20
3.3.1	<i>Nárazový vítr</i>	20
3.3.2	<i>Microburst</i>	21
3.3.3	<i>Tornádo</i>	22
3.3.4	<i>Gust fronta</i>	24
3.4	SRÁŽKY	24
3.4.1	<i>Děšť</i>	24
3.4.1.1	Dešťové přeháňky	25
3.4.1.2	Mrznoucí déšť	25
3.4.2	<i>Sníh</i>	26
3.4.2.1	Sněhové přeháňky	26
3.4.2.2	Sněhové krupky.....	26
3.4.3	<i>Kroupy</i>	26
3.5	ZVLÁŠTNOSTI BOUŘKOVÉHO OBLAKU	27
3.5.1	<i>Pannus</i>	27
3.5.2	<i>Incus</i>	28
3.5.3	<i>Pileus</i>	28
3.5.4	<i>Arcus</i>	29
3.5.5	<i>Velum</i>	29

3.5.6	<i>Tuba</i>	29
3.5.7	<i>Mamma</i>	30
3.5.8	<i>Praecipitatio</i>	30
3.5.9	<i>Virga</i>	30
4	BOUŘKOVÉ INDEXY	30
4.1	MĚŘENÍ INSTABILITY	32
4.1.1	<i>Lifted index (LI)</i>	32
4.1.2	<i>Showalter index (SI)</i>	35
4.1.3	<i>Total – Totals index (TTI)</i>	36
4.1.4	<i>K-Index (KI)</i>	38
4.1.5	<i>Faust Index (FI)</i>	39
4.1.6	<i>Convective Available Potential Energy (CAPE)</i>	40
4.1.7	<i>Convective Inhibition (CIN)</i>	43
4.1.8	<i>Delta Theta-E (DTHE)</i>	45
4.2	INDEXY PRO MĚŘENÍ STŘIHU VĚTRU.....	46
4.2.1	<i>Střih větru</i>	46
4.2.2	<i>Bulk – Richardson Number (BRN)</i>	47
4.2.3	<i>Storm Relative Environmental Helicity (SREH)</i>	49
4.3	KOMPOZITNÍ INDEXY	50
4.3.1	<i>Energy Helicity Index (EHI)</i>	50
4.3.2	<i>Severe Weather thrEAT Index (SWEAT Index)</i>	51
5	POUŽITÍ A BUDOUCNOST VÝPOČTŮ V OBLASTI SLEDOVÁNÍ BOUŘÍ	53
6	ZÁVĚR	54
	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	56
	KNIHY A ODBORNÉ ČASOPISY:	56
	INTERNETOVÉ ZDROJE:	58
	PŘÍLOHY	62

1 Úvod

Bouře již v dávných dobách, kdy nebesům vládli bohové, budily v lidech respekt, obdiv a pocity, které nedokázali vysvětlit. Staří Vikingové věřili, že bouři, dešť, hrom a blesk jim sesílá jejich bůh Thór syn Ódinův, který jim vždy vládne spravedlivě a moudře. Bouří a blesků se nebáli, byl to pro ně symbol odvahy a udatnosti. U starých Slovanů to byl Perun, kdo vládl bouři, dešti a blesku. Slované věřili, že silné bouře s hromobitím je hněv Peruna. U starých Řeků to byl Zeus u starých Římanů Jupiter a u starých Egyptanů to byl Set, nebylo náboženství, které by nepřihradilo moc bouří a blesků jednomu ze svých božstev. Každé náboženství určovalo, jaký bůh s těmito schopnostmi bude, jestli moudrý a spravedlivý nebo bude rozsévat hněv a zkázu. V dnešní době je již toto minulostí. Na bouře se díváme jako na jeden z nejokázalejších jevů, který nám příroda připravila.

Bouře je soubor elektrických, optických a akustických jevů, které vznikají navzájem mezi oblaky druhu cumulonimbus navzájem nebo mezi těmito oblaky a zemí. Bývá doprovázen dalšími meteorologickými jevy, jako jsou například: nárazový vítr, vydatné přeháňky, krupobití, deště, sněhu, smrště atd. (Skřehot, 2004).

Předpověď bouří a doprovodných jevů stále není dokonalá, i s nástupem moderní techniky, úspěšnost numerických modelů není vysoká. Je to zapříčiněno mnoha faktory, které do působení počasí vstupují. Tato práce se zabývá schopnostmi diagnostických indexů, které byly zkonstruovány přímo na detekci a předpověď bouřkové aktivity.

2 Cíle bakalářské práce

V mé práci se budu zabývat bouřkovými indexy, jejich rozlišením a jejich diagnostickou schopností dokázat detekovat nevýraznou a extrémní bouřkovou činnost. Důraz bude kladen na doprovodné nebezpečné jevy, jako jsou přívalové srážky, tornáda, kroupy a rychlá změna stříhu větru. Pokusím se vybrat nejpoužívanější indexy pro střední Evropu a popsat jejich výhody a spolehlivost. V neposlední řadě se zaměřím na představení nových indexů a zdokonalování stávajících indexů.

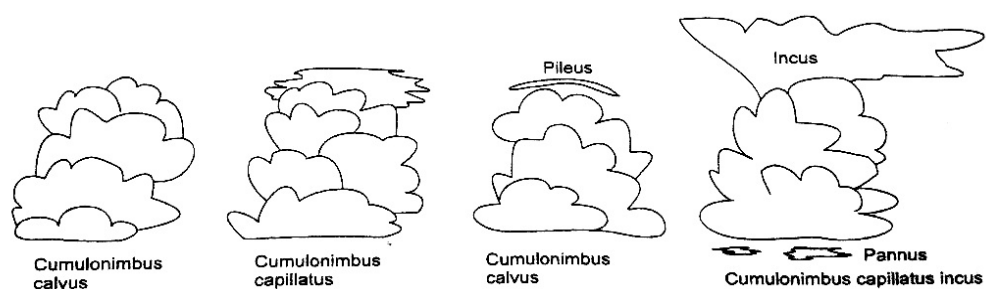
3 Formování bouře

3.1 Bouřka

Cumulonimbus (Cb) je bouřkový oblak. V našich oblastech se nachází ve výšce od 2 km až do 13 km. Toto rozpětí se mění podle toho, kde na planetě se nacházíme. V tropickém pásmu mohou dosahovat až výšky 18 km, zatímco v polárních oblastech pouhých 8 km. Zasaňuje tedy do všech pater oblačnosti. Je to nejmohutnější oblak na obloze.

V bouřkovém oblaku vznikají prakticky všechny známé nebezpečné jevy spojené s oblačností, jako jsou např. blesky, hromobití, kroupy, virga, tornáda, sněhové bouře a mnoho dalších. Jeho tvary mohou nabývat mnoha struktur, záleží na tom, jak je okolní vzduch nasycen vodními parami, a jaké jsou povětrnostní podmínky.

Nad vznikajícím Cb můžeme pozorovat zajímavý oblak zvaný pileus, který jako čapka sedí na oblaku, a je zvedán stoupavými proudy, až ve výsledku s Cb splyne (Soukupová, 2008). Cb má tmavou základnu. Ve stádiu zralosti se tvoří na vrcholu incus (kovadlina). Dochází ke stoupání ohřátého vzduchu, do té doby dokud nenarazí na vzduch teplejší, kvůli kterému již nemůže stoupat dále. Tato poklice je často tropopausa. Místo stoupání je vzduch nucen se rozptýlit, což oblaku dává charakteristický tvar kovadliny viz. obrázek 1. Výsledný oblak je nazýván cumulonimbus incus (Publishing, 2008).



Obr. 1 – Tvary bouřkových oblaků (Soukupová, 2008)

Záleží také na roční době, kdy se Cb tvoří. Mají odlišnou charakteristiku v zimě nebo v létě. V létě jsou známé bouřky z horka, kdy po rychlém vzniku Cb následuje krátký intenzivní déšť provázený hromy a blesky, poté mrak zaniká. Vznik těchto bouřek je na jasné obloze z ojedinelých cumulů. V zimě jsou srážky dlouhodobějšího rázu na horách nebo vyšších nadmořských výškách, kde vznikají sněhové bouře.

Dále dělíme bouře na frontální a místní. Frontální bouře přichází nejčastěji se studenou frontou. Místní bouře jsou uvnitř stejné vzduchové hmoty. V této skupině ještě rozlišujeme bouře konvekční (příčinou vzniku je teplé proudění vzduchových hmot) a bouře orografické (vznikají v hornatých oblastech působením horských svahů orientovaných kolmo na směr proudění vzduchových hmot) (Skřehot, 2004)

V Cb mohou vzniknout dosti nebezpečné klesavé proudy, které mohou dosáhnout až na zem v rychlosti až 30 m/s. Tomuto jevu se říká downburst. Je nebezpečný pro leteckou dopravu, jelikož hrozí takzvané strhnutí letadla z oblohy.

3.1.1 Struktura

Cumulonimby se skládají jak z vodních kapiček, tak zejména v horních částech z ledových krystalů. Obsahují také velké dešťové kapky, často i sněhové vločky, sněhové krupky, zmrzlý déšť nebo krupky či kroupy. Vodní kapičky a dešťové kapky mohou být silně přechlazené (Skřehot a kol., 2005). Toto vše způsobuje proudění v Cb. Objem oblaku bývá desítky, velice často stovky krychlových kilometrů. Pro elektrickou strukturu oblaku Cb je charakteristické, že se centrum záporného náboje soustřeďuje v dolní části oblaku a v horní části je naopak náboj kladný. Kromě těchto dvou hlavních center se v základně bouřkového mraku pozoruje i podstatně menší podružné centrum, které je prostorově i časově vázáno na vypadávání srážek a vytváří se pravděpodobně jen tehdy, existují-li v základně Cb kladné teploty. Celkové elektrické pole v okolí Cb je vytvářeno nejen centry elektrického náboje uvnitř oblaku, ale i náboji jimi indukovanými na zemském

povrchu. V oblaku typu Cb působí velké proudění vzduchu - vzestupný proud a sestupný proud. Vzduch v horních částech oblaku se vlivem výšek ochlazuje.

Bouřkový oblak je oblakem, který v sobě soustřeďuje ohromné množství energie. Tato energie pochází hlavně z kondenzace vodní páry, kdy se uvolňuje latentní teplo, a z výstupných proudů. Vrchní části tohoto oblaku se projevují velice nízkými teplotami, které mohou při protržení troposféry klesnout v ojedinělých případech až k $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3.1.2 Vývoj

Cb se vytváří v počáteční formě z cumulus congestus pokud panují příznivé podmínky, jako je dostatek vlhkosti a vliv stoupavých proudů. Na jeho vrcholu se objevují zaoblené výběžky a jejich horní části začínají ztrácet své ostré obrysy. Poté dochází k úplné proměně celé horní části, která se změní ve vláknitou nebo žebrovitou oblačnou masu, a často nabývá podoby kovadliny nebo kvěťáku. Při velmi nízkých teplotách se může vláknitá struktura rozšířit na celý oblak.

Cb se mohou vyskytovat buď osamoceně, nebo v souvislé řadě. Někdy se stává, že se spodní části Cb spojí s altostratem nebo nimbostratem, také může Cb vzniknout přímo v hmotě altostratu nebo nimbostratu.

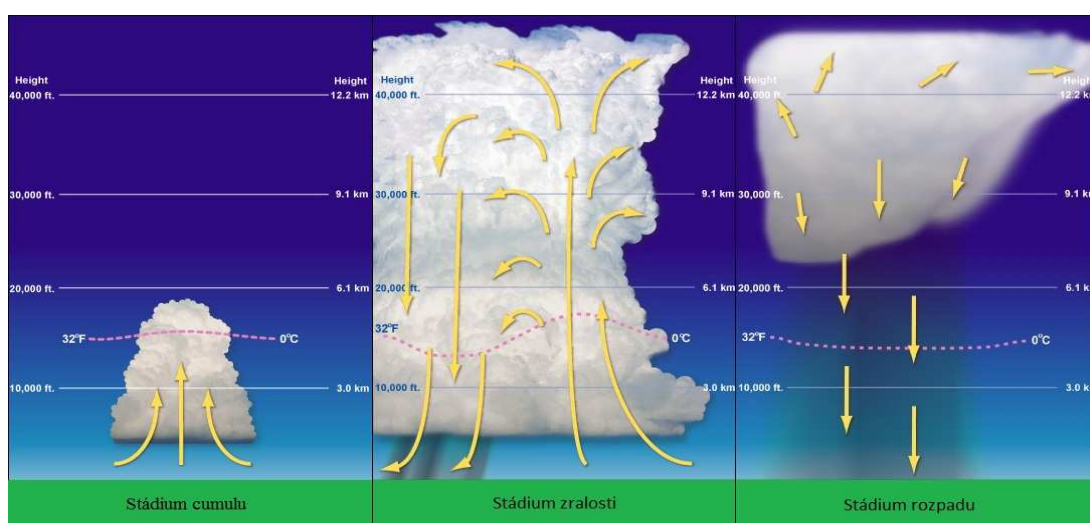
Bouřkový oblak se skládá z několika jednotek, tzv. bouřkových buněk, z nichž každá postupně prochází třemi vývojovými stadii:

1. Stadium cumulu - Buňka je tvořena vzestupným proudem relativně teplého vzduchu, v němž nad kondenzační hladinou dochází ke vzniku oblačných kapiček, případně i ledových částic.
2. Stadium zralosti - Teplý vzduch má nižší hustotu než studený, takže teplý vzduch stoupá do chladnějšího vzduchu, podobně jako horkovzdušné balóny. Jak teplý vzduch stoupá vzhůru, ochlazuje se. Vlhké vodní páry začínají kondenzovat. Když vlhkost kondenzuje, uvolňuje se energie, která udržuje vzduch teplejší než jeho okolí, tak že stále stoupá. Je-li dostatečná nestabilita

v atmosféře, bude tento proces pokračovat dost dlouho na vytvoření Cb (Publishing, 2008).

3. Stadium rozpadu - Vzestupný proud slábne a postupně zaniká. Studené sestupné proudy vzduchu zachvacují celou buňku a způsobí její rozpad viz. Obrázek 2.

Jednotlivé buňky, které tvořící se, rozpadající nebo jsou v plné síle, mohou pohromadě tvořit jednu super velkou buňku, která dokáže vydatně přšet i několik hodin. Jde o to, že jedna buňka podporuje druhou buňku.



Obr. 2 Vývoj bouřkového oblaku (Guinness, 2008)

3.2 Elektrické jevy

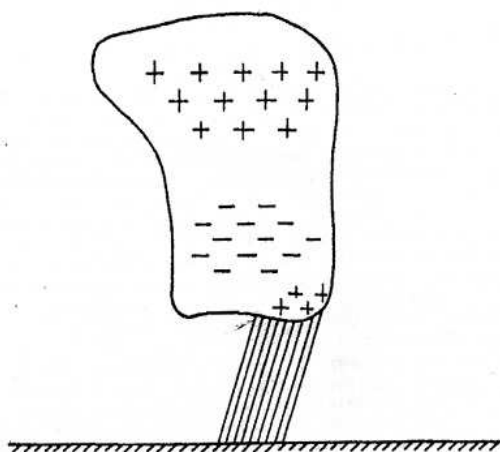
3.2.1 Blesk

Blesk je elektrostatický výboj doprovázený emisí viditelného světla. Elektřina procházející z blesku atmosférou rychle ohřívá okolní vzduch, který díky expanzi vytváří silný zvuk – hrom (NOAA, 2010). Při tomto jevu vzniká také silné elektromagnetické záření, které zasahuje do velmi širokého spektra frekvencí. Jedná-li se o blesk do země, je vyzářeno nejvíce energie na nízkých frekvencích VDV

(velmi dlouhých vln) a DV (dlouhých vln). Jedná se o jednotky až stovky kHz. Pokud jde o výboje uvnitř oblaků, je vyzářeno nejvíce energie na vyšší oblasti frekvence VKV (velmi krátké vlny) a jedná se o stovky MHz. Jde o krátký jev, který se na analogovém vysílání projevuje krátkým přerušením vysílání (výpadek signálu).

3.2.1.1 Formování blesku

Blesk se formuje v momentě, kdy nabitý a polarizovaný mrak nese ve spodní části záporný náboj. Kladný náboj se může nakumulovat na zemském povrchu. Častěji to bývá na vyvýšených místech, jako jsou budovy, stožáry vysokého vedení na stromech a lidech. Záblesky záporného elektrického náboje sbíhají kolmo pod mrak. Blesk začíná slabě viditelným výbojem z mraku k zemi. Je to kaskáda kličkujících 50 až 200 m krátkých skoků, které se snaží dostat k zemi. Jejich rychlost je okolo 200 km/s. Tyto výboje nejdou vidět pouhým okem, trvají několik mikrosekund, jednotlivé skoky jsou od sebe přibližně 50 mikrosekund vzdáleny. Když se tento záporný výboj dostane do vzdálenosti 50 m od kladného náboje, tak proti sestupnému výboji vyrazí výboj od země směrem nahoru. Je mnohonásobně rychlejší, jedná se řádově o 20 000 km/s. Oba výboje se s hromem spojí a vytvoří silně ionizovaný kanál o průměru 5–20 centimetrů, který svádí proud o síle 20 A až 200 kA o napětí od 100 MV až do 1 TV plazmatickým prostředím.

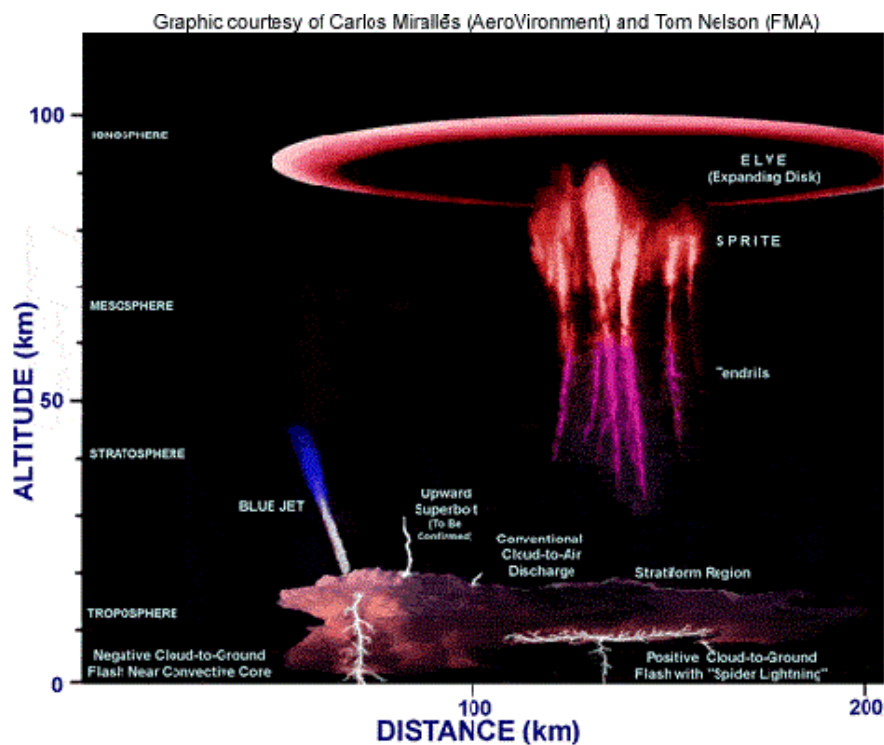


Obr. 3 Simpsonův model a schematické rozdělení rozložení elektrických nábojů v kumulonimbu (Skřehot, 2004)

Mezi blesky do země výrazně převládají ty, které přenášejí směrem dolů záporný elektrický náboj. Podíl kladných blesků na počtu všech blesků do země zpravidla nepřesahuje 10 %. Zdá se, že se objevují hlavně v pozdních fázích vývoje bouřkového oblaku, kdy spodní záporné centrum elektrického náboje slábne a horní kladný náboj klesá dolů v sestupných vzduchových proudech (Bednář, 1989). Tyto kladné blesky se mohou vyskytnout i z incusu (kovadliny) bouřkového mraku, která může být vzdálena i několik kilometrů od epicentra bouřky. Zdá se, že bouřka je celkem daleko a blesk přichází z čistého nebe. „Tento blesk dokáže uvolnit až 1 TV a proud o velikosti 0,3 MA. Trvá asi desetkrát tak déle a teplota uvnitř kanálu je třikrát vyšší než u záporného blesku do země (60 000 °C)“ (Hájková, 2011).

3.2.1.2 Dělení blesků

Blesky se dělí na základě směru a tvarů. Pokud uvnitř bouřkového mraku vzniká mezi kladným a záporným epicentrem blesk, poté mluvíme o blesku uvnitř oblaku. K výboji může též dojít mezi centry náboje dvou blízkých oblaků, případně mezi oblakem a volnou atmosférou viz. obrázek 4. Tyto výboje jsou většinou z pohledu systémů detekce blesků označovány též jako blesky uvnitř oblaku. (Řezáčová a kol., 2007) Nejčastější případ je blesk mezi mrakem a zemským povrchem.



Obr. 4 Typy blesků. Obrázek ukazuje: Blue jet – modrý blesk; ELE, Sprite a endrils – jsou druhy stratosférických výbojů, které vycházejí z bouřkového mraku. Podle analýzy fyziků mají tyto výboje opačný účinek než klasické blesky. Vybíjejí ionosféru a způsobují pokles napětí globálního kondenzátoru. Výzkum těchto jevů je zatím v počátku. Dále jde vidět kladný blesk vycházející z kovádky a záporný blesk vycházející ze základny bouřkového mraku (Štoll, 2004).

Z hlediska dělení blesků dle tvarů je nejběžnějším bleskem, který můžeme spatřit blesk čárový. Vytváří se nejčastěji mezi oblakem a zemí, anebo mezi dvěma oblaky. Má dobře viditelný kanál blesku a není rozvětvený. Blesk bývá nejčastěji barvy bílé, ale může mít zbarvení i do modra nebo červena. Čárový blesk bývá skoro vždy doprovázen hřměním. Plošný blesk vzniká mezi dvěma mraky, nemá oproti blesku čárovému vidět hlavní kanál blesku. Je pozorován jako rozptýlený světelný záblesk, který osvětluje mraky a ostře vyrýsuje jejich obrysy. Plošný blesk z fyzikálního hlediska má nedostatečný náboj, aby vznikl blesk čárový. Tímž ani nevzniká zahřmění. Rozvětvený blesk se skládá z hlavního bleskového kanálu s podružnými větvemi, které se vydávají několika drahami. Většinou tyto dráhy končí v atmosféře, ale zhruba v 5 % se mohou dostat i na zem. Pak se takovému jevu (že jeden blesk má víc než jedno zakončení v zemi) říká „bratříčci“. Perlový blesk nebo

lidově „růžencový blesk“ vzniká jen ojediněle při silných deštích. Je to vzácný jev. Kanál blesku je pravidelně přerušovaný na světelné úseky připomínající perly na šňůrce (nebo růženec). Každý světelný úsek vybuchuje sám o sobě, takže zvukový efekt je dosti značný. Stuhový blesk se vyznačuje tím, že jeho hlavní kanál blesku je posunut silným větrem. Z tohoto blesku nejspíše vznikl klasický obrázek na elektrických zařízeních. Kulový blesk je zvláštní a vzácnou formou elektrického atmosférického jevu. Jeho vznik ani složení dosud nebyly uspokojivě vysvětleny. Tento blesk se velmi liší od ostatních. Vzniká také za bouře, ale může se objevit i za „jasného počasí“. Většina blesků zaniká do pár vteřin. Kulový blesk však přetrvává i pár minut a je pomalu letící. Jak již napovídá název, blesk je kulového tvaru o průměru několika centimetrů až decimetrů. Barevně není vyhraněn, zabírá celou škálu barev od žluté až po modrou. Je známo, že kulový blesk červené barvy za sebou zanechává pach síry. Zánik je většinou doprovázen výbuchem, ale není to pravidlem.

3.2.2 Eliášův oheň

Eliášův oheň jsou silné hrotové výboje, doprovázené zvukovými efekty. Tyto zvuky připomínají praskání, zrakovými vjemy spočívají v sršení a jiskření různých špiček stožárů, kovových hrotů, větví a stěžňů. U těchto vrcholků nastává trsový nebo doutnavý výboj o délce několika centimetrů. Intenzita těchto jevů závisí na rozdílu elektrického potenciálu mezi uzemněným bodovým vodičem a okolním vzduchem, což je totéž jako potenciální rozdíl mezi povrchem a hladinou ovzduší, kde se daný bodový vodič nachází. Tyto jevy se nemusí odehrávat jen na bodovém vodiči dokonale vodivě spojeném se zemským povrchem, takových v přírodě moc není. S přiměřeně menší intenzitou však stejným způsobem vzniká Eliášův oheň na křoví, vrcholcích stromů, věžích, koncích větví apod. Prokázalo se, že intenzita hrotových výbojů (Eliášova ohně) se zvyšuje s rostoucí rychlostí větru. Ve výjimečných případech se může Eliášův oheň objevit na lidech. Tento jev se děje nejčastěji na horách. Lidé poté vypadají jako se svatozáří (Bednář, 1989).

3.3 Větrná aktivita

Vítr v bouřkách je dosti zrádný a nevyzpytatelný. Vyskytuje se dlouhodobé proudění teplého i studeného vzduchu, které živí samotný bouřkový oblak. Druhotně se tam nachází krátkodobé vzestupné i sestupné proudění. Bouřkový oblak nemusí vždy nasávat teplý vzduch pod svojí základnou, ale jsou zde vtahovány také teplé konvektivní proudy z poměrně vzdálených oblastí. Tyto jevy jsou nejvíce aktivní v momentě, kdy bouřkový mrak dosáhne stádia zralosti. V bouřkovém mraku dochází k určitému typu komínového efektu, a tak vítr uvnitř mraku může dosahovat rychlosti několika desítek m/s, v extrémních případech až 50 m/s (180 km/h). V přízemní vrstvě ve vzdálenosti několika desítek i stovek metrů před čelem oblaku se tyto vzduchové pohyby projevují mírným větrem dosahujícím rychlosti několika m/s. Posune-li se čelo bouřky dále a oblačnost je nad námi, začne výstupní proudění pozvolna slábnout. Poté začne převažovat proudění sestupné, které může dosáhnout v extrémních případech 30m/s (108km/h). Nárazovitost přízemního větru, která je s tímto prouděním spojena, vzniká tak, že v bouřkovém mraku a pod ním jsou silné vzestupné i sestupné pohyby, které zapříčiňují nárazový vítr, húlavu, tornáda a další nebezpečné větry. (Skřehot, 2004).

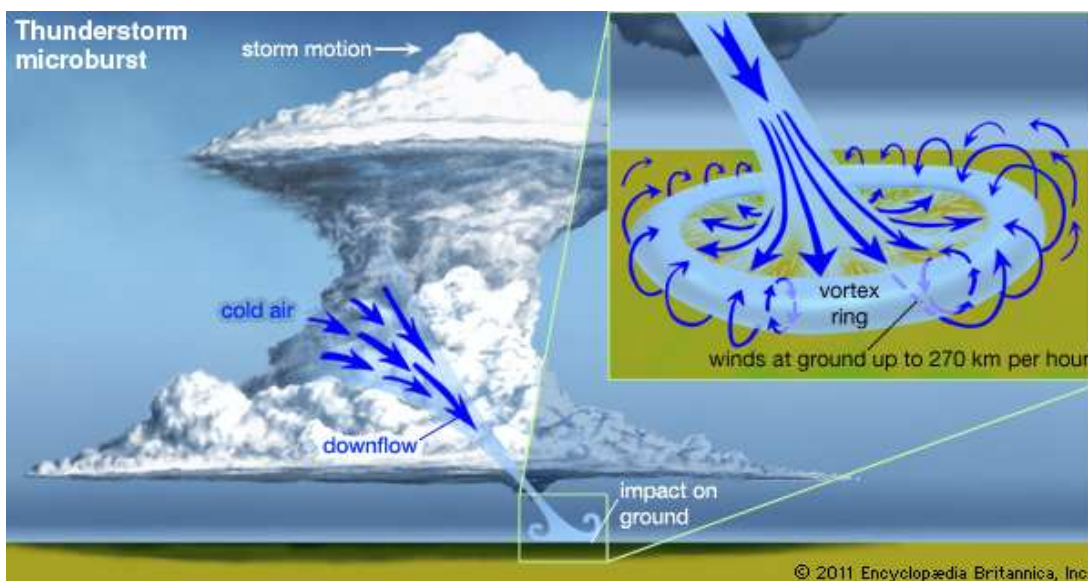
3.3.1 Nárazový vítr

Nárazový vítr je doprovodným jevem po celý život bouřkového mraku. Jeho síla se mění v závislosti na vývoji mraku. Jsou to silné sestupné proudy s maximem blízko základny mraku s rychlostí 15 m/s, v maximu mohou nabývat až hodnot 50m/s (180km/h).

3.3.2 Microburst

Microburst je anglický název, používaný pro obzvláště silné sestupné proudy vzduchu, které se dostávají z horních nebo středních částí bouřkového oblaku velkou rychlostí k zemskému povrchu. Při tomto pádu k zemi pak mohutný objem velmi studeného vzduchu narazí na zemský povrch. Část tohoto vzduchu se zpětně odrazí nahoru, rozlije se do všech světových stran a přitom způsobí na čele takového studeného vzduchu silný nárazový vítr viz. obrázek 5. Tento vítr je doprovázen silným deštěm, tzv. průtrží. Za microburst považujeme průtrž, která nemá více jak 4 km v průměru.

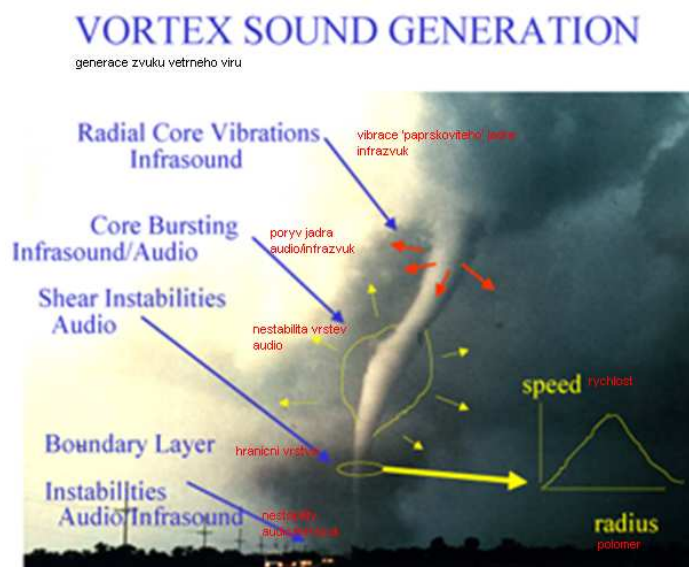
Dosahuje-li průtrž většího průměru, nazýváme ji macroburst. Nadřazený pojem pro obě dvě průtrže je downburst. Označuje množinu všech propadů vzduchu. Jeden zajímavý jev je tzv. „dry microburst“, který označuje průtrže suché (Psika, 2002).



Obr. 5 Ukázka vzniku a působení Microburstu (Britannica, 2011)

3.3.3 Tornádo

Tornádo je rychle rotující větrný vír, který na severní polokouli rotuje většinou proti směru hodinových ručiček. Jejich průměr je od 10 metrů až po 1 kilometr. V tomto víru může vítr dosahovat až 300 m/s (1080 km/h). Tato hodnota však nebyla změřena, byla odhadnuta podle účinků, které tornádo za sebou zanechalo. Dřevěná štěpina, která při tornádu vnikla do smrkového dřeva, by potřebovala minimálně 200 m/s (720 km/h). Rychlost pohybu tornáda je kolem 40 km/h což znamená, že je možné mu ujet autem. Únik není jednoduchý. Tornádo mění směr a jeho cesta se nedá odhadnout. Trvání tornáda je také různé. Některá tornáda mizí již při prvním km, některá dokáží urazit stovky km. Tornádo může mít uprostřed trychtýře nižší tlak o 10 až 20 MPa oproti okolí. Vznik tornáda podporují teploty nad 30°C a 96% relativní vlhkost. Ve výšce 1,5 - 2 km se rychle ochladí studený vzduch a šroubovitě se řítí k zemi (Kukal, 1983). Obrázek 6 ukazuje vznik a šíření zvuku vznikajícího při tornádu.



Obr. 6 Rozvoj zvuku u Tornáda (NOAA, 2003)

Tromba lze považovat za totéž co tornádo (jen je menší velikosti), ale prokazatelně se nedotkne zemského povrchu nebo vodní hladiny. Tvoří se převážně z cumulonimbů, kdežto velká tornáda se tvoří z cyklón a silných konvektivních bouří. Existuje mnoho variant tornadických vírů. V severní Americe zejména v USA

se tornáda tvoří z mezocyklón. Tyto tornáda jsou jedny z nejničivějších a dosahují na Fujitově stupnici síly F5. Na Evropském kontinentu takto silná tornáda nehrozí, vývoj tornád je odlišný, tvoří se na postupující bouřkové frontě, která je spojena s gust frontou. Takovýto zárodek tornáda se může nazývat Gustnada. Evropské tornádo dosahuje na Fujitově stupnici maximálně F2 – F3. Pro ukázkou uvádím Fujitovu stupnici intenzity tornád (viz tab. 1).

F0 17 - 32 m/s (62 - 115 km/h)	Lehké škody - nahodile zbořené komíny a dřevěné ploty; drobné škody na střešní krytině; poškozené reklamy a dopravní značení vedle silnice; ulámané větve stromů; sporadicky vyvrácené stromy s mělkými kořeny; na polích patrná stopa tornáda
F1 33 - 51 m/s (116 - 185 km/h)	Mírné škody - částečně poničená krytina střech; jedoucí auto vytlačeno ze silnice; různé stavbařské buňky posunuty ze základny; chatrnější stavby (kúlny, plechové haly) těžce poničeny až zcela zničeny; sporadicky vyvráceny či přelomeny větší stromy s pevnými kořeny
F2 52 - 72 m/s (186 - 260 km/s)	Středně těžké škody - zcela utrhány střechy z hůře postavených budov; mobilní buňky a chatrnější stavení zcela zničena; u bytelnějších staveb boření, čelní stěny ještě vážněji nepoškozeny; lehčí auta nadnášena; vznik "projektilů" z lehčích, malých trosk; většina izolovaně rostoucích velkých stromů vyvrácena nebo přelámána
F3 73 - 95 m/s (261 - 344 km/h)	Značné škody - střechy a některé stěny zcela utrženy od konstrukce dobře postavených budov; těžší auta nadnášena; převrácené vlaky či lokomotivy; většina stromů v souvislém lese vyvrácena nebo ulámána, stojící stromy či pahýly stromů částečně zbaveny kůry létajícími troskami
F4 96 - 120 (345 – 432 km/h)	Těžké škody - železobetonové budovy významně poškozeny, zděné a kamenné budovy těžce (většinou neopravitelně) poškozeny, méně pevné budovy zcela srovnány se zemí, trosky nejchatrnějších budov rozptýleny ve značné vzdálenosti od svých základů; auta unášena vzduchem nebo rolována na velké vzdálenosti; vznik velkých a těžkých "projektilů" z létajících trosk; pahýly stromů zcela zbaveny kůry
F5 120 a výše m/s (433 Km/h a výše)	Totální zkáza - železobetonové budovy těžce poškozeny, ostatní budovy zcela zničeny; zpevněné nezděné budovy přeneseny před totálním zničením do značné vzdálenosti; automobily přenášeny vzduchem jako "projektily" na značnou vzdálenost; pole zcela zbaveno vegetace (úrody) - ta převážně vytrhána i s kořeny

Tab. 1 Rozdělení škod podle stupně tornáda.

Je zřejmé, že přiřazení rychlostí a způsobených škod je pouze a jen orientační a zabývat se hlouběji exaktností takto definované situace nemá příliš velkou cenu. Nicméně je to zatím asi jediná možnost, jak vyjádřit sílu či intenzitu tornád. Obecně platí, že pro klasifikaci jevu je nejdůležitější nejtěžší škoda zjištěna na dobře postavených stavbách. Bohužel, toto kritérium může být dosti subjektivní. Dále je nutné si uvědomit, že výsledná rychlost větru (a tedy způsobená škoda) je dána součtem rychlostí rotace tornáda a rychlosti postupu tornáda. – z čehož vyplývá, že na pravé straně stopy postupujícího cyklonálně rotujícího tornáda lze určitě očekávat

škody výrazně vyšší než na levé straně stopy (u anticyklonálně rotujícího tornáda naopak). Současně však platí, že méně pohyblivé tornádo má více času na poškození či zničení konkrétního objektu než rychle postupující tornádo – jinak řečeno, i slaběji rotující pomalé tornádo může způsobit škody srovnatelné se silnějším, kdežto rychleji rotujícím tornádem. Z toho vyplývá, že škody způsobené tornádem nejsou zdaleka úměrné pouze intenzitě jeho cirkulace (Morgan a další, 1994; Sbury, 1999; Thorro, 2009).

3.3.4 Gust fronta

Gust fronta (gust front) je čelo chladného vzduchu vylévajícího se z cumulonimbu, silné konvektivní bouře anebo jejich komplexů při zemském povrchu. Tento přechodný jev je doprovázen náhlým zvýšením větru (húlavou) (Nekovář a kol., 2002).

3.4 Srážky

Atmosférické srážky rozdělujeme na dvě hlavní skupiny: srážky pevné a kapalné. Patří sem déšť, mrholení, sníh, sněhové krupky, ledové krupky, ledové krystaly, kroupy a jiné. Většina těchto srážek vypadává z bouřkového oblaku. Největší část spadlých srážek u nás však připadá na déšť a sníh. Kromě druhu a charakteru srážek nás hlavně zajímá intenzita a množství vypadlých srážek (Prokop a kol., 1960).

3.4.1 Déšť

Srážka skládající se z vodních kapek o průměru větším než 0,5 mm, která může dosahovat až 6 mm. Kapky větší jak 6 mm jsou již nestabilní a dělí se na

menší. Pokud se vyskytnou kapky menšího průměru, jsou rozptýleny tak, že jsme schopni rozpoznat jednotlivé kapky (Prokop a kol., 1960).

3.4.1.1 Dešťové přeháňky

Dešťové přeháňky se odlišují od deště hlavně rychlostí kolísání jevu, náhlostí výskytu, rychlým střídáním vypadávání deště a menším rozsahem jednotlivé přeháňky. Popis tohoto jevu naleznete v tabulce 2 (Vašíček, 2008).

Intenzita	Rozsah [mm/h]	Projev
Velmi slabý	méně než 0,1	Ojedinelé kapky, které nesmochí souvisle celý exponovaný povrch.
slabý	0,1 až 2,5	Jednotlivé kapky deště se dají snadno rozeznat, avšak neodrážejí se od dlaždic střech apod.
mírný	2,6 až 8,0	Jednotlivé kapky se již nedají jasně rozeznat, nad střechami, dlaždicemi a podobným tvrdým povrchem lze vidět odskakující kapky deště.
silný	8,1 až 40,0	Děšť se zdá padat v pásech (vidíme pruhy deště, jednotlivé kapky nejsou rozeznatelné). Jedná se o přivalový déšť, hrozí škody na majetku.
Velmi silný	Více než 40,0	Padající déšť tvoří souvislou vodní clonu. Voda nestačí odtékat z vodorovného povrchu. Dohlednost je velmi zhoršena. Jedná se o přivalové deště, hrozí velkým škodám na majetku.

Tab. 2 Intenzita deště (dešťové přeháňky) (Vašíček, 2008)

3.4.1.2 Mrznoucí déšť

Mrznoucí déšť je déšť, jehož kapičky mrznou v led při dopadu na zemský povrch nebo jiné předměty, které nejsou uměle vyhřívány nebo ochlazovány. Při mrznoucím dešti dochází buď k namrznání přechlazených vodních kapek při dopadu na zemský povrch, nebo na předměty, jejichž teplota je záporná nebo slabě nad 0 °C. Dále může docházet k namrznání nepřechlazených vodních kapek ihned při dopadu na zemský povrch nebo na předměty, jejichž teplota je silně záporná (Vašíček, 2008).

3.4.2 Sníh

Sníh tvoří ledové krystalky, z nichž většina jsou krystaly hvězdicovitě rozvětvené, při teplotách pod -5 °C jsou uspořádány ve vločky. Velké sněhové vločky, vznikají seskupením několika základních hvězdicovitých krystalů, mohou dosáhnout až velikosti 40 mm. Většinou se pohybuje průměr kolem pár milimetrů (Prokop a kol., 1960).

3.4.2.1 Sněhové přeháňky

Sněhové přeháňky se liší od sněžení rychlostí změny intenzity jevu, náhlostí výskytu, menším rozsahem jednotlivé přeháňky. Ve sněhové přeháňce bývá velký pokles viditelnosti (Vašíček, 2008). Sněhové přeháňky se mohou při vyšší teplotě u zemského povrchu změnit na přeháňky deště se sněhem.

3.4.2.2 Sněhové krupky

Tvoří se z bílých neprůhledných ledových zrn mající kulovitý nebo kuželovitý tvar o velikosti 2 až 5 mm. Nejsou příliš tuhá a při dopadu na tvrdší povrch odskakují a snadno se třísťí. Srážky takového druhu se vyskytují nejčastěji v přeháňkách spolu se sněhovými vločkami nebo kapkami deště při teplotě 0 °C v přízemní vrstvě (Prokop a kol. 1960).

3.4.3 Kroupy

Kroupy jsou většinou z průhledného ledu, lze na nic poznat vrstvenou strukturu nepravidelných tvarů. Mají průměr od 5 do 50 mm, někdy i větší. Byl zaznamenán případ kdy jednotlivé kroupy vážily 4,5 kg.

Kroupy se u nás vyskytují jen v letních měsících v bouřkových oblacích. Každá kroupa se skládá z jádra (anglicky: hard core) které tvoří sněhová krupka pokryta střídavě matným a průzračným ledem viz. obrázek 7. (Fizmatik, 2009). Když kroupa putuje v bouřkovém mraku směrem nahoru nabaluje se na ní sníh a získává světlou barvu jakmile dostatečně ztěžkne padá dolů. I se zvyšující teplotou nabalený sníh taje a tvoří průhlednou vrstvu kroupy. Tento cyklus se může několikrát opakovat, až stoupavé proudy kroupu neunesou a ta vypadává z bouřkového mraku. Kroupy často působí vážné škody na úrodě a na majetku.



Obr. 7 Průběh tvorby krup (Drahokoupil a další 2005)

3.5 Zvláštnosti bouřkového oblaku

Zvláštností na bouřkovém oblaku je hned několik. Jedná se o pannus, incus, pileus, arcus, velum, tuba, mamma, praecipitatio, virga. Jsou to doprovodné jevy, kdy každý z těchto jevů má svoji specifikaci, objevuje se v určité situaci a má různou dobu životnosti. Některé existují krátkou dobu díky dalšímu vývoji bouřkového mraku a některé existují po celou dobu trvání bouře.

3.5.1 Pannus

Slovo pannus pochází z latiny a v překladu znamená „kousek látky nebo hadru“, což výstižně popisuje tuto oblačnost. Jako pannus se označuje nízká roztrhaná oblačnost, která je pod cumulonimbem, cumulem, nebo nimbostratem. Typ oblaku se podobá nejvíce stratusu, vyskytuje se ve stejné nebo i nižší výšce. Pannus vzniká několika různými způsoby. Převážně se tvoří v důsledku silné turbulence pod bouřkovým mrakem, kde je velmi vlhký vzduch. Příčina vzniku může být advekce vlhčího vzduchu převážně v zadní části bouřkového oblaku, kde je vzduch ochlazován vypadávajícími srážkami. Tyto mraky mají zcela neprůhlednou šedou až

načernalou barvu. Dosti rychle se pohybují a mění jak směr, tak svojí velikost. Jsou dobrým ukazatelem deště. Zpravidla do 5 minut od jejich výskytu začíná pršet (Dave, 2010).

3.5.2 Incus

Slovo incus pochází také z latinského slova a znamená v překladu „kovadlina“.

Jsou-li v bouřkovém mraku dosti silné výstupné proudy, mrak se dostane až k troposféře a dále nemůže růst nahoru. Začne se rozlévat do stran a nabude charakteristický tvar kovadliny. Takovýto bouřkový mrak se pak nazývá cumulonimbus incus. Bouřkový mrak mající tento vzhled sebou většinou nese velmi silné srážky a bouřky.

3.5.3 Pileus

Pileus (čepička) je oblak nad nejvyšší částí kumulonimbu, který s ním není spojen viz. obrázek 8. Vypadá jako klobouček nad oblakem. Toto však nemá dlouhého trvání. V důsledku dalšího vertikálního vývoje bouřkového mraku s ním obvykle úplně splyne. Pileus se ještě vyskytuje i na cumulech a ve výjimečných případech také na mraku altocumulus castellanus (Psika 2002).



Obr. 8 Pileus. Na oblaku se vyvinuli 3 čepičky, díky rychlému růstu Foto: Mr Pretor-Pinney

3.5.4 Arcus

V USA je častěji nazýván jako „Shelf cloud“ (návějový či klínový oblak), případně jako „Roll cloud“ (točivý oblak). Návějový oblak je spojen s předním nárazem větru do bouřkového mraku. Někdy to může způsobit i studená fronta, a to i v případě absence bouřkového oblaku. Na rozdíl od roll cloud je arcus připojen k základně mateřského mraku, většinou bývá bouřkovým objektem. Růst oblaku můžeme často pozorovat v hlavní části návějového oblaku, zatímco spodní strana se rozpadá ve větru a odtrhává se směrem dolů. Roll cloud je nízká horizontální turbulence spojená s předním nárazem větru do bouřkového mraku. Někdy ji může způsobit i studená fronta. Roll cloud je poměrně vzácný, zcela oddělen od bouřkového oblaku nebo jiné základny, a tím se odlišuje od více známých shelf cloud. Návějový oblak se obvykle objeví s válcovým kolem k vodorovné ose. Neměl by být zaměňován s tornádem nebo trombou (NOAA, 2011).

3.5.5 Velum

Velum (závoj) je doprovodný oblak, který se velmi podobá pileu (vznikem i vzhledem). Tento název dostal díky velkému horizontálnímu rozsahu v tvaru závoje, který se vyskytuje nad nebo přímo na vrcholu jednoho či více vrcholů oblaku, které jím prorůstají (Drahokoupil a kol., 2005). Rozdíl mezi mrakem velum a pileus je ten, že velum je mnohokrát větší a po prorostení nezaniká jako pileus (Psika, 2002).

3.5.6 Tuba

Tuba je oblak spojený s vertikálně rotující oblačností. Jedná se o oblačnost ve tvaru kuželu nebo nálevky, která vychází ze základny bouřkového oblaku a roste směrem k zemskému povrchu s velkou rotací. Proto se objevuje zejména při vzniku tornáda nebo tromby. Je to prakticky ta viditelná část vírů. Tuba se může ojediněle vyskytnout i na cumulu (Psika, 2002).

3.5.7 Mamma

Bavíme-li se o tomto jevu s návazností k bouřkovému mraku, označujeme ho jako stratocumulus mamma nebo cumulonimbus mamma. Tento jev se vyskytuje i na altocumulech a cirrocumulech. Jedná se o výrůstky visící ze základny bouřkového mraku, tvarem mohou připomínat melouny, kravská vemena nebo ženská prsa (Dave, 2010). Vznikají díky silným sestupným proudům v instabilním vzduchu. Když k tomuto jevu dojde, je to předzvěst rychlému zániku bouřkového oblaku (Řezáčová a kol., 2007).

3.5.8 Praecipitatio

Tento jev je nám všem dobře znám. Jedná se o prosté vypadávání srážek z bouřkového mraku, které dopadají na zemský povrch. Česky nazýváme tento jev srážkové pruhy (Psika, 2002).

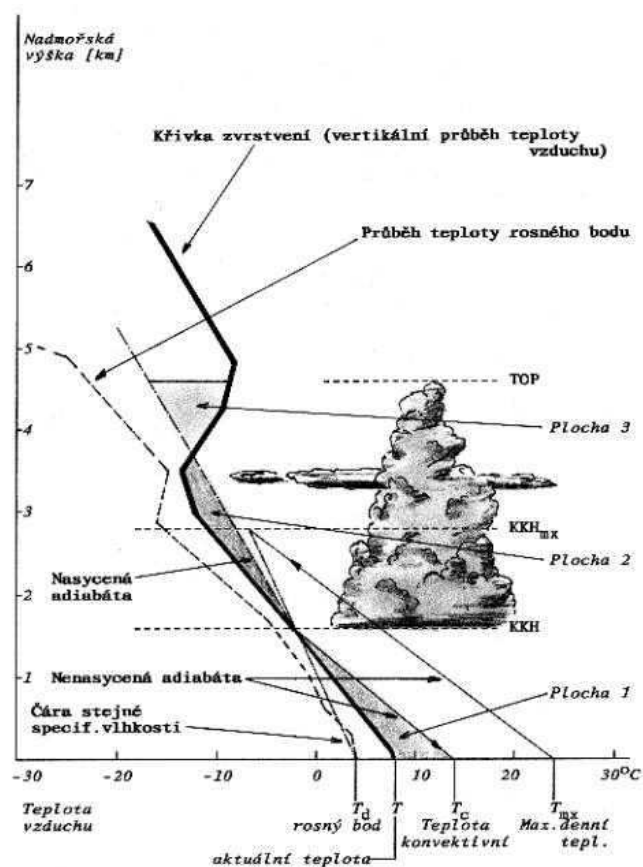
3.5.9 Virga

Jde o podobný jev jako Praecipitatio jen s tím rozdílem, že srážky vypadávající z bouřkového mraku nedosáhnou zemského povrchu či vodní hladiny. Během pozorování se může zdát, že se déšť nedostane na povrch, někdy se však jejich dráha prodlouží a na zem dopadají.

4 Bouřkové indexy

Bouřkové indexy byly vyvinuty na zlepšení předpovědi bouřkové činnosti a nebezpečných doprovodných jevů. Některé z těchto indexů jsou jednoduché, ale to neznamená, že složitější indexy jsou vždy přesnější a spolehlivější. Pro výpočet nebo

určení bouřkového indexu se používají aerologické diagramy. Přikládám stručný obrázek na vysvětlení.



Obr. 9 popis aerologického diagramu (Psika, 2002)

Pro přehledné vysvětlení bouřkových indexů jsem zvolil jednoduché rozdělení do několika podbodů:

1. Předmět měření:
 - Indexy pro měření instability
 - Indexy pro měření stříhu větru
 - Kompozitní indexy

4.1 Měření instability

Na rozdíl od relativně stabilní vzduchové hmoty, v instabilně zvrstvené vzduchové hmotě s rostoucí výškou rychle klesá teplota vzduchu o více než 1°C na 100 m. Toto zvrstvení umožňuje vzduchové hmotě od zemského povrchu vystoupat až do velkých výšek, v důsledku takového jevu můžou vzniknout místní přeháňky či bouře.

4.1.1 Lifted index (LI)

Lifted index byl vytvořen Josephem Liftedem v roce 1956. Tento index je jeden z nejjednodušších, a tím jedním z nejpoužívanějších a nejsledovanějších bouřkových indexů.

Používá se k běžnému měření atmosférické nestability. Jeho hodnota se získává přepočtem rozdílu teploty vzduchu v blízkosti zemského povrchu (přibližně 2 m nad zemí), který vystoupá do hladiny 500 hPa a teplotou, která se v této hladině běžně vyskytuje. Předpokládáme nejdříve suchoadiabatický výstup vzduchu do výstupní kondenzační hladiny, a poté už nasyceno-adiabatický výstup vzduchu do hladiny 500 hPa. Negativní hodnoty značí nestabilitu. Čím větší negativní hodnoty, tím vyšší nestabilita. Tím budou i silnější stoupavé proudy a vzroste pravděpodobnost výskytu nově utvářených bouřkových oblaků. Bohužel není žádná prahová hodnota Lifted indexu, pod kterou se bezprostředně počasí začne zhoršovat (Hruška, 2010; National Weatre, 2009).

Vzorec pro výpočet Lifted indexu:

$$LI = T_{500} - T_{c(p,500)}$$

T_{500} - teplota vzduchu v hladině 500 hPa

$T_{c(p,500)}$ -teplota vzduchu, který vystoupal od zemského povrchu do hladiny 500 hPa

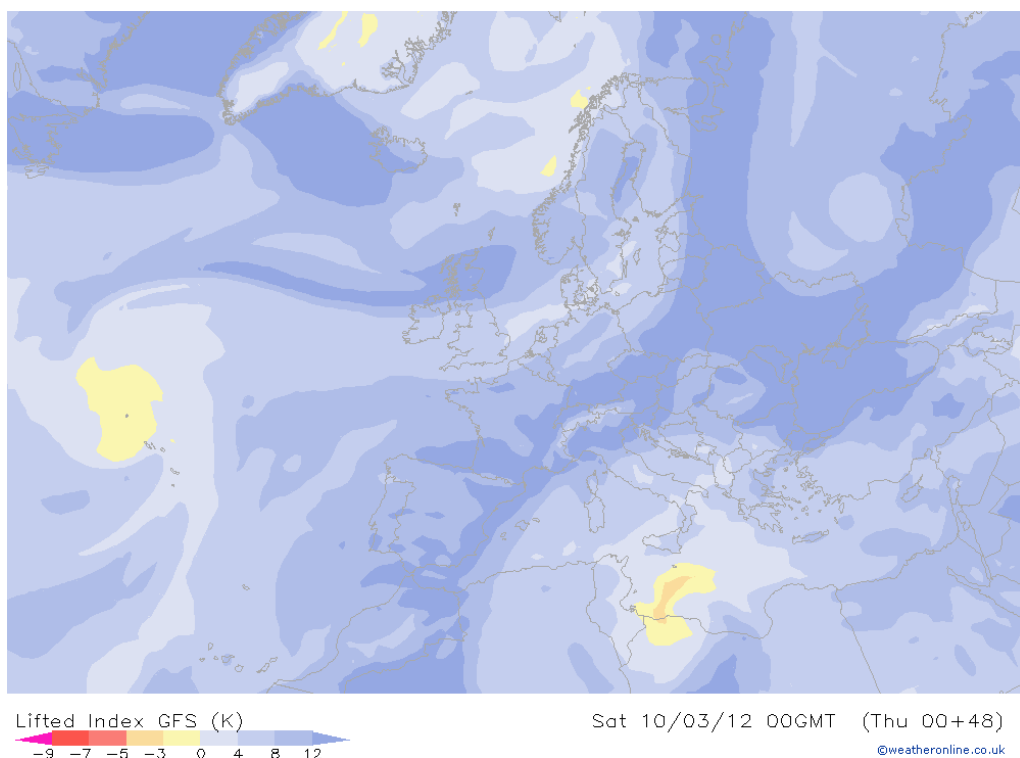
U dalších vzorců už bude označena teplota vzduchu, která vystoupala od zemského povrchu do určitých hladin jen spodním indexem c a danou hladinou ($T_{c(p,500)} = T_{c(500)}$).

Lifted index má velké rozmezí působnosti. Může nabývat hodnot nad +25 a klesnout až pod -9. Hodnoty ve větších kladných číslech (zejména nad +11) jsou velmi stabilní a nehrozí žádný vznik bouřek. Takto vysoké hodnoty se sice vyskytují v tlakových výších a v nočních hodinách, ale i přesto se může vytvořit instabilní prostředí. Jedním z důvodů je přítomnost fronty, která i ve stabilním prostředí tvoří zejména na čele své oblačnosti vzestupné proudy. U menších záporných hodnot index ukazuje, že prostředí začíná být nestabilní, a může se začít vytvářet kupovitá oblačnost, pokud v tom nebrání stabilní vrstva vzduchu nebo inverzní oblačnost pod tlakovou hladinou 500 hPa. U velkých záporných hodnot je skoro vždy pravděpodobnost tvorby silných bouří (Psika, 2002). Pro přesnější určení slouží tabulka 3 níže:

Hodnota LI	Dávka nestability	Bouřková pravděpodobnost
více než 11	extrémně stabilní podmínky	Bouřky nepravděpodobné
8 až 11	velmi stabilní podmínky	Bouřky nepravděpodobné
4 až 7	stabilní podmínky	Bouřky nepravděpodobné
0 až 3	většinou stabilní podmínky	Bouřky nepravděpodobné
-3 až -1	mírně nestabilní	Bouřky možné
-5 až -4	nestabilní	Bouřky pravděpodobné
-7 až -6	vysoce nestabilní	Velké bouřky (možné)
méně než -7	velmi nestabilní	Prudké bouřky, tornáda (možné)

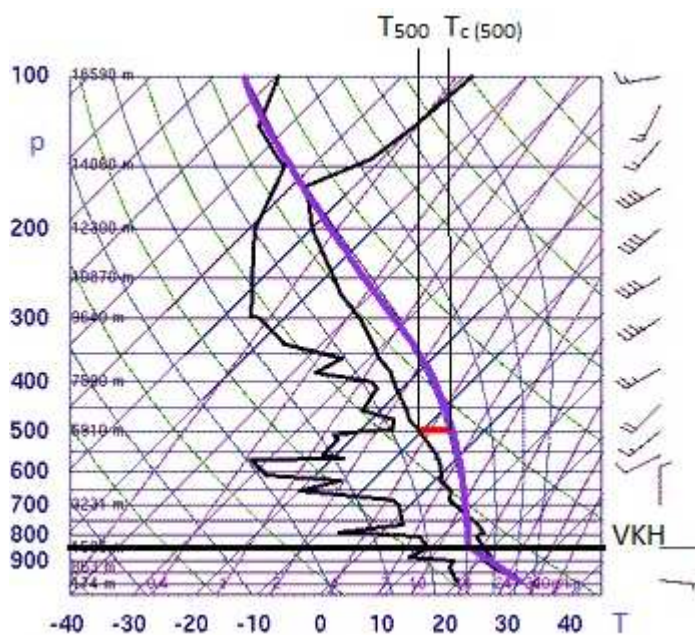
Tab. 3 Rozdělení hodnot Lifted indexu (Romer, 1999)

Lifted index dosahuje maximálně nejnižších hodnot -10. Tyto hodnoty jsou však ojedinělé. Při vývoji bouřek v našich středoevropských podmínkách se pohybuje LI kolem -6. Příložený obrázek 10 ukazuje mírnou nestabilitu ve dvou ohniskách.



Obr. 10 Lifted index aplikován v praxi.

Pro názorné upřesnění je zde předložen aerologický diagram viz. obrázek 11. Silnou červenou čarou je označena hodnota Lifted indexu. Tím, že je hodnota okolního vzduchu nižší než vystupující vzduchové částice, Lifted index nabývá záporných hodnot. To značí podmínky pro vytváření bouřkového oblaku. Pravá



Obr. 11 aerologický diagram
 černá čára je křivka vertikálního teplotního vrstvení atmosféry. Fialová přímá čára znázorňuje suchou, resp. nasycenou (obloukem zakřivená čára) adiabatou. T_{500} je teplota vzduchu v tlakové hladině 500 hPa. $T_{c(500)}$ je teplota vzduchu, který vystoupal do tlakové hladiny 500hPa. VKH je výstupní kondenzační hladina (Hruška, 2010).

Z tohoto diagramu je patrné, že na hladině 500 hPa je teplota vzduchu o 6 °C nižší než teplota výstupních částic. Z toho vyplývá, že LI má hodnotu -6. Přestože LI dosahuje hodnoty -6, tak k žádné bouřkové aktivitě nedošlo, zabránila v tom stabilní vrstva vzduchu při zemi (Psika, 2002). Příčinou je, že index necharakterizuje celkový stav atmosféry. LI se proto používá s přihlédnutím k přízemnímu zvrstvení vzduchu. Díky tomu lze o hodně lépe předpovědět možné bouře Lifted indexem (National Weatre, 2009).

4.1.2 Showalter index (SI)

Tento index byl vyvinut Robertem Showalterem v roce 1947. Je označován jako SSI (Showalter Stability Index). Podobá se LI indexu pouze s tím rozdílem, že počítá rozdíl teplot vzduchu od hladiny 850 do hladiny 500 hPa (Řezáčová a kol, 2007).

Vzorec pro výpočet Showalterova indexu:

$$SI = T_{500} - T_{c(850,500)}$$

T_{500} - teplota vzduchu v hladině 500 hPa

$T_{c(850,500)}$ - teplota vzduchu částice, která je adiabaticky přemístěna z hladiny 850 hPa do hladiny 500 hPa

Kladné hodnoty u Showalterova indexu naznačují, že vzduchová masa z T_{850} je chladnější než jeho prostředí ve výšce T_{500} . Díky tomu je atmosféra stabilní a nehrozí žádným konvektivním činnostem. Bouřkový oblak se začne rozpadat, když Showalterův index dosáhne hodnoty 4 (Whittaker a kol. 2009). Negativní hodnoty značí nestabilitu prostředí pro výstup z dané hladiny. Hodnotu -6 uvádí Vasquez (2003) jako vysokou pravděpodobnost intenzivních bouří (Vasquez, 2003).

Hladina 850 hPa se vyskytuje zhruba v 1,5 km nad zemským povrchem. Výhoda spočívá v tom, že není ovlivněna teplotou od zemského povrchu, ani nočními a denními výkyvy teplot. Oproti LI se dá použít při detekci frontálních bouřek. V této výšce je teplota velmi stabilní. Z této výšky je teplota tedy spolehlivější pro odhad tvorby konvektivní činnosti. Oproti LI a je méně závislá na době pozorování. K porovnání slouží tabulka 4 (Psika, 2002)

Hodnota		Hodnocení indexů
LI	SI	
0 až -2	3 až 2	přeháňky pravděpodobné, bouřky možné
-3 až -5	1 až -2	určitá tendence k vývoji silných bouřek
méně než -6	méně než -3	velká tendence k vývoji silných bouřek
	méně než -6	ničivé bouře

Tab. 4 Porovnání hodnot LI a SI indexů.

4.1.3 Total – Totals index (TTI)

Tento index se skládá ze dvou dalších indexů Cross Totals Index (CT) a Vertical Totals Index (VT). Cross Totals index je rozdíl teploty rosného bodu v hladině 850 hPa a teploty v hladině 500 hPa. Vertical Totals Index je rozdíl teplot v hladině 850 hPa a 500 hPa. Z toho vyplývá, že TTI index je teplota v hladině 850 hPa plus teplota rosného bodu v hladině 850 hPa, mínus dvakrát teplota v hladině 500 hPa. Jako u všech indexů není ani tady žádná prahová hodnota, u které by se bezprostředně začalo počasí zhoršovat. Obecně platí, že hodnoty nižší než 50, anebo větší než 55 jsou považovány za silné indikátory potenciální bouřkové oblačnosti (National Weather, 1999).

Vzorec pro výpočet TTI :

$$CT = T_{d850} - T_{500} \quad VT = T_{850} - T_{500}$$

$$TTI = VT + CT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$$

T_{d850} -teplota rosného bodu v hladině 850 hPa (d = dew)

TTI index se používá např. společně s LI indexem. Kdybychom ho použili samostatně, moc spolehlivé informace nám neposkytne. Dalo by se říci, že spolehlivost TTI indexu roste s vyšší hodnotou CT, protože velká vlhkost při zemi (přibližně 1,5 km) podporuje vznik bouřkových oblaků se silným deštěm.

Tento index se nejvíce používá v USA, zejména v podhůří větších skalnatých hor. Pro větší přesnost se musí index korelovat podle typu horského terénu a rázu krajiny (Skystef, 2004).

Hodnota TTI	Bouřková pravděpodobnost
méně než 44	bouřky nepravděpodobné
44 až 45	ojedinělé bouřky
46 až 47	rozptýlené bouřky
48 až 49	rozptýlené bouřky až izolovaně intenzivní bouřky
50 až 51	málo rozptýlené silné bouřky, ojedinělá tornáda
52 až 55	Málo početné až početné bouřky, rozptýlené, až málo závažné bouřky, izolovaná až rozptýlená tornáda
více než 55	četné bouřky, několik závažných bouří, tornáda rozptýlená

Tab. 5 Rozdělení Hodnoty Total - Totals Indexu (Skystef, 2004)

4.1.4 K-Index (KI)

Jedná se o běžně využívaný index, především na předpověď výskytu bouří. Vyvinul ho Julius Bartels roku 1939 (Bartels a kol., 1939). K-Index do sebe zahrnuje rozdíly teplot mezi jednotlivými hladinami, dále zahrnuje vlhkostní charakteristiky (Řezáčová a kol., 2007).

Vzorec pro výpočet K-Indexu:

$$KI = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

Index je sestaven pro předpověď bouřek uvnitř vzduchové hmoty, tj. bez přítomnosti fronty apod. Tento index se osvědčil pro předpověď procentuální plochy, na které dojde k vytváření kupovité oblačnosti. V tomto vzorci je obsaženo hodnocení vlhkosti, jako jednoho z hlavních faktorů nutného pro rychlý vývoj kupovité oblačnosti, stejně tak i instability (Psika, 2002). V tabulce 6 jsou udány hodnoty KI indexu a pravděpodobnosti výskytu bouřek na nich závislé.

Hodnota KI	Bouřková pravděpodobnost (%)
méně než 15	minimální pravděpodobnost
15 až 20	20
21 až 25	20 až 40
26 až 30	40 až 60
31 až 35	60 až 80
36 až 40	80 až 90
více než 40	jistý vznik bouřek

Tab. 6 Rozdělení hodnot K – Indexu(Whittaker a další 2009)

Zvláštnost tohoto indexu je ta, že i když jsou vysoké hodnoty (cca 80%) v ranních hodinách, utvoří se sice oblačnost, ale už se nevytvoří bouře. Je to

způsobeno neohřátým zemským povrchem, a tím nevzniknou potřebné stoupavé proudy, které by oblačnost přetvořily do bouřkového oblaku. Tato oblačnost se může večer rozpustit, nebo přetvořit do horního patra na altocumuly. Naopak u menších hodnot kolem 20%, které nejsou zcela vhodné pro vývoj oblačnosti a ani pro vývoj bouřkových oblak, převládá slunečné počasí. Tím vzniká přehřátí zemského povrchu a dochází tak ke změně zvrstvení u zemského povrchu. Mohou tak vzniknout ojedinělé bouřky. Lidově se jím říká bouřky z tepla. Tato bouřková oblačnost může za vhodných podmínek být velmi silnou a trvat delší dobu (Psika, 2002; Bartels a kol., 1939).

Nevýhodou indexu je jeho simplicita, navíc bere do úvahy teplotně-vlhkostní charakteristiku jen ve spodní polovině troposféry.

4.1.5 Faust Index (FI)

Faust Index je běžně používaný v České republice. Byl vyvinutý Faustem H. Opírá se o jednoduchý výpočet za pomoci vlhkostních a teplotních charakteristik ve spodní části troposféry. Je založen na předpokladu neadiabatičnosti atmosférických procesů, zahrnuje vliv vypařování oblačných kapek do okolního nenasyceného vzduchu (Pučík, 2010; Faust, 1951).

Výpočet indexu spočívá v rozdílu hodnot teploty v 500 hPa a tzv. teploty nulového výparu. Jejich hodnoty jsou určeny tabelárně v závislosti na teplotě T_{850} a deficitu rosného bodu v hladině 850 – 500 hPa. (Řezáčová a kol. 2007; Nedelka, 1982)

Vzorec pro výpočet FI:

$$FI = T_{500} - T_f$$

T_f -se stanoví z Faustovy tabulky.

Hodnoty, které se dostávají nad 3, preferují vhodné podmínky pro vývoj bouřkových oblak. Tady je tabulka 7, jakých hodnot Faustův index nabývá:

Hodnota FI	Bouřková pravděpodobnost
méně než 0	žádná význačná aktivita
0 až 3	lze očekávat přeháňky
více než 3	lze očekávat bouřky

Tab. 7 Rozdělení hodnot Faust Indexu (Svejkovský, 2005)

4.1.6 Convective Available Potential Energy (CAPE)

Tento index je v současnosti jedním z nejvíce používaných na předpověď atmosférické nestability. Na rozdíl od jedné úrovně stability indexu, CAPE je vertikálně integrovaným indexem. Počítá možnou energii, která se může uvolnit v důsledku výstupu vzduchu do vyšších hladin při tvorbě bouřkových oblak. Využívá celý vertikální profil teploty a je daleko více spjat s okolím, ve kterém se může vyskytnout konvexní činnost (Blanchard, 1998).

Vzorec pro CAPE, vyjadřuje práci vykonanou vzlakovou silou okolní atmosféry na adiabaticky izolovanou vzduchovou částici vystupující z hladiny volné konvekce (zkratka FCL) do hladiny nulového vztlaku (EL). Díky tomu, že síla vztlaku působící na částici v dané výškové hladině „z“, je úměrná rozdílu teploty částice $T(z)$ a teploty okolí $T_e(z)$.

vzorec lze CAPE vyjádřit jako:

$$CAPE = g \int_{z_{FCL}}^{z_{EL}} \left(\frac{T - T_e}{T_e} \right) dz$$

- g - tíhové zrychlení
- LFC - z angličtiny level of free convection, hladina volné konvekce, tj. hladina, do které dochází k samovolnému rozvoji výstupného proudění vzduchu
- El - z angličtiny equilibrium level, konvekční hladina, tj. výška, ve které se teplota vystupující částice rovná teplotě okolního vzduchu, jež nedochází ke zrychlování konvektivního výstupu
- T - teplota vystupující vzduchové částice
- T_e - teplota vzduchu
- z - výška

Tento index na rozdíl od předchozích indexů má svou jednotku (J/kg) Nabývá hodnot při mírné až silné konvekci 1000 – 3000 J/kg, viz tabulka 8 (Sulan, 2004).

CAPE (J/Kg)	Konvektivní činnost
méně než 300	malá, nevýznamná
300 až 1000	slabá
1000 až 2000	mírná
2000 až 3000	silná
více než 3000	velmi silná

Tab. 8 Rozdělení CAPE indexu (Psika, 2002)

Maximální hodnotu, kterou pomocí tohoto indexu naměřili, byla mezi 5 000 až 7 000 J/Kg v Blousteinu v USA, kde vznikají velké bouře doprovázené tornády, krupobitím a downbursty. Ve střední Evropě se index pohybuje v rozmezí 600 až 2000 J/kg. Nejsilnější bouře tu přicházejí v letních dnech od června do července.

Výpočet CAPE je citlivý na vlhkost vzduchu u zemského povrchu. Bluestein (1993) uvádí, že vzestup směšovacího poměru o pouhý 1 g/kg může zvýšit CAPE

o 20% a odhad maximální vertikální rychlost až o 10% (Bluestein, 1993). Dále záleží na počáteční teplotě pro uvažovaný adiabatický výstup vzduchové částice. Můžeme nahradit hladinu volné konvekce za konvektivní kondenzační hladinu, což je nejčastěji hladina 850 hPa. Tím se dostaneme k modifikovanému CAPE. Značí se $CAPE_{850}$. Tato modifikace je výhodná, napoví nám o energii instability více, než standardní CAPE, která je v takovém případě nulová (Huntrieser a kol., 1997).

Z hodnoty CAPE se dá odvodit maximální možná rychlost výstupného proudu v případě, že výstupný proud nevtahuje žádný sušší a chladnější vzduch z okolí (Bluestein, 1993).

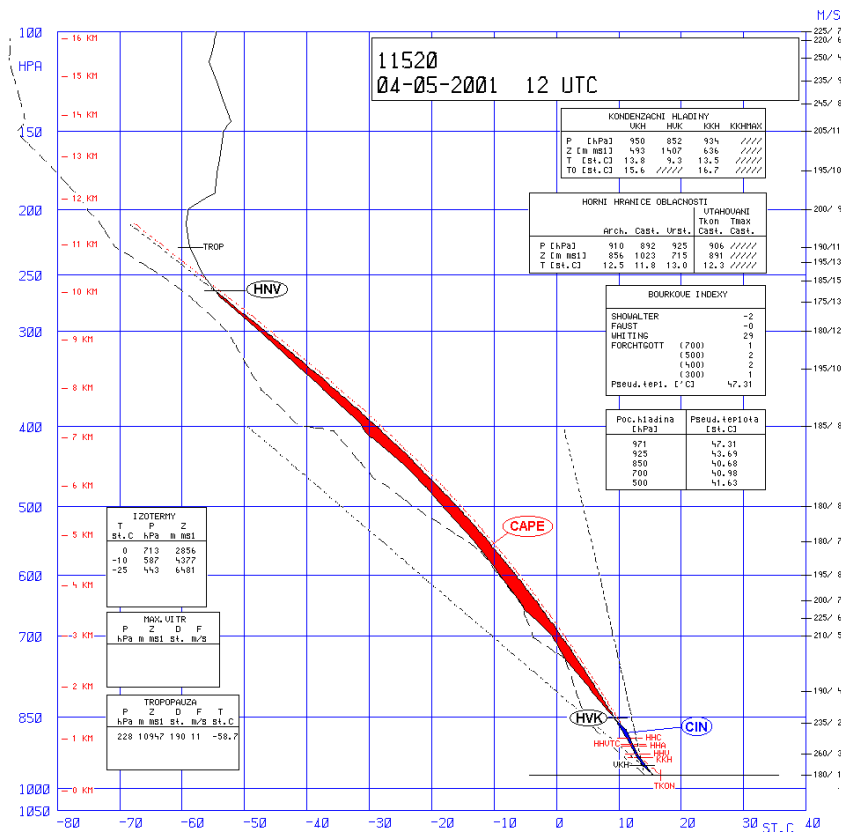
Vzorec pro výpočet maximální možné rychlosti výstupného proudu:

$$W_{max} = \sqrt{2 * CAPE}$$

W_{max} -maximální teoretická rychlost.

Například, pokud CAPE dosahuje hodnot 2 500 J/Kg pak by maximální rychlost dosáhla hodnoty 70 m/s (250km/h). Odhady experimentálního měření rychlosti vzestupných proudů jsou nižší (pohybují se kolem 40 – 50 m/s (150-180 km/h). Numerické simulace uvažují přítomnost kondenzačních částic, kde začínají vertikální poruchy sílit v tlakovém gradientu a vtahují okolní vzduch, který snižuje odhad rychlosti zhruba na polovinu (Sulan, 2004).

Jak již bylo zmíněno, index CAPE je dosti náchylný na vlhkost, což je jeho velká nevýhoda. Může dojít k podcenění nebo přecenění indexu v prostředí s velice malou vlhkostí vzduchu. Je-li ve větší výšce vzduch, který je velmi chladný a zároveň i velmi suchý, může se výrazně projevit vtahováním nebo prouděním studeného vzduchu do oblaku. Ten způsobuje zeslabování rychlosti vzestupného vertikálního proudění, díky čemuž dochází k přeceňování intenzity vznikajících bouřek. Na druhé straně, vtahování studeného vzduchu zvyšuje akceleraci sestupného proudění a podporuje vznik silných downburstů (Psika, 2002).



Obr. 12 CAPE a CIN. Ukázka CAPE a CIN na aerologickém diagramu (Sulam, 2004)

4.1.7 Convective Inhibition (CIN)

CIN je práce, kterou je potřeba vykonat pro vyzvednutí adiabaticky izolované vzduchové částice s nulovou počáteční rychlostí od zemského povrchu do hladiny volné konvekce (Sulan, 2004). Hodnota CIN je vhodným doplňkem hodnoty CAPE. CIN má dosti podobný význam jako CAPE, však působí opačným směrem. Zatímco CAPE vyznačuje plochu, která podporuje vznik konvekčních proudů, tak CIN vyznačuje plochu, která brání rozvoji konvekce a vertikálnímu mísení vzduchu viz. obrázek 12 (Psika, 2002).

Přestože hodnota CAPE, může vyjadřovat silnou konvekční činnost, není žádná záruka, že i při vysokých hodnotách CAPE, vznikne silná konvekce. Z hlediska hodnocení aerologického výstupu může jít o existenci energetické bariéry

ve spodní části hladiny, již je nutné při vývoji konvekce překonat. Tato bariéra, která vyjadřuje potřebnou energii ke zdvižení nejvíce nestabilní částice do volné konvekční hladiny. Je opět dána integrálem vztlaku, ale tentokrát od povrchu země do hladiny volné konvekce CIN:

Vzorec pro výpočet hodnoty CIN:

$$CIN = g \int_{z_{SFC}}^{z_{LFC}} \left(\frac{T - T_e}{T_e} \right) dz$$

Z_{SFC} - Je výška povrchu

Z tohoto vztahu budou vycházet hodnoty CIN záporné. Proto, aby se daly tyto hodnoty využívat s hodnotami CAPE, mění se znaménko na kladné. Tabulka 9 hodnot vypadá následovně: (Zacharov a kol. 2005)

Hodnota CIN	Bouřková pravděpodobnost
méně než 15	možný výskyt menší kupovité oblačnosti
15 až 50	možný výskyt několika bouřek
50 až 150	možná tvorba linie bouřek
více než 200	Silná bariéra, bouřky se nebudou vytvářet

Tab. 9 Rozdělení hodnot CIN (Psika, 2002)

V zahraniční literatuře se nachází název „cap“ neboli „mid-level capping inversion“. pro stabilní vrstvu v mezní atmosféře, který zabraňuje k rozvoji konvekce, Český překlad je klobouk, víko či poklička.

Při velmi malých hodnotách CIN je tzv. víko velmi slabé, kupovitá oblačnost se vytváří brzy a to má za následek vytvoření slabých výstupních proudů, obloha je

pokryta spíše vertikálně nemohutnou někdy i roztrhanou oblačností typu cumulus. Při větších hodnotách se uskutečňuje funkce víka. Čím více se otepluje zemský povrch a vzduch, tím hrozí, že nějaká „bublina“ teplého vzduchu protrhne toto „víko“ a dojde k prudkému vývoji bouřek. Když se hodnota CIN dále zvyšuje „víko“ se stává být natolik těžké, že žádná „bublina teplého vzduchu“ nepronikne. Bouře se v takovémto případě vůbec neutvoří (Psika, 2002).

Příklad takto vysokých hodnot CIN je ve dnech, pro které jsou vydávány předpovědi typu: „jasno, ojedinělé bouřky“. U takovéto předpovědi je vždy těžké dopředu odhadnout, jestli se někde zemský povrch nahřeje natolik, aby podpořil vznik stálých výstupních proudů (Zacharov a kol. 2005).

Pro kvalitní krátkodobou předpověď bouřek jsou důležité parametry CIN a CAPE. Silné bouře se většinou vytvářejí při bezoblačném počasí, kdy hodnoty CAPE, jsou velice vysoké a hodnoty CIN jsou v horní hranici stupnice (pro představu např. 140) Při takovýchto podmínkách se vytvářejí silné a prudké bouře.

4.1.8 Delta Theta-E (DTHE)

Je ukazatel rozdílu ekvivalentních a potencionálních teplot mezi nejnižším naměřeným místem (většinou to bývá zemský povrch) a určitou hladinou (300 hPa), která má hodnotu této charakteristiky nejmenší. V některých případech se používá rozdíl mezi zemským povrchem a hladinou 700 hPa (Púčik, 2010). Delta Theta-E slouží především pro předpověď síly větru a nárazu při příchodu bouřkové aktivity. Zároveň nás hodnota indexu Delta Theta-E upozorňuje na možnou tvorbu silných sestupných proudů, které mohou dosahovat, až k zemskému povrchu. Atkins a Wakimoto (1991) ve své knize navrhují, aby v případě, kdy rozdíl mezi povrchovou hodnotou theta-e a minimální hodnotou vzduchu je větší nebo roven 20K, bral v úvahu vysoký potenciál kdy se může vytvořit microburst. Naopak pokud hodnota indexu nepřesáhne 13K tak je velmi malá pravděpodobnost že se microburst vytvoří (Wheeler a kol. 1995).

4.2 Indexy pro měření stříhu větru

4.2.1 Střih větru

Střih větru v atmosféře je uveden jako rozdíl vektorů proudění v různých hladinách. Je to jeden z hodně důležitých parametrů pro vývoj bouřek. Dá se říci, že se vzrůstající rychlostí větru, s výškou, nebo čím více se mění směr větru, tím silnější a intenzivnější bude bouřková činnost. Střih větru se rozděluje na dva hlavní ukazatele:

DLS – je střih větru od zemského povrchu v m/s do výšky 6 km nad povrchem. Ukazuje na zesilující vítr s výškou, který umožňuje oddělit srážkové pásmo od vtokového. Bouřka se takzvaně nezadusí vlastními srážkami a využívá teplého vzduchu, který podporuje rozvoj bouřkového oblaku. Při silných DSL mohou vzniknout Squall lines nebo supercely (Řehák, 2009). V literatuře se uvádí rychlosti nad 15m/s, většinou okolo 20 m/s (Brooks a kol., 1994).

LLS – je střih větru od zemského povrchu v m/s do výšky 1 km nad povrchem. Tento ukazatel doplňuje DLS. LLS se používá hlavně k předpovědi tornád a také ke zjištění silných nárazových větrů (Markowski, 2010).

Nevýhoda stříhu větru je ta, že i při jeho vysokých hodnotách stříhu větru a nízké míře instability, může v některých situacích spíše zabraňovat tvorbě bouřkových oblaků, než je podporovat. Navíc střih větru, jako sám o sobě nám neudává žádnou představu o vývoji vertikálního větrného profilu a také nebere do úvahy pohyb bouřkového oblaku a proudění v něm (Púčik, 2010).

4.2.2 Bulk – Richardson Number (BRN)

Do češtiny by se tento index mohl přeložit jako „bulk“ Richardsonovo číslo. Je to index, který kombinuje vertikální stříh větru a vztlak. Používá se hlavně na předpověď typu vyvíjejících se bouřek. Index může nabývat jen kladných hodnot.

Pro výpočet se používá tento vzorec:

$$BRN = \frac{CAPE}{0,5(\bar{u}^2 + \bar{v}^2)}$$

\bar{u} a \bar{v} - jsou skalárními složkami stříhu větru 0-6 km nad zemí a výška 500 m

BRN je možno vyjádřit vztahem, kde jmenovatel vyjadřuje kinetickou energii stříhu větru mezi spodní a horní úrovní troposféry (Weiman a kol., 1982) pro výpočet stříhu větru se většinou bere v úvahu rozdíl mezi střední hodnotou rychlosti větru ve spodních 6 km a ve spodních 500 m, avšak obě střední hodnoty jsou váženy hustotou daného vzduchu. I když BRN má určovat typ bouří, není to v mnoha případech jednoznačné (Řezáčová a kol. 2007). Hodnoty BRN jsou přehledně uspořádány do tabulky 10.

Hodnota BRN	Bouřková pravděpodobnost
méně než 10	velký stříh větru při malém CAPE, malá pravděpodobnost vývoje stabilních bouřkových buněk, pokud nejsou spouštěny jiným způsobem než termickou konvekcí
10 až 45	tvorba supercelárních bouří
více než 50	malý stříh větru, dochází k tvorbě mnohobuněčných shlukových bouřek (mulicell cluster storms)

Tab. 10 Rozdělení hodnot BRN (Psika, 2002)

Hodnotu BRN je dobré sledovat v podmínkách mírné stability nebo nestabilním prostředí, kdy CAPE, dosahuje alespoň 1 000 J/kg. Pro malé hodnoty BRN není možné očekávat tvorbu rotujících bouřkových buněk v prostředí s nepatrnou instabilitou. Pro střední hodnoty (15 až 40) BRN lze již pozorovat díky stříhu větru i v prostředí s menší instabilitou na radarových záznamech takové úkazy jako je spojování a oddělování jednotlivých bouřkových buněk.

Nevýhoda tohoto indexu je v tom, že může být stříh větru stabilní a dochází k velkému kolísání CAPE. To může být zapříčiněno několika vlivy např: oteplováním, zvlhčováním atd. zemského povrchu a blízkých vrstev vzduchu. Tím kolísá i celý index a nedochází a nepodporuje vznik určitého typu bouřek. Pro správný vývoj supercel je totiž nutno mít stabilní vtok vzduchu do bouře, jinak nemůže bouřka dosáhnout svého stádia zralosti (Psika, 2002).

Používá se ještě jedna modifikace tohoto indexu, označuje se jako BRNSHR (tzv. BRN stříh z anglického BRN sheer) a používá se, jako samostatná charakteristika (Stensrud a kol. 1997). Tato modifikace je využívána hlavně k tomu, aby se zjistilo, jestli vytvořená supercela, bude doprovázena tornády viz. tabulka 11. Vše souvisí s tím, jak je umístěn vektor vtoku vzduchu do bouře a jak se tento vektor větru mění s výškou. Tím se ovlivňuje, zda sestupný proud bude umístěn mimo výstupný proud a bude pomáhat v delším období vzniku tornáda, nebo zda dojde k rychlejšímu zániku supercely (Psika, 2002).

Hodnota BRNSHR	typ supercely
20 až 50	supercely s dominujícím výtokem vzduchu
40 až 100	supercely s tornády

Tab. 11 Rozdělení hodnot BRNSHR, pro určení možnosti vývoje tornád (Psika, 2002)

4.2.3 Storm Relative Environmental Helicity (SREH)

SREH je česky helicity vzhledem k pohybu bouřky. Definice helicity je definována jako vlastnost tekutého nebo plynného tělesa, které reprezentuje jeho schopnost téct v takovém stylu jako vývrtka, tedy směrem nahoru a zároveň rotovat (Večeřa 2002). Je to index, kterým se hodnotí stříh větru a vorticity (= vlastnost charakterizující velkoprostorovou rotaci vzduchu ve vertikální ose), která může produkovat rotaci bouřkových buněk. SREH se vypočítá jako integrál rozdílu vektorů větru a vektoru rychlosti postupu bouřky. Vertikální vtok větru do bouře je násoben měrou stříhu větru daného prostředí. Vektor pohybu bouřky se spočítá pro vpravo stáčeující bouřku metodou Internal Dynamics, která je formulována jako: (Bunkers a kol. 1999)

$$SREH = \int_0^h k(\vec{V} - \vec{C}) \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz$$

- h - je předpokládaný vertikální rozsah vtoku do bouře, nejčastěji používaná hodnota je 3 km
- C - je vektor rychlosti postupu bouře
- V - je vertikální profil vektoru okolního větru
- $k \times dV/dz$ - je horizontální vorticity

Modelové simulace naznačily, že hodnota SHREN by měla být lepším ukazatelem při předpovědi rotace výstupního proudu, než hodnota BRN (Droegemeier a kol. 1993). Jakmile hodnoty indexu SREH mají více než 150 J/kg začínají reprezentovat zvýšenou pravděpodobnost tvorby mezocyklon. Z takovýchto mezocyklon se ojediněle může vytvořit i silná supercelární bouře. Ty mohou vytvářet ve svých spodních patrech silné víry, které mohou přejít do ničivých tornád. V tabulce 12 je uvedeno rozdělení intenzity.

Hodnota SREH [m ² /s ²]	Bouřková pravděpodobnost
méně než 150	hranice pro možný vývoj supercel
150 až 300	možný výskyt slabých tornád (F0 - F1)
300 až 450	silnější tornáda (F2 - F3)
více než 450	pravděpodobnost vývoje ničivých tornád (F4 - F5)

Tab. 12 Rozdělení hodnot SHREN (Droegemeier a kol. 1993)

Ve střední Evropě nehrozí vyšší hodnoty než 300 m²/s². Jen ve výjimečných případech a to spíše v zimním období než v letním. Je to zapříčiněno výskytem hlubších cyklón, což zvyšuje hodnoty vorticity. Tento index má nevýhodu v tom, že je choulostivý na změny větru v nízkých hladinách, proto může být kvůli malé hustotě aerologických stanic nereprezentativní. V práci Milonari a kol. (2009) se ukazuje na to, že na tvorbu rotace bouře nemusí být zapotřebí helicity, ale stačí silný stříh větru. (Milonari a kol., 2009)

4.3 Kompozitní indexy

4.3.1 Energy Helicity Index (EHI)

Tento index je vytvořen kombinací dvou dalších indexů. Jedná se o index SREH a index CAPE. Jejich spojením dochází k neúčinnějšímu indexu pro předpověď tornád a mezocyklon. EHI index byl vyvinut roku 1991 pány: Johnem Hartem a Joshem Korotkym (Davies, 1995).

Spočítá se následujícím způsobem:

$$EHI = \frac{CAPE * SREH}{160\ 000}$$

Hodnoty kolem 1 jsou mezními. Může se začínat vytvářet tornádo, ale není to moc pravděpodobné. Hodnoty 5 nebo více jsou sice zřídka pozorovány, ale jsou ukazateli potencionálně ničivých tornád (Geography Dictionary, 2008). Z toho plyne, že vysoké hodnoty EHI potřebují dosti labilní a také helicitní prostředí, které podporuje vývoj supercel a supercelárních tornád. Pro lepší představu zde připojuji tabulku 13.

Hodnota	Pravděpodobnost
méně než 1	formování supercely, tornáda nepravděpodobná
1 až 2,2	vytváření supercely, slabší tornáda (F0 - F1)
2,2 až 5	supercely, silná tornáda (F2 - F3)
více než 5	supercela v plné síle, ničivá tornáda (F4 - F5)

Tab. 13 Rozdělené hodnot EHI (Davis 1995)

V Evropě index EHI nepřekročí hodnoty 1. Je to zapříčiněno geomorfologií Evropského kontinentu. Nevznikají tu žádné extrémní teplotní výkyvy jako např. v USA, které podporují cyklogenezi a frontogenezi. Nevýhodou indexu EHI je jeho citlivost parametrů. Jde o to, že i při vyšších hodnotách indexu EHI nemusí vzniknout bouře nebo supercelární bouře. Příčin může být hned několik, hodnoty helicity nejsou potřebné na vývoj bouřky a ve spodním patře může vzniknout nepropustná vrstva (viz v CIN indexu), která nemusí vůbec dovolit vznik bouřkové oblačnosti (Davis 1995).

4.3.2 Severe Weather thrEAT Index (SWEAT Index)

Jak již český překlad napovídá index „Ničivé počasí“, byl navrhnut na předpověď extrémních ničivých bouří a tornád. Zahrnuje v sobě nejen plno faktorů, které hodnotí instabilitu a vlhkost zvrstveného ovzduší, ale také směr a rychlost stříhu větru v různých hladinách atmosféry (Vasquez, 2003).

Vypočítá se následovně:

$$SWEAT = 12Td_{850} + 20(TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125(\sin(dd_{500} - dd_{850}) + 0,2$$

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$$

Td_{850} - Je teplota v hladině 850 hPa, pokud je tato hodnota záporná nahrazuje se nulou.

TT - Total Totals index, pokud je hodnota menší jak 49, je celá závorka nahrazena nulou

f_{850} - rychlost větru v hladině 850 hPa

f_{500} - rychlost větru v hladině 500 hPa

$dd_{500} - dd_{850}$ - směrové otáčení s výškou větru. pokud je tato hodnota záporná nahrazuje se nulou.

SWEAT index byl vyvinut hlavně pro USA, kde je o hodně více ničivých bouří a množství tornád. Index dosahuje dosti velké úspěšnosti, ale je to dáno na úkor mnoha veličin, které do něj vstupují. Výhoda SWEAT indexu je v tom, že má i velkou úspěšnost při předpovědi frontálních bouří, díky tomu, že zahrnuje velký důraz na charakteristiku střihu větru. Uvedená tabulka 14 platí zejména pro USA. (Haby, 2010)

Hodnota SWEAT indexu	Předpověď
méně než 272	nepříliš velká pravděpodobnost vývoje bouřek
272 až 300	malá pravděpodobnost výskytu ničivého počasí, vývoj běžných bouřek
301 až 400	bouřky mohou dosahovat ničivé síly
401 až 600	Velké riziko mnoha silných bouří, ojedinělé tornádo
601 až 800	ničivé bouře, tornáda
více než 800	málo ničivé bouře, ale rozsáhlé škody z důsledku velmi silného větru.

Tab. 14 Rozdělení hodnot SWEAT (Psika, 2002)

V Evropě SWEAT index dosahuje maximálně hodnoty 400. Ničivým už se stává při hodnotách 300. Na ukázkou přikládám zjednodušenou tabulku 15 SWEAT indexu pro Evropu:

Hodnota	Předpověď
méně než 250	naznačují možnost silné konvekce
250 až 300	hranice pro vývoj závažných bouřek
301 až 400	prahové hodnoty pro bouře, možný výskyt tornád

Tab. 15 Rozdělení hodnot SEWAT pro Evropu (Haby, 2010)

SWEAT index poskytuje celkem velmi dobrý odhad pro určení závažnosti bouří ještě pár hodin před jejím příchodem. Tím se stává jediným indexem, který nereaguje jen na konkrétní podmínky. Jeho nevýhoda je, že i při malých hodnotách indexu SWEAT mohou nastat bouřky. Hlavním účelem tohoto indexu je předpovídat bouře, které mají ničivý účinek na majetek a přírodu, nikoli jen na obyčejné bouře.

5 Použití a budoucnost výpočtů v oblasti sledování bouří

Výše je možné najít seznam jednotlivých indexů, jejich vzorce na výpočet a popis jejich funkce a případně jejich slabé stránky. Parametry jsou rozdělené podle toho, jestli preferují labilitu, respektive teplotně-vlhkostní charakteristiku ovzduší, vertikální profil větru nebo jsou kombinací obou parametrů. Je důležité si uvědomit, že jde o takzvané diagnostické parametry a nejedná se o prognostické parametry, které jsou dostupné jako výstupy z numerických modelů. Zajímavá práce na porovnání prognostických a diagnostických parametrů je práce Zacharova a Řezáčové (2005), kde autoři uvádějí, že některé parametry jsou citlivé na vývoj lokálních podmínek, nebo na výběr hladin, z kterých se spočítají (Pučík, 2010). Takto se prognostické a diagnostické hodnoty parametru můžou značně lišit, což stěžuje možnost využití parametru pro předpověď bouřek. Citlivými parametry je

například CAPE (Zacharov a kol. 2010), a nebo helicity vzhledem k pohybu bouřky (Markovsky a kol. 2010). Navíc je důležité si uvědomit, že v rámci žádného parametru není možné určit pravou hodnotu, která může rozlišit intenzitu bouřky nebo jejich nebezpečných doprovodných jevů. Jednotlivé indexy často jen opisují zjednodušeně stav atmosféry a pro předpověď je přitom nutné komplexně zahrnout všechny faktory, které můžou na vývoj a intenzitu bouřky mít vliv. Práce Doswella a Schultze (2006) velmi vhodně popisuje problematiku předpovědních a diagnostických parametrů.

Zajímavé jsou kompozitní parametry, které se specializují na předpověď nebezpečných jevů, jako jsou tornáda, kroupy, větrné bouřky, supercely apod. Lze je najít popsané a zpracované na stránkách Storm Prediction Center.

Přestože na oběžné dráze máme družice, které sledují počasí na naší planetě 24 hodin denně, k tomu plno radarů a pozemních stanic, které monitorují počasí a sbírají data, daným výpočtům bouřkových indexů a ukazatelů nemůžeme dát velkou váhu. Je to z jednoho prostého důvodu. Model předpovědi počasí na našem území má síť o rozměrech 25x25 km (což na určení lokální bouře nebo její vznik je velmi velký prostor). Proto bouřkové indexy jsou konstruovány tak, aby odhadly podmínky pro vývoj konvektivní činnosti a bouřek. Jejich budoucnost a zlepšení spočívá ve zmenšení detekční sítě. Dnes se již připravují detekční sítě o rozměrech 15x15 km, což přinese lepší a podstatě přesnější údaje.

6 Závěr

Výsledkem této bakalářské práce je stručný popis nejpoužívanějších bouřkových indexů v České Republice a střední Evropě. Nedílnou součástí je i popis bouřkového mraku a jeho doprovodných jevů.

Informace byly získány studiem meteorologických zpráv, dostupné české i zahraniční odborné literatury a dále také osobními rozhovory s pracovníky knihovny ČHMÚ v Praze Komořanech.

Ze shromážděných poznatků vyplývá, že bouřkové indexy se používají nejen k předpovědi bouřkových jevů, ale také i k předpovědi konvektivní činnosti. Mezi tyto jevy hlavně patří silné nárazové větry, intenzita srážek, tornáda, downbursty a možnost výskytu krupobití. Hlavním hodnotícím parametrem je instabilita, stříh větru a helicity, jakožto tři nejdůležitějších aspektů ovlivňujících intenzitu bouřky a jejich doprovodných jevů.

Na území USA jsou indexy běžně používány a zařazovány do předpovědi počasí. Je to zapříčiněno větší možností nebezpečných jevů než v Evropě, ale jak je vidět v posledních letech, tak i na našem území přibývá nebezpečných jevů, jako jsou tornáda, krupobití, silné bouře atd. Kdyby některé indexy byly zařazeny do předpovědi počasí i u nás, tak by se mohlo předejít některým škodám na majetku.

Dalším možným cílem mé práce by bylo verifikovat schopnost bouřkových indexů, rozlišovat situace s nevýraznou bouřkovou činností a situace s intenzivní bouřkovou činností. Tento úkol by byl však už nad rámec rozsahu mé bakalářské práce.

Seznam použité literatury

Knihy a odborné časopisy:

Atkins N. T., Wakimoto M. R. Wet microburst activity over the Southeastern United States: Implications for forecasting. *Wea Forecasting*. 1991, 6, stránky 470-482.

Bartels J., Heck N. H., Johnston H. F. The three-hour range index measuring geomagnetic activity. *Geophys.* 1939, 44, stránky 411-454.

Bednář J. *Pozoruhodné jevy v atmosféře*. Praha, Academia, 1 vyd., 1989, str. 240. (80-200-0054-2).

Blanchard D. Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy. *Journal of Weather and Forecasting*. 1998, 12, stránky 870-877.

Bluestein H. B. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes vol II (Observations and Theory of Weather Systems)*. New York, Oxford University Press, 2 vyd., 1993. (0-19-506268).

Brooks H. E., Doswell C. A. III, Cooper J. On the environments of tornadic and non-tornadic mesocyclones. *Weather Forecasting*. 1994, 10, stránky 606-618.

Bunkers M. J., Klimowski B. M., Zeitler B. W., Thompson R. L., Wesman M. L. Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Weather and Forecasting*. 1999, 15, stránky 61-79.

Doswell C. A. III., Schultz D. On the use of indices and parameters in forecasting. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*. 2006, 1, 3 vyd, stránky 1-22.

Droegemeier K. K., Lazarus S. M., Davies-Jones R. The influence of Helvity on numerically simulated convective storm. *Mon. Wea.* 1993, 121, stránky 2005-2029.

Faust H. Eine einfache Methode zur Bestimmung der Verdunstungsstabilität. *Meteorologische Zeitschrift*. 1951, Sv. 5, 3, stránky 66-68.

Hruška P. *Využitie indexov instability odvodených z družice meteosat druhej generácie na predpoveď vertikálne mohutnej konvekcie*. Bratislava, Univerzita

Komenského v Bratislavě Fakulta matematiky, fyziky a informatiky Katedra astronomie, Fyziky a Meteorologie, 2010. str.95, Diplomová práce. Nепublikovaná.

Huntrieser H., Schiesser H. H., Schmid W., Waldvogel A. Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland. *Weather Forecasting*. 1997, 12, stránky 108-123.

Kukal Z. *Přírodní katastrofy*. Praha, Horizont, 1 vyd., 1983, str.264. (40-023-83).

Nedelka M. *Letecká meteorologie II*. Bratislava, Alfa, 2 vyd., 1982, str.326.

Nekovář J., Kott I. Významné konvektivní jevy na území České Republiky v letech 2000-2001. *Meteorologické Zprávy*. 2002, 55, stránky 1-8.

Markovsky P. M. Hook echoes and Real-flank downdrafts: a review. *Monthly Weather Review*. 2002, vyd. 130 stránky 852-876

Markovsky P. M., Richardson Y. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Barcelona, Wiley-Blackwell, 1 vyd., 2010. str 407. (978-0-470-74213-6).

Molinary J., Vollaro D. Distribution of Helicity, CAPE, and Shear in Tropical Cyclones. *Journal of the atmospheric science* 2009, 64, stránky 274-284

Morgan J. M., Morgan M. D. *Meteorology. The Atmosphere and the Science of Weather*. New York, MacMillan College Publishing Company, 4 vyd, 1994, str.517.

Prokop M., Černoš I., Kostka O., Háza L., Kopáček J., Horák J., Forchtgott J., *Meteorologie pro sportovní letceí*. Praha, Naše vojsko, 1 vyd., 1960. str 246. (D – 09 - 01024) .

Půček T. *Význam indexů nebezpečnosti konvektivních bouří*. Brno, Masarykova univerzita Přírodovědná fakulta Geografický ústav, 2010. Bakalářská práce. nēublikovaná .

Řezáčová D., Novák P., Kašpar M., Setvák M. *Fyzika oblaků a srážek*. Praha, Academia, 1 vyd., 2007, str.576. (978-80-200-1505-1).

Skřehot P. *Stručné základy teorie bouřek*. Praha, Meteorologická Operativní Rada (M.O.R.), 2004, str.36.

Soukupová J. *Atmosferické Procesi (základy meteorologie a klimatologie)*. Praha, Česká zemědělská univerzita v Praze Fakulta životního prostředí, 1 vyd., 2008, str.227. (978-80-213-1770-3).

Stensrud D. J., Cortinas J. V. JR., Harold E., Brooks H. E. Discriminating between Tornadic and Nontornadic Thunderstorms Using Mesoscale Model Output. *Weather and Forecasting*. 1997, 12, stránky 613-632.

Vasquez T. *Weather map handbook*. Austin, Weather Graphics Technologies, 1 vyd., 2003, str.167. (0-9706840-4-5).

Weiman M. L., Klemp J. B. The Dependence of Numerically Simulated Convective Storm on Vertical Wind Shear Buoyancy. *Mon. Wea.* 1982, 110, stránky 504-520.

Wheeler M., Scott M. Forecasting the Potential For Central Florida Microbursts. 1995, str.11.

Zacharov P., Řezáčová D. Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí. *Meteorologické zprávy*. 2005, 58, stránky 65-72.

Internetové Zdroje:

Australian Government. Bureau of Meteorology – Alice Springs Area Photographs . [Online] 2012. [Citace: 12. 4. 2012.]
<http://www.bom.gov.au/nt/alicesprings/photos.shtml>.

Dave G. Names of Clouds, Get your clouds right, Pannus Clouds. [Online] 2010. [Citace: 1. 3. 2012.] <http://namesofclouds.com/types-of-clouds/pannus-clouds.html>.

Davies J. Supercells and Combinations of Helicity and Instability, A look at the Energy-Helicity Index. [Online] 1995. [Citace: 28. 3. 2012.]
<http://www.stormtrack.org/library/forecast/ehi.htm>.

Drahokoupil J. Sedlmajer M. Ronge L. Sedlmajer R. Amater stormchasing society - slovník stormanchsera. [Online] 2005. [Citace: 6. 3. 2012.]
<http://www.bourky.cz/slovník-stormchaser/>.

Enciklopedia Britannica. Micriburst. [Online] 2011. [Citace: 6. 4. 2012.]
<http://www.britannica.com/EBchecked/topic/380256/microburst>.

Fizmatik. Jak vznikají Kroupy. [Online] 2009. [Citace: 11. 4. 2012.]
<http://fyzmatik.pise.cz/105306-jak-vznikaji-kroupy.html>.

Geography Dictionary Team Geography-Dictionaty, Meteorology - Energy Helicity Index (or EHI). [Online] 2008. [Citace: 28. 3. 2012.] http://meteorology.geography-dictionary.org/Weather-Dictionary/Energy_Helicity_Index_%28or_EHI%29.

Haby J. The weather prediction, SKEW-T: A LOOK AT SW. [Online] 2010. [Citace: 29. 3. 2012.] <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/304/>.

Hájková J. Příroda - jak vzniká blesk. [Online] 2011. [Citace: 20 11 2011.] <http://www.priroda.cz/clanky.php?detail=1404>.

NOAA National laboratory severe storms About Lightning. [Online] 2010. [Citace: 22. 11. 2011.] http://www.nssl.noaa.gov/faq/faq_ltg.php.

NOAA National severe storms laboratory Roll Cloud, Shelf Cloud. [Online] 2011. [Citace: 6. 3. 2012.] <http://www.nssl.noaa.gov/primer/defs/rollcloud.html> , <http://www.nssl.noaa.gov/primer/defs/shelfcloud.html>.

NOAA Earth System Research Labortory Physical Sciences Division. [Online] 2003. [Citace: 1. 4. 2012.] <http://www.esrl.noaa.gov/psd/programs/infrasound/isnet/>.

Psika T. Bouřkové indexy. [Online] 2002. [Citace: 9. 3. 2012.] http://tomas-psika.byl.cz/bourkove_indexy.htm.

Psika T. Průvodce boučkovou oblačností pro pozemní pozorovatele (Thunderstorm Clouds Spotters´ Guide). [Online] 2002. [Citace: 26. 12. 2011.] <http://bourky.kvalitne.cz/>.

Publishing Mc Guinness Cumulonimbus Anvil Head (Thunder Head) Clouds. [Online] 2008. [Citace: 11. 10. 2011.] <http://weathervortex.com/anvil-head.html>.

Rainer D. Energy Helicity Index at 7 PM Sunday. [Online] 2009. [Citace: 9. 4. 2012.] http://texasstormchasers.com/2012/03/10/evening-update-sundays-severe-weather-potential/wrfus_3km_ghi_24/.

Romer U. Weather Online Models. [Online] 1999. [Citace: 9. 3. 2012.] http://expert.weatheronline.co.uk/lftx_frame.htm.

Řehák J. Foto mrak, Předpověď bouřek. [Online] 2009. [Citace: 23. 3. 2012.] <http://www.fotomrak.websnadno.cz/Predpoved-bourek.html>.

Skřehot P., Kučáková H., Král L., Kobr J., Gómez E., Trnčák P., Křivohlávek J., Cimrman, R., Maňák R., Fritschová L., Vilášek M., Dvořák P., Kroužel M., Ramík D. Cumulonimbus. [Online] 2005.

[Citace: 21. 10. 2011.] <http://mraky.astronomie.cz/cumulonimbus.php>.

Sbury J. The Fujita Scale. [Online] 1999. [Citace: 4. 4. 2012.]

<http://www.tornadoproject.com/fscale/fscale.htm>.

Skystef Sky Slef's weather page, Total totals Index calculator. [Online] 2004.

[Citace: 11. 3. 2012.] <http://www.skystef.be/calculator-totaltotalsindex.htm>.

Sulan J. CHMU, Cape - Convective Available Potencial Energy. [Online] 2004.

[Citace: 22. 3. 2012.]

<http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/PL/rpp/cape/cape.htm>.

Svejkovský P. Aeroklub Česká Lípa, jaké bude počasí. [Online] 2005.

[Citace: 22. 3. 2012.] <http://aeroklub-ceskalipa.wz.cz/pocasi.htm>.

Štoll I. Astronomie, nadoblačné blesky. [Online] 2004. [Citace: 4. 3. 2012.]

<http://archiv.astronomie.cz/modules.php?file=article&name=News&sid=546>.

Torro Tornado & Storm Research Organisation Tornado Intensity Scale.

[Online] 2009. [Citace: 4. 3. 2012.] <http://www.torro.org.uk/site/index.php>.

Team NWS Internet Services National Oceanic and Atmospheric Administration's, National Weather Service - Glossary. [Online] 2009. [Citace: 9. 3. 2012.]

<http://www.weather.gov/glossary/index.php?word=lifted%20index>.

Team NWS Internet Services National Oceanic and Atmospheric

Administration's, National Weather Service - Glossary. [Online] 1999. [Citace: 11.

3. 2012.] <http://www.weather.gov/glossary/index.php?letter=t>.

Teruel O., Antonio L. The cloud collector's reference, Velum . [Online]

2009. [Citace: 8. 4. 2012.]

<http://cloudappreciationsociety.org/collecting/luis-antonio-gil-pellin/>.

Twister. Ohio State University Wx . [Online] 2012. [Citace: 20. 4. 2012.]

<http://twister.sbs.ohio-state.edu/main.php?pageloc=severe/>.

Vašíček J. ČHMU Popis atmosferických jevů a jejich intenzity. [Online]

2008. [Citace: 10. 4. 2012.]

http://old.chmi.cz/meteo/olm/Let_met/_tmp/popis.htm.

Večeřa V. Meteo Modely. [Online] 2002. [Citace: 25. 3. 2012.]
<http://meteomodely.e-pocasi.cz/>.

Velde O. Convective Weather maps. [Online] 2012. [Citace: 19. 4. 2012.]
<http://www.lightningwizard.com/maps/>.

Whittaker T., Ackerman S. Meteorology: Understanding the Atmosphere - K
index. [Online] 2009. [Citace: 9. 3. 2012.]
http://itg1.meteor.wisc.edu/wxwise/AckermanKnox/chap11/TW_Index.html.

Přílohy



Příloha 1 Zvláštnost větrné aktivity, suchý microburst (tzv. dry microburst)
(Australian 2012)



Příloha 2 Blesk - Zpětný výboj Foto: Barbara Watson



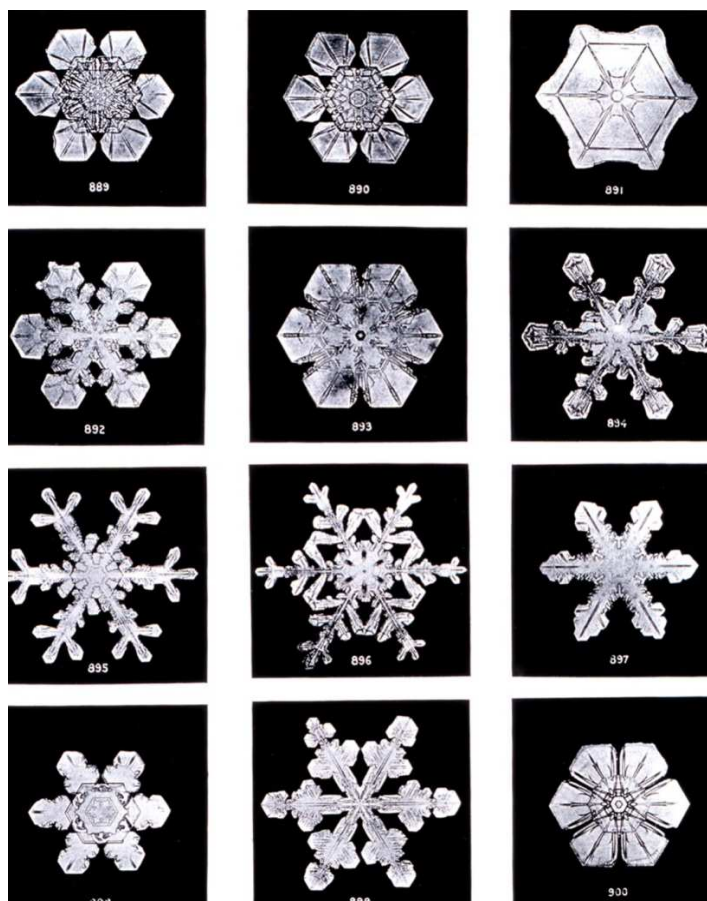
Příloha 3 Šipka ukazuje na blesk mezi oblakem a volnou atmosférou, dále jde vidět blesk v samotném mraku Foto: Mike Atkins



Příloha 4 Eliášův oheň na křídle letadla Foto: Marek Kolasa



Příloha 5 Detekce tornáda na Synoptické mapě. Země: USA Oklahoma Datum: 12.4.2012 (NOAA, 2012)



Příloha 6 Tvary sněhových vloček Foto: Wilson Bentley



Příloha 7 Kroupa porovnána s Euro mincí. Foto: Martin Wagner Země: Německo, Bádensko



Příloha 8 Cumulonimbus Pannus Foto: Jiří Kalina



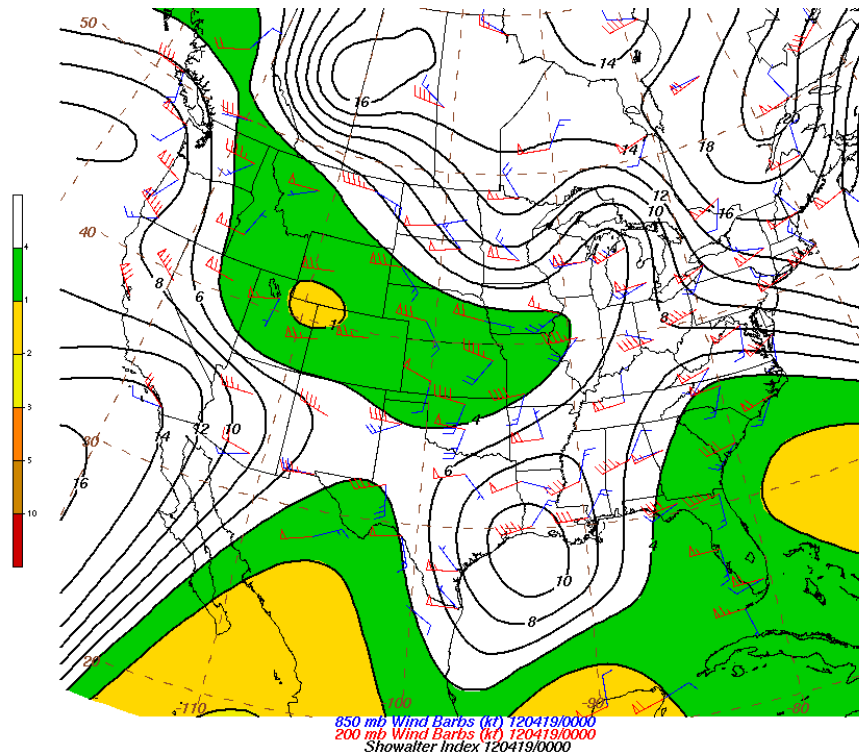
Příloha 9 Cumulonimbus Incus Foto: Jan Langhammer Země: Bulharsko



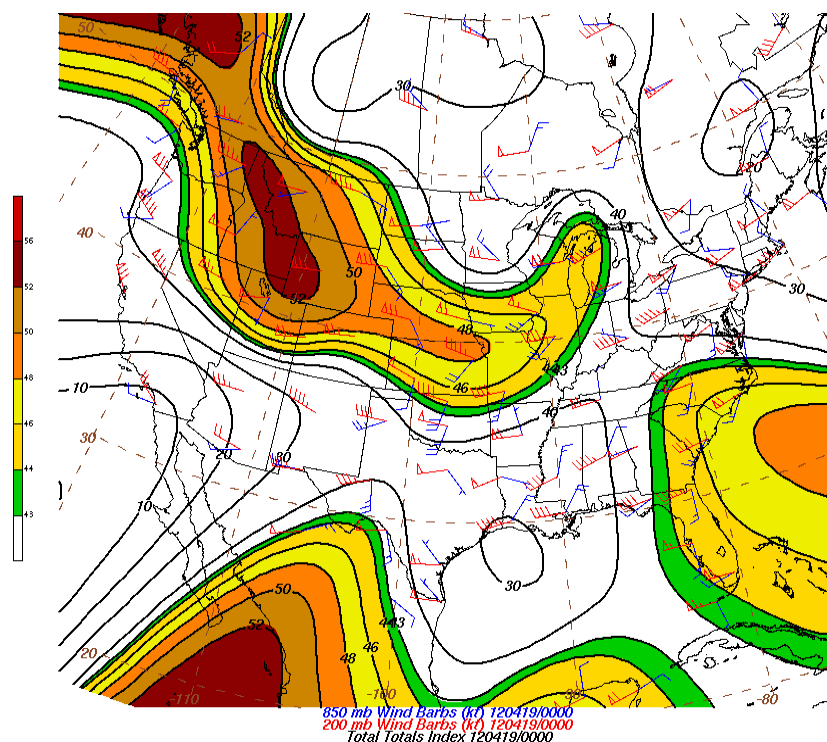
Příloha 10 Cumulonimbus Velum v podobě pásu ve středních hranicích bouřkového oblaku (Teruel a kol 2009).



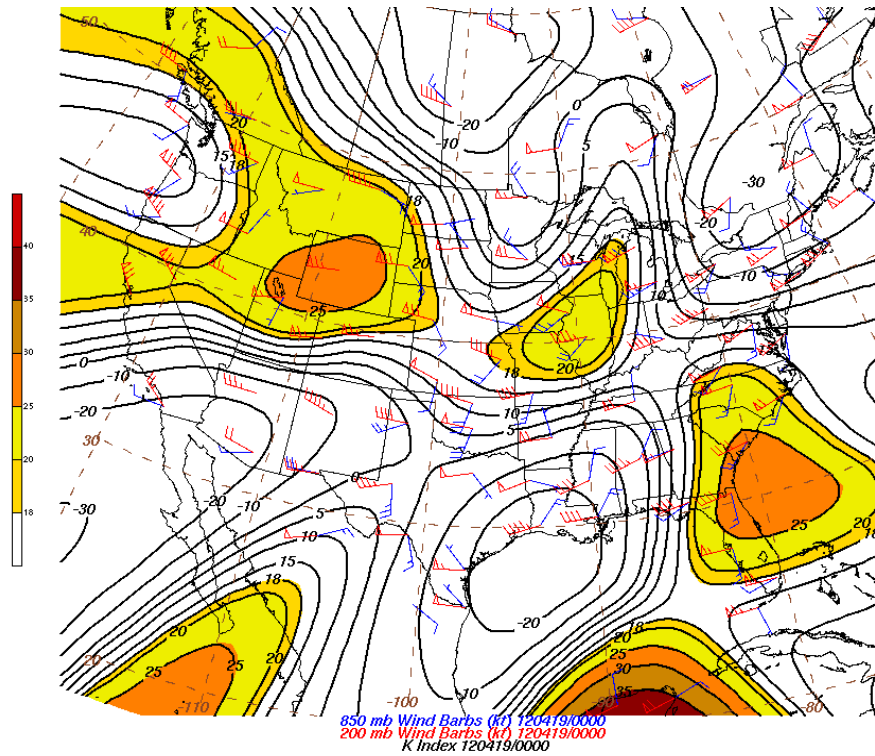
Příloha 11 V horní části jdou vidět rozvíjející se mamma. Ve spodní části jde krásně vidět praecipitato Foto: Jan Langhammer Země: Slovensko, Roháče



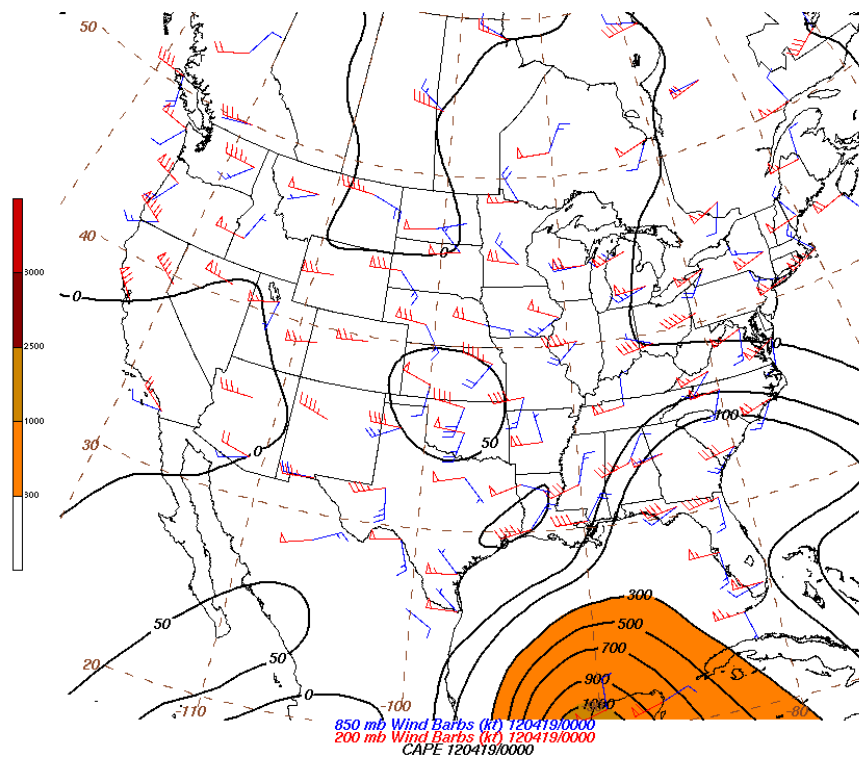
Příloha 12 Ukázka Showalter Indexu. V horní části vidíme, že index nabývá čísla 16 což svědčí o extrémně stabilním počasí. V dolní části index nabývá -1 tady už je určitá tendence k vývoji silných bouřek(Twister, 2012).



Příloha 13 Ukázka Total – Totals Indexu. Hodnoty kolem 20 v pravém horním rohu ukazují na velmi stabilní počasí. Kdežto v dolním levém rohu a horním levém rohu ukazatele TTI indexu předpovídají: málo rozptýlené silné bouřky, ojedinělá tornáda(Twister, 2012).



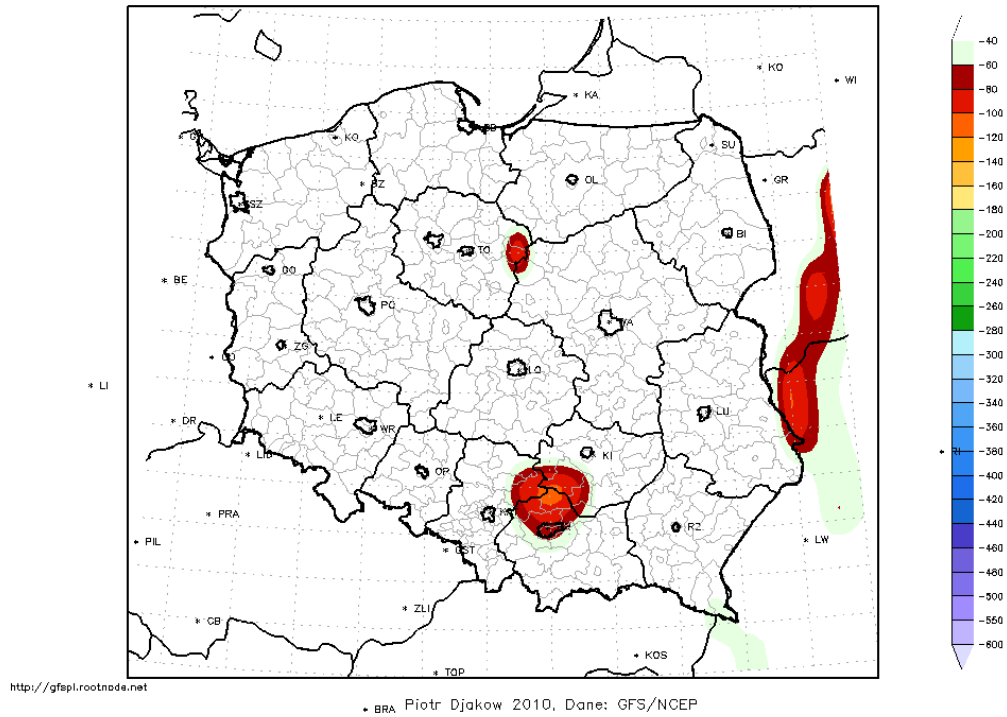
Příloha 14 Ukázka K- Indexu. Záporná čísla v horním pravém rohu uvádějí velmi stabilní prostředí. V doplním pravém rohu K- index naznačuje až 80% pravděpodobnost vývoje bouřek (Twister, 2012).



Příloha 15 Ukázka CAPE Indexu. Ve spodním pravém rohu hodnoty nabývají 1000 J/kg což značí mírnou konvektivní činnost. V ostatní oblasti je konvektivní činnost malá a nevýrazná (Twister, 2012).

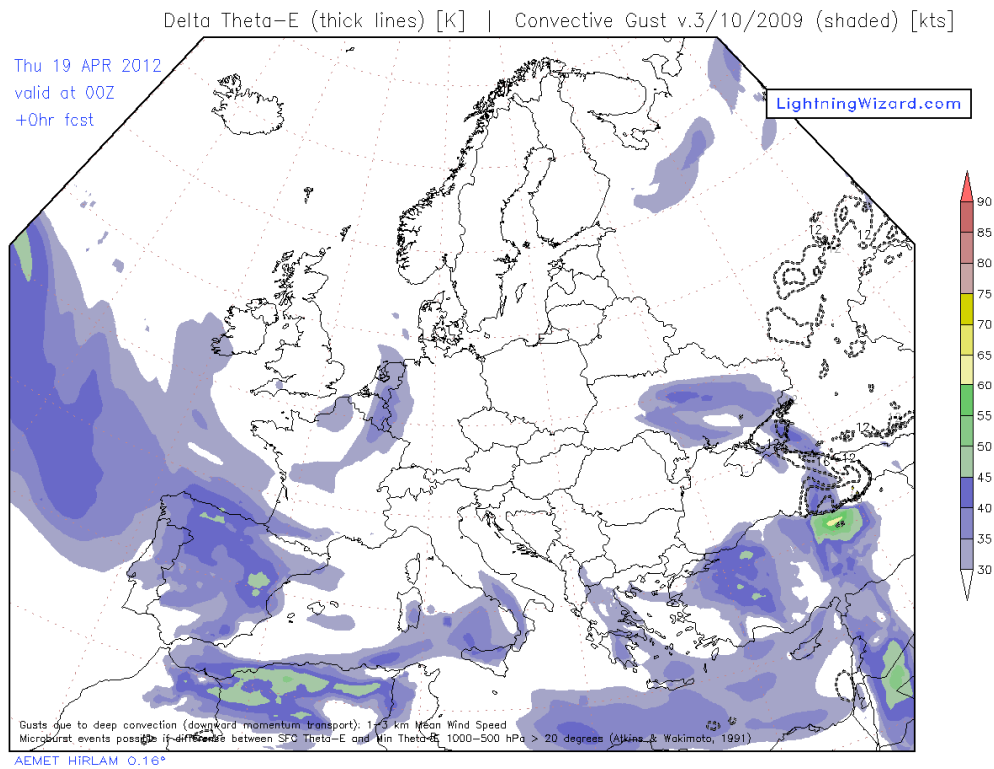
CIN – Ilość energii hamujacej konwekcje [J/kg]
 Iniz: 20120419 00Z

Valid: t00 + 72(Sun 2012-04-22 00Z)



2012-04-19-06:19

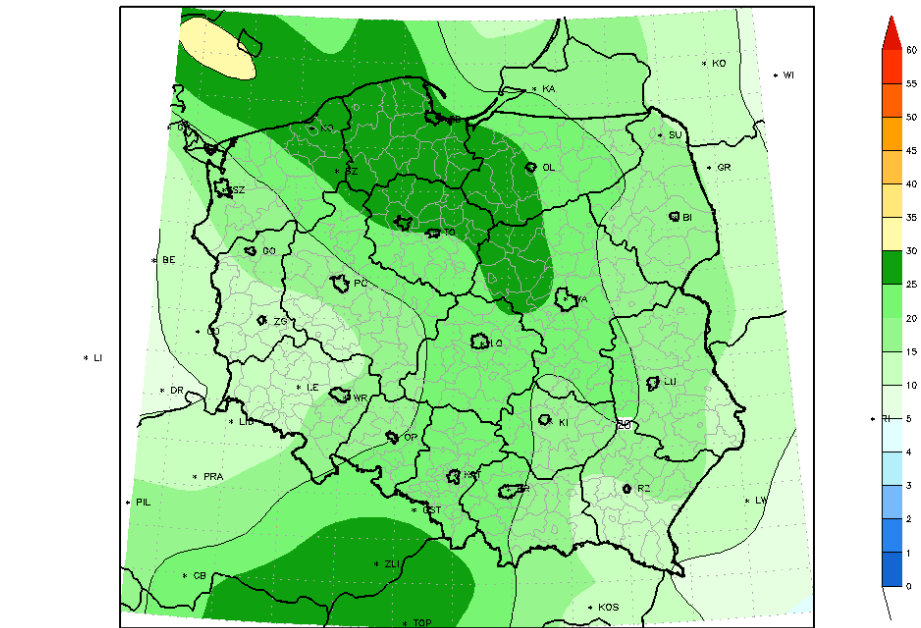
Příloha 16 Ukázka CIN Indexu. Oranžová barva značí ve spodní třetině možnou tvorbu několika bouřek (Večeřa, 2002).



Příloha 17 Ukázka Delta Theta – E Indexu. V pravém spodním rohu vidíme mírné sestupné proudy (Velde, 2012).

SHEAR 0-6km (DLS [m/s])
Init: 20120419 00Z

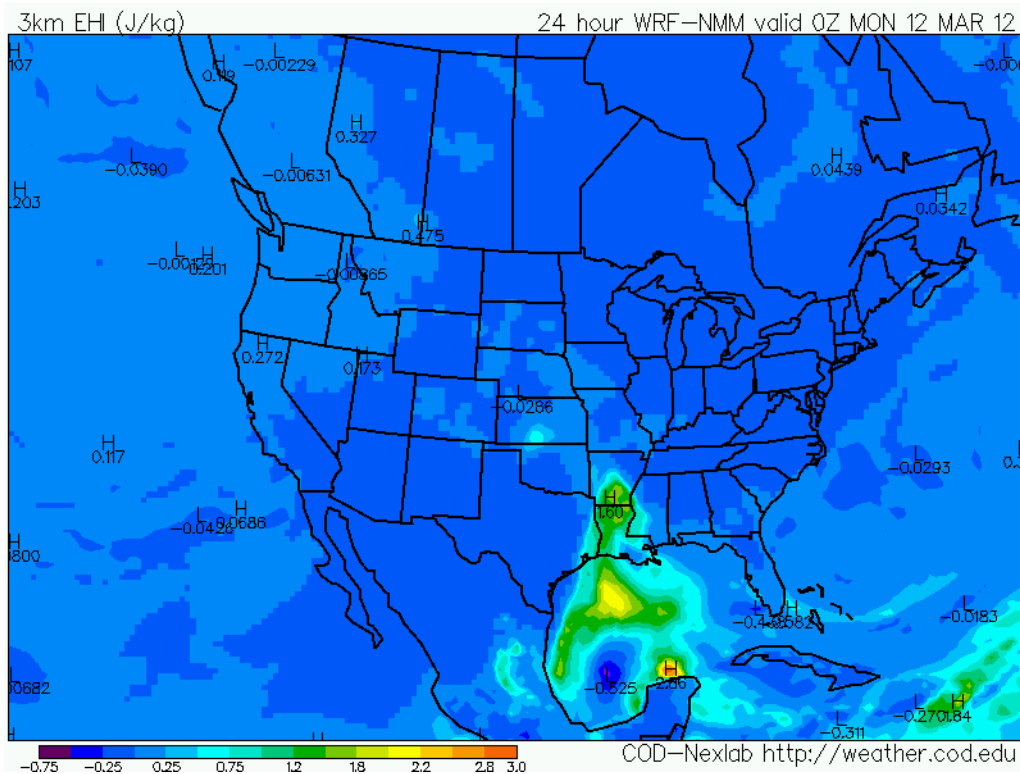
Valid: t00 + 189(Thu 2012-04-26 21Z)



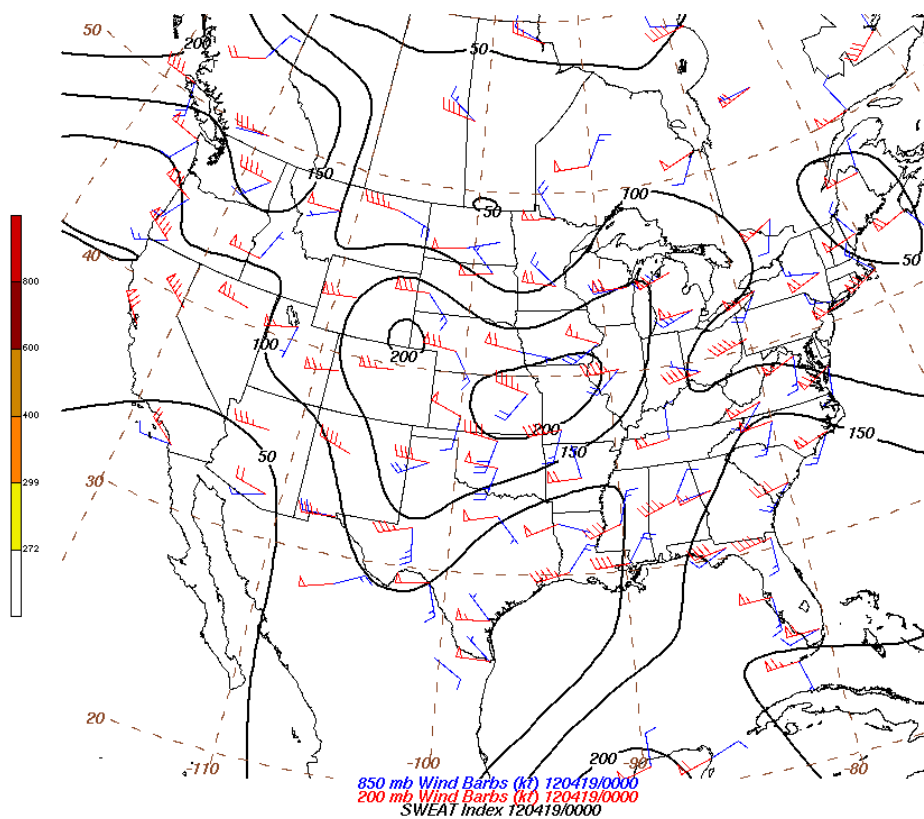
BRA Piotr Djakow 2010, Dane: GFS/NCEP

2012-04-19-07:23

Příloha 18 Ukázka stříhu větru. V levém horním rohu jsou celkem vysoké hodnoty stříhu větru.



Příloha 19 Ukázka Energy Helicity Indexu. Ve spodní části jde vidět ohnisko o síle 2,66. To značí možný vývoj supercel a tornáda o síle F2 až F3 (Rainer, 2009).



Příloha 20 Ukázka SWEAT Indexu. Podle SWEAT Indexu nehrozí žádnému vývoji bouřek (Twister, 2012)