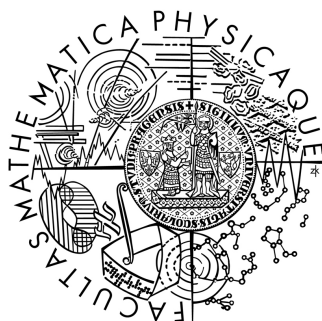


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Michaela Valachová

Předpověď indexů stability a porovnání jejich použitelnosti (úspěšnosti) při předpovědi bouřek (silných konvektivních jevů)

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

Studijní program: Fyzika, Obecná fyzika

2007

Ráda bych poděkovala všem, kteří se na této práci podíleli, jmenovitě především vedoucímu bakalářské práce **Mgr. Michalu Žákovi, Ph.D.** Tato práce vznikla pod konzultačním vedením **Mgr. Stanislava Racka** z oddělení meteorologických předpovědí ČHMÚ, který pomohl s odbornou i s teoretickou částí práce. Děkuji! Poděkování za data poskytnutá pro tuto práci náleží **Českému hydrometeorologickému ústavu** a **RNDr. Petru Pešicemu, Ph.D.** z ÚFA AV ČR, který pro nás pomocí programu PREKCALC spočítal indexy stability. Za cenné rady a náměty děkuji také **RNDr. Filipu Váňovi, Ph.D.** z oddělení numerických předpovědí počasí ČHMÚ a v poslední řadě **RNDr. Petru Pišoftovi, Ph.D.** za pomoc při práci s \TeX .

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci napsal(a) samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce a jejím zveřejňováním.

V Praze dne

Michaela Valachová

Obsah

Úvod	5
Seznam symbolů a zkratk	6
1 Stabilita v atmosféře	7
1.1 Metoda částice	7
1.2 Metoda vrstvy	11
1.3 Metoda vtahování	12
2 Konvektivní jevy	13
2.1 Konvekce	13
2.2 Bouřka	14
2.3 Předpověď konvektivních jevů	15
3 Indexy stability	17
3.1 Jednoduché bouřkové indexy	17
3.2 Složitější bouřkové indexy	24
4 Výpočet indexů stability	27
4.1 Metodika výběru	27
4.2 Výpočet pomocí programu PREKCALC	28
4.3 Vybrané případy silných konvektivních jevů	29
Závěr	31
Literatura	32
A Obrázková příloha	i

Název práce: Předpověď indexů stability a porovnání jejich použitelnosti (úspěšnosti) při předpovědi bouřek (silných konvektivních jevů)

Autor: Michaela Valachová

Katedra (ústav): Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

e-mail vedoucího: Michal.Zak@mff.cuni.cz

Abstrakt: V předložené práci se zabýváme možností předpovědi bouřek pomocí indexů stability. Indexy stability, stejně jako ostatní prekurzory konvekce (např. konvektivní dostupná potenciální energie CAPE), jsou potřebnými, ačkoli ne dostačujícími nástroji meteorologů pro předpověď konvektivních jevů.

Vybrali jsme několik bouřkových situací s významnými konvektivními jevy, které se vyskytly v ČR. Hodnoty indexů jsme počítali pomocí programu PREKCALC s využitím dat z aerologických stanic Praha - Libuš a Prostějov. Vývoj bouřek jsme sledovali pomocí systému detekce bleskových výbojů (CELDN) a radarových dat (ČHMÚ), která nám dávala informaci o výskytu srážek včetně jejich intenzity. Studovali jsme souvislost mezi výskytem silných konvektivních jevů a hodnotami indexů stability.

Klíčová slova: předpověď konvekce, bouřka, indexy stability

Title: Forecast of stability indices and comparison of their successfullness by thunderstorms or strong convection forecasting

Author: Michaela Valachová

Department: Department of Meteorology and Environment Protection

Supervisor: Mgr. Michal Žák, Ph.D.

Supervisor's e-mail address: Michal.Zak@mff.cuni.cz

Abstract: In the present work we deal with the possibility of thunderstorm forecasting. Stability indices as well as other convective precursors such as the convective available potential energy CAPE are useful, though not sufficient tools for meteorologists when forecasting convective phenomena.

We chose the set of thunderstorm events with significant convective phenomena identified in the CR. Data from aerological stations Prague - Libus and Prostějov were used to determine precursors values with a help of the program PREKCALC. To watch the progress of thunderstorms we used lightning data (CELDN) and radar data (CHMI) as area information about occurrence of precipitation including heavy rainfall and hail. We studied the relation between the occurrence of strong convective phenomena and values of stability indices.

Keywords: convection forecasting, thunderstorm, stability indices

Úvod

Zájem o předpověď bouřek nepramení jen z lidské zvědavosti, je vyvolán především závislostí člověka a společnosti na počasí, které zasahuje do naší každodenní činnosti. Silná konvekce s sebou může přinést nebezpečí ve formě silných bouřek doprovázených přívalovými srážkami, krupobitím, prudkými nárazy větru, až extrémně silnými výstupnými a sestupnými proudy, smrštěmi apod. Nabízí se však otázka, zda je předpovědní meteorologická služba, využívající poznatků dynamické i synoptické meteorologie, schopna rozlišit den s potenciálním nebezpečím silné konvekce ode dne s běžnými bouřkami bez vážnějších následků a jestli je možné vymezit prostor a dobu výskytu nebezpečných jevů a včas vydat výstrahu.

Metody předpovědi bouřek jsou založeny na zhodnocení fyzikálního stavu atmosféry s přihlédnutím k podmínkám nutným pro vývoj konvekce. Jednou z úspěšných metod předpovědi silných konvektivních (a s nimi souvisejících atmosférických) jevů je použití indexů stability. Jsou to číselně vyjádřené míry stability vertikálního teplotního zvrstvení. Odhadují výskyt srážkové konvekce, který předpokládáme při překročení statisticky podložené prahové hodnoty indexu.

Tato práce je zaměřena na studium indexů stability, používaných při předpovědi bouřek na území České republiky. V první kapitole jsou uvedeny tři způsoby, jak popsat stabilitní podmínky v atmosféře - metoda částice, metoda vrstvy a metoda vtahování. V kapitole druhé se seznamujeme s konvektivními jevy a jejich předpovědí. Jednotlivé indexy stability jsou podrobněji rozepsány v kapitole 3, jejich výpočet pomocí programu PREKCALC pro osm konkrétních případů je popsán v kapitole 4. V příloze se potom nacházejí snímky ze systému detekce bleskových výbojů a celkové úhrny srážek ke každému z těchto dní.

Význam indexů stability rozvojem numerických předpovědních metod klesá, nicméně i nadále zůstávají pomocným prostředkem při určení intenzity konvekce a s tím souvisejících nebezpečných povětrnostních jevů, jejichž prognóza je stěžejním úkolem předpovědní služby ČHMÚ.

Seznam symbolů a zkratek

\mathbf{a}_v	zrychlení vertikálního pohybu částice
A_1	plocha vzestupných vzdušných proudů
γ	lokální vertikální gradient teploty
γ_a	suchoadiabatický gradient
γ_s	nasyčeně adiabatický gradient (v starší lit. vlhkoadiabatický)
ρ'	hustota vzduchové částice
ρ_e	hustota okolního vzduchu
T'	teplota vzduchové částice
$T'_{xxx \rightarrow yyy}$	teplota vzduchové částice, která je adiabaticky přemístěna z izobarické hladiny xxx hPa do hladiny yyy hPa
T_e	teplota okolního vzduchu
T_{xxx}	teplota vzduchu v izobarické hladině xxx hPa
T_{dxxx}	teplota rosného bodu v izobarické hladině xxx hPa
$\Theta_{e,xxx}$	ekvivalentně potenciální teplota v izobarické hladině xxx hPa
v_{z1}	velikost vertikální rychlosti vzestupných proudů
CAPE	konvekční dostupná potenciální energie (<i>Convective Available Potential Energy</i>)
CIN	konvekční zábrana (<i>Convective INhibition</i>)
FI	Faustův index
K	K index
KO	KO -index
SI	Showalterův index
SLI	Surface-based Lifted index
TT	Total Totals index
CCL	konvekční kondenzační hladina (<i>Convective Condensation Level</i>)
EL	hladina nulového vztlaku (<i>Equilibrium Level</i>)
LCL	výstupná kondenzační hladina (<i>Lifting Condensation Level</i>)
LFC	hladina volné konvekce (<i>Level of Free Convection</i>)

Kapitola 1

Stabilita v atmosféře

V této kapitole budeme studovat ty podmínky v atmosféře, které ovlivňují rozvoj vertikálních pohybů a intenzitu vertikálního promíchávání vzduchu. Tyto tzv. stabilitní podmínky jsou určovány změnami teploty vzduchu s výškou. Jak uvádí [3], čím je pokles teploty vzduchu s výškou výraznější, tím je větší instabilita. Naopak stabilita zesiluje v případech malého poklesu teploty s výškou, zejména pak při teplotních inverzích (teplota s výškou roste). Mírou teplotního zvrstvení ovzduší je vertikální teplotní gradient γ , který považujeme za kladný při poklesu teploty s výškou a je definován vztahem (1.11).

Při stabilním zvrstvení je v atmosféře znemožňován rozvoj výstupných pohybů vzduchu a jeho promíchávání je tlumeno. Převládá jasné počasí nebo se vytváří vrstevnatá oblačnost. Naopak instabilní teplotní zvrstvení podporuje výstupné pohyby vzduchu a je nutnou podmínkou pro vznik konvektivních oblaků.

Při popisu stabilitních podmínek v atmosféře jsme vycházeli z [4], kde jsou uvedeny tři metody: metoda částice, metoda vrstvy a metoda vtahování.

1.1 Metoda částice

Předpokládáme určitý objem vzduchu, který je dostatečně velký na to, abychom mohli zanedbat jeho molekulovou strukturu a zároveň natolik malý, že v každém okamžiku můžeme uvnitř něj zanedbat prostorové změny hodnot meteorologických prvků a jeho pohyb nevyvolává v okolním vzduchu pozorovatelné kompenzující pohyby. Takový objem vzduchu nazveme vzduchovou částicí.

V atmosféře nyní uvažujeme jistou vhodně zvolenou hladinu z_0 , ve které hustotu vzduchu označíme jako ρ_0 a teplotu vzduchu T_0 . Pomocí určitého vnějšího impulsu z této hladiny vychýlíme vzduchovou částici ve svislém směru. Pokud tato částice jeví po svém počátečním vychýlení tendenci k návratu do původní hladiny z_0 , označíme stav atmosféry jako stabilní. V opačném případě, kdy vychýlená částice urychleně pokračuje v započatém vertikálním pohybu a zvětšuje svoji výchylku už bez působení

počátečního vnějšího impulsu, se atmosféra nachází v instabilním (labilním) stavu. Mezním případem je indiferentní stav, ve kterém vychýlená vzduchová částice nejeví tendenci ke zvětšování počáteční výchylky, ani se samovolně nevrací zpět do původní polohy.

Výše popsanou situaci zkusíme vyjádřit pomocí rovnic. Mějme vzduchovou částici o teplotě T' a hustotě ρ' , kterou obklopuje vzduch o teplotě T_e a hustotě ρ_e . Protože tlak uvnitř vzduchové částice se okamžitě přizpůsobuje okolnímu atmosférickému tlaku p , můžeme pro tuto částici napsat stavovou rovnici jako

$$\frac{p}{\rho'} = RT', \quad (1.1)$$

kdežto pro okolní vzduch platí rovnice

$$\frac{p}{\rho_e} = RT_e. \quad (1.2)$$

Vzájemným vydělením právě uvedených vztahů dostáváme rovnici

$$\frac{\rho'}{\rho_e} = \frac{T_e}{T'}. \quad (1.3)$$

Na již zmiňovanou vzduchovou částici působí nejen tíže \mathbf{G} , ale podle Archimédova zákona také nadlehčující síla \mathbf{F}' , která je rovna záporně vzaté tíži okolního vzduchu, jenž by zaujal objem dané částice. Následujícím vztahem tedy vyjádříme celkovou sílu \mathbf{F}_v působící na částici ve vertikálním směru jako

$$\mathbf{F}_v = \mathbf{G} + \mathbf{F}'. \quad (1.4)$$

Dále si postupně rozepíšeme jednotlivé síly v rovnici (1.4). Výsledná síla \mathbf{F}_v představuje podle druhého Newtonova pohybového zákona součin hmotnosti částice a zrychlení jejího vertikálního pohybu \mathbf{a}_v , platí tedy rovnice

$$\mathbf{F}_v = \mathbf{a}_v V \rho', \quad (1.5)$$

v níž V je objem uvažované částice o hustotě ρ' . Tíži \mathbf{G} můžeme jednoduše zapsat vztahem

$$\mathbf{G} = \mathbf{g} V \rho', \quad (1.6)$$

ve kterém \mathbf{g} představuje tíhové zrychlení. Nadlehčující sílu \mathbf{F}' vypočítáme prostřednictvím Archimédova zákona jako

$$\mathbf{F}' = -\mathbf{g} V \rho_e, \quad (1.7)$$

kde ρ_e je hustota vzduchu a znaménko minus na pravé straně říká, že nadlehčující síla \mathbf{F}' působí proti směru vektoru tíhového zrychlení \mathbf{g} . Dosazením rovnic (1.5 – 1.7) do rovnice (1.4) a použitím vztahu (1.3) dostáváme po úpravě

$$\mathbf{a}_v = -\mathbf{g} \frac{T' - T_e}{T_e}. \quad (1.8)$$

Tento vzorec představuje základ metody částice a používá se k orientačnímu vyhodnocování stabilitních poměrů ve vzduchových hmotách.

V průběhu přemísťování vzduchové částice o teplotě T_0 z hladiny z_0 do výše ležící hladiny $z_0 + d$ se její teplota mění. Vystupující částice si během svého vertikálního pohybu v atmosféře zpravidla nestačí významnější měrou vyměňovat teplo s okolím. Předpokládáme proto, že tato vzduchová částice je tepelně izolovaná. Změna její teploty je potom způsobena pouze vlastním rozpínáním (při výstupu) nebo stlačováním (při sestupu) v důsledku změny atmosférického tlaku s výškou. V případě, že nedochází k fázovým změnám vody, můžeme tento děj považovat za adiabatický. Označíme tedy T' teplotu zmíněné vzduchové částice po jejím přemístění do hladiny $z_0 + d$ a T_e teplotu okolního vzduchu v hladině $z_0 + d$. Předpokládáme-li vzduch nenasyčený vodní párou a je-li mezi hladinami z_0 a $z_0 + d$ lineární průběh teploty vzduchu s výškou, můžeme tyto teploty vyjádřit vztahy

$$T' = T_0 - \gamma_a d, \quad (1.9)$$

$$T_e = T_0 - \gamma d, \quad (1.10)$$

v nichž γ_a značí suchoadiabatický gradient a γ lokální vertikální gradient teploty, definovaný vztahem

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1.11)$$

kde z je v tomto případě vertikální osa v pravoúhlé souřadnicové soustavě. Pokud dosadíme do (1.8) za T' a T_e , obdržíme vztah

$$\mathbf{a}_v = -\mathbf{g} \frac{(\gamma - \gamma_a)}{T_0 - \gamma d} d \quad (1.12)$$

a zcela analogicky postupujeme pro nasycený vzduch. Zde však místo γ_a použijeme za předpokladu nasyceně adiabatického děje nasyceně adiabatický gradient γ_s .

Směr zrychlení \mathbf{a}_v je rozhodujícím kritériem pro určení stabilitních podmínek. Ten určíme z rovnice (1.12) podle znaménka rozdílu $\gamma - \gamma_a$ (pro nenasyčený vzduch) nebo $\gamma - \gamma_s$ (pro nasycený vzduch).

Kritéria můžeme vyjádřit následujícími relacemi:

- $\gamma > \gamma_a > \gamma_s$... absolutně instabilní zvrstvení, tj. instabilní stav atmosféry pro nenasycený i nasycený vzduch,
- $\gamma = \gamma_a > \gamma_s$... indiferentní zvrstvení vzhledem k nenasycenému vzduchu a instabilní zvrstvení pro nasycený vzduch,
- $\gamma_a > \gamma > \gamma_s$... podmíněně instabilní zvrstvení, tj. instabilní vůči nasycenému a stabilní pro nenasycený vzduch,
- $\gamma_a > \gamma = \gamma_s$... stabilní zvrstvení vůči nenasycenému vzduchu a indiferentní vzhledem k nasycenému vzduchu,
- $\gamma_a > \gamma_s > \gamma$... absolutně stabilní zvrstvení, tj. stabilní stav atmosféry pro nenasycený i nasycený vzduch.

Určení stabilitních podmínek je tedy možné slovně shrnout do následujících kritérií:

Instabilní stav nastává tehdy, klesá-li teplota vzduchu v atmosféře s výškou rychleji ve srovnání s hodnotou suchoadiabatického (nenasycený vzduch), resp. nasyceně adiabatického (nasycený vzduch) gradientu. Malý počáteční impuls může vést k rozvoji významných vertikálních pohybů a k intenzivnímu promíchávání vzduchové hmoty.

Stabilní stav atmosféry můžeme pozorovat, pokud teplota klesá s výškou pomaleji, než odpovídá adiabatickému výstupu vzduchové částice nebo se s výškou nemění (izotermie), popř. roste (teplotní inverze). V tomto případě jsou vertikální pohyby v atmosféře bržděny, promíchávání vzduchu se tlumí.

Indiferentní stav ovzduší je reprezentován situací, kdy pokles teploty vzduchu s výškou odpovídá adiabatickému gradientu (suchoadiabatický pro nenasycený vzduch, nasyceně adiabatický pro vzduch nasycený vodní párou).

Pro analýzu stabilitních podmínek v atmosféře se většinou používá právě tato metoda. Podává totiž základní informaci o možném vertikálním rozsahu konvekce a o souvisejících povětrnostních jevech. Je také základem pro výpočet indexů stability. Použitím metody částice např. k odhadům vertikálního rozsahu a vývoje konvekčních (kupovitých) oblaků vytvářených tzv. termickou konvekcí (viz kapitola 2) se však zpravidla dopouštíme značných nepřesností. Tyto chyby souvisejí se zanedbáním vlivu sestupných pohybů chladnějšího vzduchu obklopujícího vzestupné proudy, které vznikají nad intenzivněji zahřívánými místy zemského povrchu. V metodě částice se rovněž neuvažuje vtahování okolního chladnějšího vzduchu do vzestupných proudů. Tyto výše zmíněné faktory snižují vertikální dosah vzestupných konvekčních pohybů v instabilních vzduchových hmotách.

1.2 Metoda vrstvy

Tato metoda se používá k hodnocení stabilitních podmínek v konvekčních (kupovitých) oblacích, kde jsou vzestupné proudy tvořeny nasyceným vzduchem a kompenzující sestupné pohyby obvykle probíhají ve vzduchu nenасыceném vodní párou. Na rozdíl od metody částice se zde tedy počítá s vlivem sestupných pohybů chladnějšího vzduchu obklopujícího vzestupné pohyby.

Uvažujeme hladinu z_1 s teplotou T_1 , ve které je částice 1 a hladinu z_2 o teplotě T_2 s částicí 2. Tyto hladiny reprezentují dolní a horní hranici dané vzduchové vrstvy. V této vrstvě uvažujeme lokální vertikální gradient teploty γ konstantní s výškou, platí proto

$$T_2 = T_1 - \gamma(z_2 - z_1). \quad (1.13)$$

Předpokládáme, že vzduchová částice 1 se začne pohybovat směrem vzhůru z hladiny z_1 a ve stejném okamžiku začne klesat částice 2 z hladiny z_2 . V určitém okamžiku dospějí obě částice do hladiny z . Pokud ve výchozích hladinách měly obě zmíněné částice stejnou teplotu jako okolní vzduch, částice 1 má potom v hladině z teplotu

$$T'_1 = T_1 - \gamma_s(z - z_1), \quad (1.14)$$

zatímco částice 2

$$T'_2 = T_2 - \gamma_a(z_2 - z). \quad (1.15)$$

V případě platnosti vztahu

$$\Delta T \equiv T'_1 - T'_2 > 0 \quad (1.16)$$

bude pohyb částice směřující vzhůru urychlován archimédovskými vztlakovými silami. Tento stav určíme jako instabilní. Opačnou situaci, kdy platí

$$\Delta T \equiv T'_1 - T'_2 < 0, \quad (1.17)$$

označíme jako stabilní. Vzestupný pohyb částice 1 je bržděn archimédovskými silami působícími nyní směrem dolů. Mezním případem je indiferentní stav, kdy $T'_1 = T'_2$.

Nyní uvažujeme vzhůru stoupající vzduch o hustotě ρ_1 , plochu vzestupných proudů v horizontálním řezu označíme A_1 . Stejně veličiny pro sestupné vzdušné proudy představují symboly ρ_2 a A_2 . Nutnou podmínku zachování kontinuity proudění potom vyjádříme jako

$$\rho_1 A_1 v_{z1} = \rho_2 A_2 v_{z2}, \quad (1.18)$$

kde v_{z1} , resp. v_{z2} značí velikost vertikální rychlosti vzestupných, resp. sestupných vzdušných proudů. Pro jednoduchost zavedeme $S_1 = \rho_1 A_1$ a podobně $S_2 = \rho_2 A_2$. Za předpokladu, že částice 1 a 2 opustily výchozí hladiny z_1 a z_2 ve stejném okamžiku, a pomocí vztahu (1.18) získáváme rovnost

$$\frac{v_{z1}}{v_{z2}} = \frac{\rho_2 A_2}{\rho_1 A_1} = \frac{z - z_1}{z_2 - z}, \quad (1.19)$$

kteřou lze upravit do tvaru

$$z = \frac{S_1 z_1 + S_2 z_2}{S_1 + S_2}. \quad (1.20)$$

Vyjádříme-li rozdíl teplot ΔT mezi stoupajícím a sestupujícím vzduchem v hladině z pomocí (1.13 – 1.15) a poté dosadíme za z ze vztahu (1.20), dostáváme po úpravě

$$\Delta T = (z_2 - z_1) \left(\gamma - \frac{\gamma_a S_1 + \gamma_s S_2}{S_1 + S_2} \right). \quad (1.21)$$

Protože $z_2 - z_1 > 0$, platí pro $\Delta T > 0$

$$\gamma > \frac{\gamma_a S_1 + \gamma_s S_2}{S_1 + S_2} \quad (1.22)$$

a obdobně pro $\Delta T < 0$ dostáváme

$$\gamma < \frac{\gamma_a S_1 + \gamma_s S_2}{S_1 + S_2}. \quad (1.23)$$

Vzhledem k interpretaci vztahů (1.16 – 1.17) představují nerovnice (1.22 – 1.23) přímá kritéria pro hodnocení stabilitních podmínek podle metody vrstvy.

1.3 Metoda vtahování

Zde se narozdíl od metody částice uvažuje také vtahování okolního chladnějšího vzduchu do vzestupných proudů. V [4] se uvádí, že vzestupné proudy relativně teplého a nasyceného vzduchu, které vytvářejí nad kondenzační hladinou konvekční (kupovité) oblaky, jsou zpravidla podstatně ovlivňovány mísením oblačného vzduchu s chladnějším a nenasyceným vzduchem z okolí. Toto promíchávání je samo o sobě spojeno se snižováním teploty vzestupného proudu. Kromě toho při nasycování vzduchu vtaženého do oblaku dochází k vypařování oblačných vodních kapiček, což se projevuje spotřebováním latentního tepla a dalším poklesem teploty.

Výpočty, které se používají v metodě vtahování, se v provozní praxi často nahrazují snadným a rychlým grafickým vyhodnocováním na termodynamických diagramech. Touto metodou se zde ale podrobněji zabývat nebudeme (více viz [4]).

Kapitola 2

Konvektivní jevy

2.1 Konvekce

Atmosférickou konvekcí (z lat. *convectio* = přívod, dodávka) rozumíme podle [3] vzestupné a kompenzující sestupné pohyby vzduchu v atmosféře vyvolané archimédovskými vztlakovými silami. Ty se uplatňují v případě horizontálně nehomogenního pole teploty vzduchu. Při tomto pohybu dochází k přenosu tepla a vodní páry v atmosféře.

Konvekce vzniká především z termických příčin během teplých slunečných dnů, kdy dochází k nerovnoměrnému ohřívání zemského povrchu (tzv. termická konvekce). Rozdíly v teplotách jednotlivých ploch jsou způsobeny jak vlastnostmi povrchu (albedo, tepelná vodivost, tepelná kapacita), tak orientací určité oblasti vůči dopadajícímu slunečnímu záření. Nesmíme opomenout, že silnými tepelnými zdroji mohou být také místa požárů nebo velké průmyslové a energetické zdroje odpadního tepla unikajícího do atmosféry (uvedeno v [1]). Vzduch nad více zahřátými místy se od povrchu ohřívá a rozpíná, takže jeho hustota klesá. Tím se stává lehčím než vzduch v jeho okolí a díky Archimédovu zákonu začíná vystupovat do výšky. Podle [1] se výstupné proudy pohybují rychlostí řádově metry za sekundu, v extrémních případech až několik desítek metrů za sekundu. Tyto vzestupné proudy jsou kompenzovány sestupnými pohyby okolního chladnějšího vzduchu. Nutnou podmínkou pro rozvoj termické konvekce je instabilní teplotní zvrstvení. Výskyt konvekčních pohybů je také mj. předpokladem pro bezmotorové létání.

Horní hranice konvekce se mění v závislosti na povětrnostní situaci a roční době, může být ve výšce řádově stovky až tisíce metrů. Tam, kde výstupné pohyby vzduchu dosáhnou kondenzační hladiny, se vytváří konvekční oblačnost. Mívá výrazný denní chod s maximem výskytu v brzkých odpoledních hodinách, kdy je vzduch v přízemní vrstvě nejteplejší.

Konvekční pohyby vzduchu jsou často uspořádány do určitých jednotek, tzv. konvekčních buněk, z nichž každá obsahuje vzestupný a sestupný vzduchový proud.

Podle [1] jsou horizontální rozměry těchto buněk obvykle desítky metrů až několik kilometrů a jejich tvar může nabývat rozmanitých podob. Pro vznik konvekčních buněk je třeba, aby vertikální teplotní gradient přesahoval určitou kritickou hodnotu, která závisí na tloušťce konvekční vrstvy a na intenzitě turbulentního promíchávání. Vlastní vývoj a tvar buněk je významně ovlivňován rychlostí a vertikálním stříhem horizontálního proudění a v neposlední řadě také vlastnostmi povrchu. Zvláštním případem extrémně silně vyvinutých konvekčních buněk jsou potom bouřkové buňky.

2.2 Bouřka

Bouřka je podle [3] definována jako soubor elektrických, optických a akustických jevů v atmosféře, které vznikají mezi oblaky druhu Cumulonimbus (Cb) navzájem nebo mezi těmito oblaky a zemí. Bouřka bývá doprovázena mnoha nebezpečnými meteorologickými jevy jako jsou prudké nárazy větru, silné výstupné a sestupné pohyby, vydatné přeháňky, krupobití, smršťe apod. Ve středních zeměpisných šířkách se bouřka na pevnině vyskytuje nejčastěji v létě, v zimě je velmi vzácná.

Bouřkové oblaky patří vždy k druhu Cb, avšak výskyt Cb není jedinou podmínkou pro rozvoj bouřkové činnosti. Svědčí pouze o přítomnosti takových procesů v atmosféře, které jsou pro vznik bouřky nezbytné a potenciálně k ní mohou vést. Cb je mohutný a hustý oblač s vertikálním rozsahem nejméně několik km, často dosahující až do spodní stratosféry. Jak uvádí [1], v našich zeměpisných šířkách je bouřkový oblač z mikrostrukturálního hlediska vždy smíšeným (přinejmenším ve svých středních partiích). V blízkosti spodní základny většinou obsahuje pouze vodní kapičky, zatímco jeho vrcholky mají často charakter čistě ledového oblaku. Společná existence ledových částic a kapek přechlazené vody ve značné části celkového objemu Cb umožňuje vznik intenzivního vypadávání srážek a zřejmě podmiňuje i projevy bouřkové elektřiny.

Jak je popsáno v [1], bouřkový oblač je zpravidla komplexním útvarem a skládá se z několika jednotek, tzv. bouřkových buněk, z nichž každá postupně prochází následujícími vývojovými stadii:

Stadium Cumulu Bouřková buňka je tvořena vzestupným proudem relativně teplého vzduchu, v němž dochází nad kondenzační hladinou ke vzniku oblačných kapiček, popř. i ledových částic. Strukturou a vzhledem se buňka v tomto stadiu prakticky neliší od silně vyvinutého Cumulu se spojitým vzestupným proudem.

Stadium zralosti Vzestupný proud teplého vzduchu stále existuje (často ještě zesiluje), vyskytuje se však na čelní straně buňky, která se pohybuje v poli horizontálního proudění. V její týlové části se vytváří sestupný proud relativně velmi studeného vzduchu, jemuž je teplo odebíráno především částečným vypařováním padajících srážkových elementů. V této oblasti dochází k nejintenzivnějšímu vypadávání srážek. Oblačné částice bývají v horních partiích Cb

vynášeny daleko před něj, oblak tak dostává charakteristický vzhled kovadliny (lat. *incus*). Studený vzduch přiváděný sestupným proudem dolů se pod oblakem roztéká, a to zejména ve směru proudění, čímž na čelní straně buňky dochází k vyzvedávání teplejšího vzduchu. Tento pohyb podporuje delší trvání i rozvoj vzestupného proudu. V tomto vývojovém stadiu se objevují bleskové výboje.

Stadium rozpadu Vzestupný proud slábne a postupně zaniká. Studené sestupné proudy vzduchu zahlcují celou buňku a působí její rozpad.

V [1] se uvádí, že jednotlivé buňky tvořící ve svém souhrnu bouřku bývají v daném okamžiku v různých vývojových stadiích. Vzájemně se střídají v projevech bouřkové aktivity a někdy ji tak udržují i po relativně dlouhou dobu. Životnost celého systému je pak delší než životnost jedné buňky a může dosáhnout až několika hodin.

2.3 Předpověď konvektivních jevů

Konvekce velkého vertikálního rozsahu, při níž dochází k vývoji srážkových konvektivních oblaků (druh Cumulonimbus – Cb), zabírá značnou vertikální část troposféry. Tento fenomén se vyskytuje téměř po celé Zemi, nejčastější je však nad teplými tropickými oceány a nad kontinenty zasahujícími z tropů až do středních zeměpisných šířek.

Silná konvekce s sebou přináší značné škody v podobě lokálních povodní z přívalových srážek, poškození úrody nebo majetku krupobitím a silným větrem, který často působí problémy i v silniční a železniční dopravě. Správná předpověď silných konvektivních jevů umožňuje včas naplánovat a vykonat patřičná opatření k tomu, aby se těmito škodám předešlo. Metody předpovědi bouřek jsou založeny na zhodnocení fyzikálního stavu atmosféry s přihlédnutím k podmínkám nutným pro vznik mohutného kupovitého oblaku. Jak uvádí [7], při předpovědi bouřek je nutno sledovat zejména následující faktory: teplotní zvrstvení atmosféry (určeno vertikálním teplotním gradientem γ), vertikální rozložení vlhkosti vzduchu, konvergenci a divergenci vzdušného proudění při zemi a ve vyšších hladinách atmosféry, intenzitu uspořádaných výstupných a kompenzujících sestupných proudů, advekcí vzduchu v jednotlivých hladinách a transformaci vzduchových hmot. Většina předpovědních metod však kvůli složitosti uvažuje jen některé z těchto faktorů.

Podrobnější a přesnější předpověď konvekce je zpravidla možná jen na relativně krátkou dobu, v tomto případě hovoříme o tzv. nowcastingu. Úspěšnost nowcastingu - velmi krátkodobá předpověď s dobou platnosti 0 – 12 hodin¹ - je závislá na kvalitě a množství dostupných údajů. Z aerologických měření jsou nejdůležitější vertikální

¹V České republice se tímto termínem rozumí také extrapolační předpověď s dobou platnosti 0 – 2 hodiny.

profily teploty, vlhkosti a větru. Z nich se vypočítávají indexy stability (instability) atmosféry, které umožňují určit, zda v uvažovaném předpovědním období budou v dané oblasti (na stanici) vhodné či nevhodné podmínky pro vznik a vývoj konvekce. Tyto údaje tak slouží k hodnocení míry stability vzduchové hmoty a tedy ke stanovení pravděpodobnosti bouřek či nízké oblačnosti a mlh (viz [10]).

Nowcasting (silné) konvekce je rozdělen do následujících fází: včasné varování, detekce/identifikace konvekce a předpověď vývoje konvekce a s ní spojeného počasí. Hlavní úlohou včasného varování vzniku konvekce je předpovědět územní a časové rozdělení pravděpodobnosti očekávané silné konvekce, především pak určení oblasti s větší pravděpodobností bouřek. Důležitý je také odhad pravděpodobného typu konvekce (její struktura, měřítko a nebezpečnost příslušných povětrnostních jevů).

Časová a prostorová lokalizace spouštěcích mechanismů pro vznik výstupného proudu je však zároveň jednou z nejtěžších částí předpovědi konvekce. Na vyvolání výstupného proudu se může podílet mnoho atmosférických procesů, jako např. konvergence na frontálním rozhraní, orograficky podmíněný výstup nebo lokální prohřátí zemského povrchu. Nutnou podmínkou pro vývoj srážkové konvekce je však instabilní zvrstvení atmosféry v dostatečně mohutné vertikální vrstvě.

Předpověď samotných bouřek je provázána celou řadou problémů - bouřky se vyvíjejí velmi rychle a spontánně, potom se většinou rozšiřují z místa svého původního vzniku. Bouřky mohou být pozorovány všemi konvenčními metodami, hlavně pomocí metod dálkové detekce, ke kterým patří družicové údaje, údaje z meteorologických radarů a údaje ze systémů detekce blesků. Tyto metody mají obzvláštní důležitost při detekci a identifikaci bouřek - jejich výhodou je zejména vysoká prostorová a časová rozlišovací schopnost. Ukazují téměř aktuální vývoj konvektivních systémů a poskytují velmi podrobný plošný přehled důležitého vývoje meteorologických objektů. Nevýhodou metod dálkové detekce je někdy nelehká interpretace příslušných údajů (viz [10]).

Pro vlastní předpověď vzniku bouřek je důležité také odhadnout případný vliv orografie. Z klimatologie bouřek je známé, že určité oblasti s typickou orografií mají více bouřek než jiné regiony, což pomáhá při stanovení oblastí s větší pravděpodobností vzniku bouřek. Orografie má svůj vliv také na denní chod bouřkové činnosti. Je známo, že na pevnině se nejvíce bouřek vyskytuje v pozdním odpoledni, dřívější vývoj nastává ve vyšších polohách. Na pobřeží je hlavní maximum bouřek oproti pevnině opožděné s podružným maximem v pozdních večerních hodinách.

Kapitola 3

Indexy stability

Při předpovědi srážkové konvekce je třeba vzít v úvahu jak existenci prostředí, které je příznivé pro vývoj konvekční oblačnosti s dostatečnou vertikální mohutností, tak posouzení spouštěcích mechanismů pro vznik výstupných proudů, jež se ve vhodném konvekčním prostředí budou vyvíjet. Základní vlastností prostředí, jež podporuje vývoj srážkové činnosti, je alespoň podmíněně instabilní zvrstvení atmosféry v dostatečně mohutné vertikální vrstvě (viz [8]).

Jako indexy stability, resp. instability, označujeme číselně vyjádřené míry stability vertikálního teplotního zvrstvení. Na základě úvah vycházejících z metody částice bylo vyvinuto velké množství indexů. Jak uvádí [8], řada z nich (odvozených už v 50. letech minulého století) se používá při předpovědi konvekce i v současnosti. Tyto indexy odhadují výskyt srážkové konvekce, který předpokládáme při překročení statisticky podložené prahové hodnoty indexu. V meteorologické praxi se používají s rozličnou úspěšností, ověřené jsou často jen na teritoriu území, kde se provozně využívají. Podobně jako v [8] jsme pro přehlednost rozdělili indexy do dvou skupin.

3.1 Jednoduché bouřkové indexy

Nejjednodušší indexy jsou si navzájem velmi podobné, protože vycházejí z hodnot teploty a vlhkosti ve fixních (zpravidla standardních) izobarických hladinách. Hlavní výhoda těchto indexů spočívá v jejich přehlednosti, jednoduchosti a rychlosti odhadu podmínek pro rozvoj konvekce. Do této skupiny patří také indexy uvažující instabilitu předem definované vrstvy, nebo indexy počítající s adiabatickými změnami vystupující vzduchové částice. Každý z níže uvedených indexů má své silné a slabé stránky. Nemůže kompletně charakterizovat stav atmosféry, protože důležité detaily teplotního zvrstvení mohou být v těchto indexech zanedbány. Zohledňují v sobě však dva hlavní faktory podporující vznik bouřek - instabilitu zvrstvení a vlhkost vzduchu v různých hladinách. Pro svoji jednoduchost a časovou nenáročnost je lze vhodně využít v provozní službě.

Faustův index

V České republice se tradičně používá index Fausta, který je definován jako

$$FI = T_f - T_{500}, \quad (3.1)$$

kde T_{500} reprezentuje teplotu v izobarické hladině 500 hPa a T_f je teplota nasycené vzduchové částice obsahující kondenzované produkty, které se vypařují do okolního nenasyčeného prostředí. Hodnota T_f se stanoví z tabulky, kterou odvodil Faust pro praktické použití indexu, podle následujícího vztahu

$$T_f = -\text{tab} \left(\frac{T_{d850} + T_{d700} + T_{d500}}{3}, T_{850} \right),$$

kde T_{dxxx} je teplota rosného bodu v izobarické hladině xxx hPa. Tabulka je uvedena např. v [7] na str. 167. Jak je vidět, tato předpovědní metoda je založena na předpokladu neadiabatičnosti atmosférických dějů. Hodnoty $FI \geq 0$ odpovídají labilitě atmosféry, $FI < 0$ značí stabilitu vzduchu.

K index

Jedním z nejpoužívanějších indexů této třídy je *K* index (nazývaný také jako Whitingův index). Byl koncipován pro předpověď bouřek uvnitř vzduchové hmoty, tj. bez působení front. Hodnoty tohoto indexu se používají pro předpověď procentuální plochy, na které dojde k tvorbě kupovité oblačnosti (viz [9]).

Tato metoda vychází z vertikálního teplotního gradientu mezi hladinami 850 hPa a 500 hPa, určeného rozdílem teplot v těchto hladinách, z rosného bodu v hladině 850 hPa a z deficitu rosného bodu v hladině 700 hPa. *K* index je tedy definován vztahem

$$K = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T - T_d)_{700}, \quad (3.2)$$

ve kterém T_{xxx} značí teplotu v izobarické hladině xxx hPa a T_{dxxx} je odpovídající teplota rosného bodu. Při předpovědi bouřek se používá stupnice uvedená v tabulce 3.1.

Jak je vidět z tabulky 3.1, při vysokých hodnotách *K* indexu se předpovídají četné, ale slabé bouřky. To je způsobeno skutečností, která se často objevuje v reálné atmosféře. Když jsou totiž výborné podmínky pro vývoj kupovité oblačnosti již brzo zrána, stává se, že postupem času je oblačností zaplněna celá obloha. Je tak výrazně zeslabeno působení slunečního záření podporujícího vznik dalších výstupných proudů, které by vytvářely bouřky. Typický denní koloběh oblačnosti pro tyto situace je tvořen brzkým vývojem oblačnosti typu Stratocumulus (Sc), která se v poledne přetváří na Cumuly (Cu) a odpoledne dochází k rozpadu této oblačnosti zpět na Sc nebo Altocumuly (Ac). Jak uvádí [9], tyto dny jsou obvyklé po některých přechodech studených front, kdy se zároveň prosazuje hřeben vysokého tlaku vzduchu.

Hodnota K indexu	Výskyt bouřek	Intenzita bouřek
$K < 15$	téměř bez bouřek	až silná
$15 < K < 20$	20 %	
$21 < K < 25$	20 - 40 %	ojedinělé bouřky
$26 < K < 30$	40 - 60 %	střední, místní bouřky
$31 < K < 35$	60 - 80 %	četné bouřky
$36 < K < 40$	80 - 90 %	slabá
$K > 40$	téměř jistota vzniku bouřek	

Tabulka 3.1: Pravděpodobnost výskytu bouřek uvnitř vzduchové hmoty v závislosti na hodnotách K indexu (upraveno dle [9])

Při malých (kladných) hodnotách K indexu ($10 < K < 15$) nejsou dobré podmínky pro četný vývoj bouřek, ale zároveň vládne obvykle slunečné počasí. Díky tomu je případný vznik bouřek silně závislý na změně zvrstvení při zemi v důsledku přehřátí. Mohou tak vzniknout ojedinělé silnější bouřky, které trvají při dalších vhodných podmínkách i delší dobu.

Nevýhodou K indexu je to, že nepopisuje situaci blízko země, tzn. že i při vysokých hodnotách v sobě nepromítá např. silnou inverzi teploty nalézající se ve výškách pod hladinou 850 hPa. Avšak v práci [5] poskytoval K index pro vybrané případy nejlepší výsledky v porovnání s SI_{850} , CAPE a dalšími indexy.

***KO*-index**

Jak uvádí [10], při posuzování instability je důležitý odhad jejího vývoje. Instabilita se zvětšuje, jestliže pokles ekvivalentně potenciální teploty ve vertikálním směru (potenciální instabilita) je spojený s výstupnými pohyby mezoměřítko a synoptického měřítko. V těchto případech se potenciální instabilita stává instabilitou aktuální. Typickým případem, kdy se potenciální instabilita přeměňuje ve skutečnou, je situace před studenou frontou v (sub)tropickém vzduchu a s přibližující se výškovou brázdou nízkého tlaku vzduchu v oblasti nevýrazných tlakových gradientů a přízemní vrstvou konvergence (viz [10]).

KO -index reprezentuje vertikální profil ekvivalentně potenciální teploty (izobaricky¹ formulované) Θ_e . Je definován vztahem

$$KO = \frac{1}{2}(\Theta_{e500} + \Theta_{e700} - \Theta_{e850} - \Theta_{e1000})^2. \quad (3.3)$$

¹Podle [4] se však izobarická ekvivalentní potenciální teplota používá zejména při analýze vzduchových hmot. Při analýze stabilitních podmínek za vynucených vertikálních pohybů ve vrstvách vlhkého vzduchu se využívá adiabatická ekvivalentní potenciální teplota.

²Za účelem snížení těžkostí při výpočtu KO -indexu ve vyšších polohách se hodnota ekvivalentně

Jak uvádí [10], z kombinace polí výstupných vertikálních rychlostí a negativních hodnot KO -indexu tedy vyplývá zvyšování instability. Synoptická zkušenost praví, že téměř veškeré bouřky se vyvíjejí v oblasti se záporným KO -indexem a že kombinace záporných hodnot KO -indexu a výstupných pohybů může zvýšit instabilitu v poměrně krátkém čase. Obzvláště v oblastech s velmi nízkými hodnotami indexu (-6 až -10) to vede většinou k velmi silným bouřkám.

Showalterův index

Dalším používaným indexem v České republice je index Showaltera SI . Lze jej částečně použít i při předpovědi frontálních bouřek. Je definován jako rozdíl mezi teplotou vzduchu v hladině 500 hPa a teplotou, kterou bude mít částice vyzdvižená suchoadiabaticky z hladiny 850 hPa³ do kondenzační hladiny a potom pseudoadiabatickým dějem přemístěna do hladiny 500 hPa (viz např. [7], [8]). Můžeme jej jednoduše zapsat jako

$$SI_{850} = T_{500} - T'_{850 \rightarrow 500}. \quad (3.4)$$

Kladná hodnota SI charakterizuje stabilní zvrstvení atmosféry, záporná hodnota labilní zvrstvení. Jak je uvedeno v [7], autor této metody (A. K. Showalter) empiricky zjistil meze pro tento index, jež jsou uvedeny v tabulce 3.2.

Hodnota SI	Pravděpodobnost výskytu bouřek
$3 \geq SI > 1$	přeháňky, ojediněle i bouřky
$1 > SI > -2$	pravděpodobnost vzniku bouřek vzrůstá
$-3 > SI$	četné a silné bouřky

Tabulka 3.2: Pravděpodobnost výskytu bouřek v závislosti na hodnotách SI (upraveno dle [7])

Protože výskyt bouřek je silně závislý na denní teplotě, SI nám poskytuje daleko lepší informaci než SLI . Příčinou je skutečnost, že v hladině 850 hPa (obvykle 1,5 km nad zemí) se již teplota velmi málo mění v důsledku oteplování zemského povrchu a je tedy méně závislá na době pozorování. Tj. v noci i ve dne dosahuje za jinak nezměněných podmínek přibližně stejné hodnoty. Použití Showalterova indexu má však také své nevýhody - vůbec nebere ohled na přízemní teploty. SI může např. vykazovat nereprezentativní hodnoty, jestliže se vrstva se zvýšenou vlhkostí nerozšířila od povrchu nad hladinu 850 hPa (viz [8]).

Existují různé modifikace SI (počítané programem PREKCALC - viz část 4.2):

$$SI_{700} = T_{500} - T'_{700 \rightarrow 500}, \quad (3.5)$$

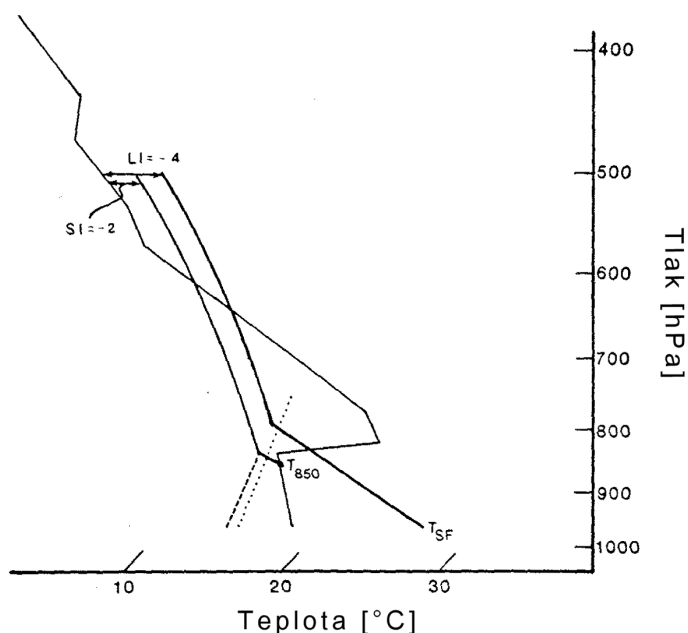
potenciální teploty v hladině 1000 hPa nahrazuje stejnou veličinou v hladině 925 hPa.

³Horské stanice používají některou z vyšších hladin.

$$SI_{CCL} = T_{500} - T'_{CCL \rightarrow 500}, \quad (3.6)$$

$$SI_{LCL} = T_{500} - T'_{LCL \rightarrow 500}, \quad (3.7)$$

kde CCL značí konvekční kondenzační hladinu (průsečík čáry přízemní hodnoty směšovacího poměru a křivky zvrstvení), LCL je výstupná kondenzační hladina (průsečík čáry přízemní hodnoty směšovacího poměru a přízemní suché adiabaty) a $T'_{CCL \rightarrow 500}$, resp. $T'_{LCL \rightarrow 500}$ reprezentuje teplotu částice v hladině 500 hPa, kterou vyzvedneme z CCL , resp. z LCL vlhkoadiabaticky.



Obrázek 3.1: Znázornění výpočtu Showalterova indexu SI a Lifted indexu LI (převzato z [2]). Teplotní profil je zakreslen úzkou plnou čarou. Dále je v grafu vyznačena křivka rosného bodu ve vlhké mezní vrstvě za stavu dobrého vertikálního promíchávání (přerušovaná čára) a konstantní směšovací poměr (tečkovaná čára). Silné plné čáry představují dráhu vystupující vzduchové částice z hladiny 850 hPa (začínající teplotou T_{850}) a ze zemského povrchu (začínající teplotou T_{SF}).

Surface-based lifted index

Tento index je asi nejpoužívanějším a nejsledovanějším. Pokud máme k dispozici aerologický diagram, je jeho zjištění velmi jednoduché. Můžeme říct, že Surface-based lifted index SLI (někdy označován pouze jako Lifted index LI) je modifikací Showalterova indexu. Vypočítá se totiž jako rozdíl mezi teplotou, která se vyskytuje

v hladině 500 hPa a teplotou, kterou dosáhne vzduchová částice po adiabatickém výstupu ze zemského povrchu do této hladiny. Předpokládáme zde suchoadiabatický výstup do kondenzační hladiny a poté nasyceně adiabatický výstup do izobarické hladiny 500 hPa. Lifted index můžeme tedy zapsat pomocí vzorce

$$SLI = T_{500} - T'_{ZP \rightarrow 500}. \quad (3.8)$$

Hodnoty tohoto indexu se pohybují v širokém rozmezí. Jak uvádí [9], při silně stabilních podmínkách v mohutných tlakových výších a v noci může SLI dosáhnout i čísel větších než +25. Při takových a obecně při větších kladných hodnotách je velká pravděpodobnost, že nedojde k vytváření výstupných proudů a tedy ani k přeháňkám či bouřkám. To ale nemusí platit vždy, neboť tento odhad může být výrazně podlomen přítomností fronty, která vytváří na svém čele výstupné proudy i za velmi stabilních situací.

Pokud v nevelké výšce nad zemí nebrání inverze či stabilní vrstva vzduchu, můžeme při malých záporných hodnotách SLI očekávat, že dojde k rozvoji kupovité oblačnosti. Velmi vysoké záporné hodnoty už téměř vždy předurčují výskyt silných bouřek. Konkrétněji to popisuje tabulka 3.3. Hodnoty SLI se pohybují v záporných hodnotách nejnižše kolem čísla -10, takové hodnoty jsou však velmi ojedinělé. V našich podmínkách se při očekávaných silných bouřkách hodnoty SLI pohybují nejčastěji okolo -6 (viz [9]).

Hodnota SLI	Pravděpodobnost výskytu bouřek
$SLI > 2$	silně stabilní zvrstvení, bouřky se nevyskytnou
$2 > SLI > 0$	pravděpodobnost vývoje bouřek je malá
$0 > SLI > -4$	přeháňky a bouřky pravděpodobné
$-8 > SLI > -4$	pravděpodobný vývoj silných bouřek
$SLI < -8$	možné ničivé bouře

Tabulka 3.3: Pravděpodobnost výskytu bouřek v závislosti na hodnotách SLI (upraveno dle [9])

Díky stabilní vrstvě vzduchu při zemi se na místě, kde jsou vypočítány záporné hodnoty SLI , nemusí bouřky vůbec objevit. Vysoká záporná hodnota tohoto indexu proto nemusí vždy předpovídat vznik bouřek. Obecným doporučením je používat Lifted index ve spojení s přihlédnutím k přízemnímu zvrstvení vzduchu. Jen tak lze správně předpovědět možný výskyt bouřky. Navíc jak je uvedeno v [9], Lifted index dosahuje hodnot příznivých pro vývoj bouřek pouze v odpoledních hodinách, využívá se tedy jen pro krátkodobou předpověď na několik hodin dopředu.

Total Totals index

Total Totals index je velmi sledovaným zejména v USA. Samotný TT vzniká podle [9] součtem dvou jiných indexů, indexu CT (Cross Totals) a indexu VT (Vertical Totals), které můžeme definovat vztahy

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (3.9)$$

$$VT = T_{850} - T_{500}. \quad (3.10)$$

Total Totals index potom zapíšeme jako

$$TT = CT + VT = T_{d850} + T_{850} - 2T_{500}. \quad (3.11)$$

CT a VT indexy se používají v různých částech světa. Při použití CT indexu je významná hodnota 26 a více, v případě VT indexu se hodnoty při bouřkových situacích pohybují alespoň nad 25, často až okolo 30 (viz [9]). Poměrně známý je význam CT v předpovědi četnosti bouřek. Jeho malé hodnoty favorizují výskyt izolovaných bouřek (málo vlhkosti), při větších hodnotách VT na úkor CT pak můžou vznikat silné izolované bouřky.

Prostý součet CT a VT tvoří TT index, který dosahuje nejčastějších hodnot v rozmezí 30 až 55. Při použití tohoto indexu je však téměř vždy nutné přihlédnout např. k SLI . Často se totiž zejména v Evropě vyskytují situace, kdy TT dosahuje hodnot přes 50 bez jakéhokoliv náznaku výskytu bouřek. To se stává např. i v zimním období, kdy je možnost výskytu bouřek a silných přeháněk daleko menší.

Je možno říci, že spolehlivost TT indexu je tím větší, čím jsou vyšší hodnoty CT . Velká vlhkost při zemi totiž podporuje vznik silných bouřek se silnými lijáky spíše než malá vlhkost při velké instabilitě (malé CT a velké VT), která naproti tomu podporuje vznik silných sestupných proudů a z toho plynoucí silný nárazovitý vítr v možných bouřkách. Hodnoty a s tím související výskyt bouřek uvádí tabulka 3.4.

Hodnota TT	Výskyt bouřek
$46 < TT < 49$	izolované ojedinělé bouřky
$50 < TT < 52$	místní bouřky
$53 < TT < 55$	četnější bouřky
$55 < TT$	četné a/nebo silné bouřky

Tabulka 3.4: Pravděpodobnost výskytu bouřek v závislosti na hodnotách TT (upraveno dle [10])

3.2 Složitější bouřkové indexy

První skupina indexů je počítána z parametrů ve vybraných standardních izobarických hladinách. Sděluje nám informaci o stabilitě nebo labilitě atmosféry, a tedy o pravděpodobnosti dne bez bouřky nebo s bouřkou. Na rozdíl od této skupiny indexů byly vyvinuty metody posuzující konvekční prostředí pomocí vertikálně integrovaných veličin (viz [8]). Např. integrální veličina CAPE mapuje celou vrstvu prostředí, ve kterém se má bouřková oblačnost tvořit, vypovídá tak o možné intenzitě konvekce (viz [6]). Existuje celá řada složitějších indexů, kterými se zde vzhledem k rozsahu práce nezabýváme.

CAPE

CAPE (z angl. *Convective Available Potential Energy*) je dalším z prostředků, jak stanovit míru instability atmosféry. Má tu přednost, že uvažuje celý výškový rozsah, ve kterém působí nezáporná vztlaková síla. Jak je uvedeno v [6], CAPE představuje práci vykonanou vztlakovou silou okolního prostředí na adiabaticky izolovanou vzduchovou částici, která vystupuje z hladiny volné konvekce *LFC* do hladiny nulového vztlaku *EL*. Vzhledem k tomu, že síla vztlaku působící na částici v dané výškové hladině z je úměrná rozdílu teploty částice $T(z)$ a teploty okolí $T_e(z)$, můžeme CAPE vyjádřit jako

$$\text{CAPE} = g \int_{T \geq T_e} \frac{T(z) - T_e(z)}{T_e(z)} dz, \quad (3.12)$$

kde g je tíhové zrychlení (viz [6]).

CAPE je uváděna v jednotkách J/kg. Je jedním z prekurzorů kombinujících jak vlhkost v mezní vrstvě, tak teplotní zvrstvení volné atmosféry. Od roku 2001 je počítána i jako prognostická veličina modelem ALADIN (viz [6]). Na termodynamickém diagramu je CAPE nad konvekční kondenzační hladinou reprezentována plochou mezi křivkou zvrstvení a nasycenou adiabatou pro tuto vrstvu (viz obrázek 3.2).

Hodnoty CAPE jsou značně citlivé na vlhkost vzduchu při zemském povrchu. Jak je uvedeno v [2], vzestup směšovacího poměru pouze o 1 g/kg může zvýšit hodnotu CAPE o 20 % a odhad maximální vertikální rychlosti až o 10 %. Typické hodnoty CAPE pro dny s mírnou až silnou konvekci se pohybují od 1 000 do 3 000 J/kg, maximální pozorované hodnoty byly zjištěny v USA v rozmezí 5 000 – 7 000 J/kg (viz [2]). Pro evropské prostředí ve dnech s kroupami uvádí [6] průměrnou hodnotu CAPE 660 J/kg.

Jak uvádí [6], standardní způsob výpočtu CAPE, vycházející z přízemních hodnot teploty a vlhkosti, nedává především pro noční aerologické výstupy dobré výsledky. Bylo proto navrženo několik modifikací výpočtu, které jsou mj. také vyhodnocovány programem PREKCALC (podrobněji v části 4.2). Získané hodnoty by tak měly poskytovat dostatečně podloženou informaci o potenciální zásobě konvekční energie

Hodnota CAPE	Konvektivní činnost
CAPE < 300	malá, nevýznamná
300 < CAPE < 1000	slabá
1000 < CAPE < 2000	mírná
2000 < CAPE < 3000	silná
3000 < CAPE	velmi silná

Tabulka 3.5: Pravděpodobnost výskytu bouřek v závislosti na hodnotách CAPE (upraveno dle [9])

v atmosféře. Používají se následující modifikované hodnoty CAPE (převzato z [6]):

CAPE_{LCL} bere v úvahu výskyt nočních inverzí a promíchávání vzduchové vrstvy o vertikální mohutnosti 50 hPa od zemského povrchu. Výpočet CAPE začíná z přízemní teploty odpovídající průměrné potenciální teplotě vrstvy a rosný bod je stanoven z průměrného směšovacího poměru.

CAPE_{CCL} začíná výpočet v modifikované konvekční kondenzační hladině, která se stanoví jako průsečík křivky zvrstvení a průměrné izogramy ve vrstvě od zemského povrchu do 850 hPa.

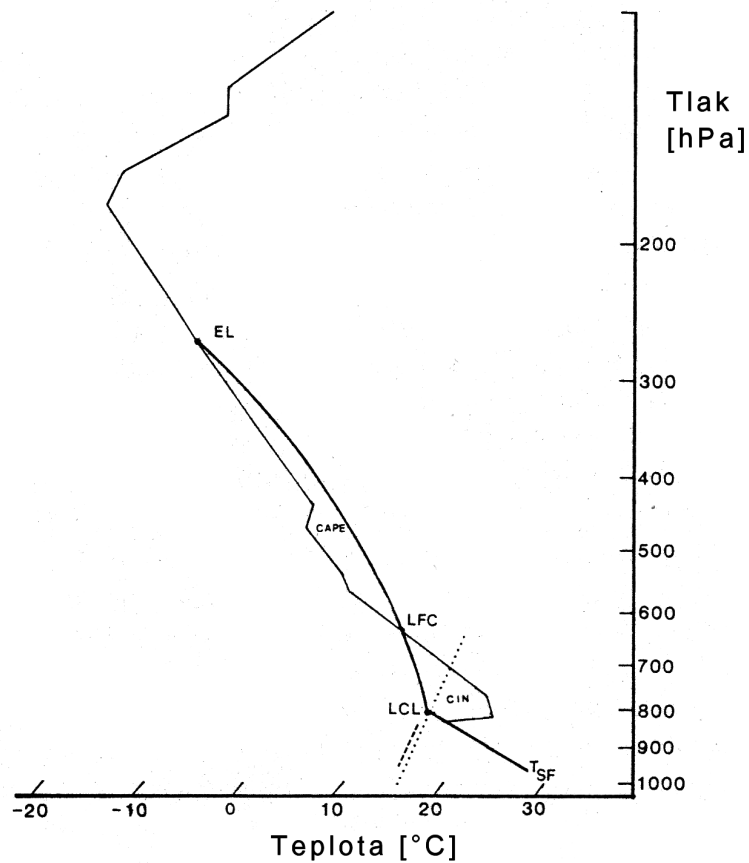
CAPE₈₅₀ začíná výpočet CAPE z hladiny 850 hPa a počítá se z hodnoty teploty a směšovacího poměru v této hladině.

Existence CAPE je nezbytnou, ale nikoliv postačující podmínkou pro vývoj konvekce. Je to způsob, jak zhodnotit energetický potenciál atmosféry, který může ale nemusí být uvolněn. Jejímu uvolnění musí předcházet spouštěcí mechanismus, jako např. zahřátí na teplotu volné konvekce, přechod frontálního rozhraní nebo vertikální pohyb vyvolaný konvergencí přízemního proudění či překonáním orografické překážky (viz [6]). Pro předpověď silné konvekce je potom nutná diskuze hodnoty CIN.

CIN

CIN (z angl. *Convective INhibition*) znázorňuje práci, kterou je třeba vykonat k vyzvednutí adiabaticky izolované vzduchové částice s nulovou počáteční rychlostí od zemského povrchu do hladiny volné konvekce *LFC* (viz [2]). Pro vyjádření CIN jako kladné veličiny můžeme použít výraz

$$\text{CIN} = -g \int_0^{\text{LFC}} \frac{T(z) - T_e(z)}{T_e(z)} dz. \quad (3.13)$$



Obrázek 3.2: Ilustrace CAPE a CIN na termodynamickém diagramu (převzato z [2]). T_{SF} je teplota zemského povrchu, úzká plná čára znázorňuje teplotní zvrstvení, přerušovaná čára představuje rosný bod ve vlhké mezní vrstvě za stavu dobrého vertikálního promíchávání a tečkovaná čára konstantní směšovací poměr. CAPE je úměrná ploše mezi křivkou zvrstvení a nasycenou adiabatou (silná plná čára), která protíná hladinu LFC. Silná plná čára mezi povrchovou teplotou a hladinou LCL reprezentuje suchou adiabatou. CIN je úměrný ploše mezi křivkou zvrstvení, vlhkou adiabatou procházející hladinou LCL a suchou adiabatou spojující LCL s T_{SF} .

Na termodynamickém diagramu odpovídá CIN ploše mezi křivkou zvrstvení a suchou resp. vlhkou adiabatou spojující zemský povrch s hladinou LFC (viz obrázek 3.2).

CIN představuje energetickou bariéru ve spodních hladinách, kterou je nutno při vývoji konvekce překonat. Výskyt vertikálně mohutné zadržující vrstvy CIN může způsobit to, že na zkoumaném území žádná konvekce vznikat nebude, přestože byla naměřena extrémně vysoká hodnota CAPE. Hodnota CIN je tedy vhodným doplňkem hodnoty CAPE, je však velice citlivá na podmínky v mezní vrstvě (viz [8]).

Kapitola 4

Výpočet indexů stability

Původně jsme chtěli počítat indexy na základě výstupů numerického předpovědního modelu ALADIN, ale s ohledem na nutnost složitějšího získání a použití archivních modelových dat jsme se rozhodli pro výpočet indexů stability z aktuálních aerologických výstupů programem PREKCALC, jehož autorem je RNDr. Petr Pešice, Ph.D. z Ústavu fyziky atmosféry Akademie věd ČR.

4.1 Metodika výběru

Při výběru dnů se silnou konvekcí jsme vycházeli jak z celkových úhrnů srážek, tak ze systému detekce bleskových výbojů. Celkové úhrny srážek jsou získávány kombinací radarových odhadů a úhrnů ze srážkoměrných stanic. K dispozici jsme měli data z radaru Skalky a z radaru Brdy (oba provozovány ČHMÚ). Údaje o bleskových výbojích byly získány Středoevropskou sítí pro detekci a lokalizaci bleskových výbojů CELDN (z angl. *Central European Lightning Detection Network*). Vývoj bouřek a údaje o srážkách v jednotlivých případech jsme mohli sledovat díky internetovým prohlížečům JSMeteoView a JSPrecipView, které jsou dostupné na vnitřní síti ČHMÚ.

Při hledání vhodných dnů jsme postupovali následujícím způsobem:

- z let 2005 a 2006 jsme vybrali dny z letní poloviny roku s významnými srážkami
- upřednostnili jsme dny s výraznou elektrickou aktivitou
- vyloučili jsme případy, kdy se bouřky nevyskytovali v odpoledních hodinách

Některé dny jsme bohužel museli vyřadit pro neúplnost radarových údajů. Ze všech těchto dní jsme poté vybrali pro názornost 8 případů, které jsou blíže popsány v části 4.3. Obrázkovou dokumentaci k jednotlivým dnům dokládáme v Obrázkové příloze.

4.2 Výpočet pomocí programu PREKCALC

V rámci grantového výzkumného úkolu GA ČR 205/00/1451 byl zpracován Ústavem fyziky atmosféry program PREKCALC (viz [6]). Byl vyvinut v roce 2000 pro operativní získávání základních charakteristik o CAPE z archivních aerologických dat a pro zkoumání dalších prekurzorů konvekce. Jak uvádí [6], pro výpočet byly stanoveny různé omezující podmínky, např. ukončení výpočtu pod zádržnou vrstvou o vertikální mohutnosti 500 m a více, nejvýše pak v izobarické hladině 150 hPa.

K výpočtu indexů stability bylo použito aerologických dat ze stanic Praha - Libuš (11520) a Prostějov (11747). Byly vyhodnocovány polední výstupy (12 UTC). Data z aerologických sondáží jsme získali z prohlížeče JSSoundingView, který je k dispozici na intranetu ČHMÚ. Data bylo potřeba upravit do požadované formy, aby z nich program PREKCALC mohl spočítat indexy stability. Pro soubor aerologických výstupů byly vypočteny mj. hodnoty indexů FI , K , TT , SI_{850} a jeho modifikace, SLI , KO a CAPE i s jeho modifikacemi. Získané údaje jsou uvedeny v tabulce 4.1. Program PREKCALC uvádí také výšku jednotlivých význačných hladin (viz tabulka A.1 uvedena v příloze).

datum	místo	FI	K	TT	SI_{850}	SLI	KO	CAPE
23.5.05	Praha	-2,4	28	49	1,3	-2,2	-3,1	786
	Prostějov	-2,4	26	50	0,7	-4,0	-2,0	1015
30.5.05	Praha	-4,5	40	52	-2,9	-5,6	-9,9	1890
	Prostějov	-3,3	18	44	3,6	-4,9	-6,2	42
30.7.05	Praha	-9,6	27	42	3,6	-0,9	0,2	63
	Prostějov	-6,2	26	48	-0,1	-1,9	-7,0	90
19.6.06	Praha	-2,6	31	51	-1,4	-5,1	-9,8	1404
	Prostějov	-1,2	25	48	0,9	0,0	-3,9	53
21.6.06	Praha	4,3	34	53	-2,2	-6,4	-8,3	61
	Prostějov	1,6	28	48	1,1	-4,4	-3,1	26
26.6.06	Praha	0,8	30	49	-0,3	-3,4	-5,4	80
	Prostějov	-4,8	24	45	2,4	-5,3	-9,3	43
29.6.06	Praha	-4,8	24	43	4,2	-2,0	-2,3	694
	Prostějov	-3,4	28	41	5,1	2,1	2,0	0
9.7.06	Praha	0,7	33	48	0,4	-4,3	-5,0	1321
	Prostějov	-5,5	20	43	4,2	-3,6	-4,2	1106

Tabulka 4.1: Indexy stability spočítané pomocí programu PREKCALC

4.3 Vybrané případy silných konvektivních jevů

Nyní zde popíšeme podmínky počasí, které předcházely jednotlivým bouřkám v námi vybraných dnech. Snímky s údaji o bleskových výbojích a celkovém úhrnu srážek jsou ke každému dni doloženy v Obrázkové příloze. Tyto obrázky nám poskytl Český hydrometeorologický ústav. Indexy stability spočítané programem PREKCALC pro jednotlivé dny uvádí tabulka 4.1 a tabulka A.1.

23.5.2005

V mělké brázdě nízkého tlaku vzduchu postupovala přes střední Evropu k východu zvlněná studená fronta. V její oblasti byl dosti výrazný teplotní gradient - po přechodu fronty se nad Prahou v hladině AT 850 hPa ochladilo během 24 hodin o 7 °C.

Hodnoty CAPE a TT vykazují jak v Praze, tak v Prostějově relativně vysoké hodnoty. Podle snímku ze systému detekce bleskových výbojů se však bouřky vyskytly pouze na Moravě a severovýchodě Čech.

30.5.2005

Příliv tropického vzduchu od jihozápadu do střední Evropy byl tento den ukončen přechodem výrazné studené fronty od západu. V hladině AT 850 hPa se ochladilo během 24 hodin o 10 °C.

V tomto případě všechny indexy až na FI mají v Praze extrémní hodnoty. Nad středními Čechami byla v době aerologického měření bouřka, v centru Prahy se vyskytlo krupobití. Ve večerních hodinách se objevil bouřkový systém, který postupoval ze středních Čech směrem k východu. Vydatné srážky jak v širším okolí Prahy, tak na Moravě.

30.7.2005

Příliv velmi teplého tropického vzduchu (v hladině AT 850 hPa byla 29.7. nad Prahou teplota vzduchu v 18 UTC 22,6 °C) do střední Evropy byl ukončen tento den přechodem studené fronty od jihozápadu. V hladině AT 850 hPa se ochladilo během 24 hodin o 8 °C.

V tomto případě naopak hodnoty indexů nenasvědčovaly významným konvektivním jevům, KO byl dokonce v Praze kladný. V Prostějově však byly hodnoty SI_{850} a KO relativně nízké, TT vysoký. Ve večerních hodinách se vyskytly četné bouřky postupující od jihozápadu. Byly doprovázeny vydatnými srážkami.

19.6.2006

V nevýrazném přízemním tlakovém poli postupovaly od západu přes střední Evropu slabé studené fronty, které se neprojevíly změnami v teplotě vzduchu.

Aerologické údaje ze stanice Praha - Libuš a z nich spočítané indexy vypovídají o instabilním stavu atmosféry, opět s výjimkou *FI*. V Prostějově předpovídají možnost vzniku konvekce pouze *TT* a *SI*₈₅₀. Tomu odpovídal i výskyt bouřek v Čechách, zatímco na Moravě se bouřky prakticky neobjevily.

21.6.2006

Přes střední Evropu postupovala k severovýchodu zvlněná studená fronta - v hladině AT 850 hPa se ochladilo během 24 hodin o 5 °C.

Na rozdíl od předchozích dnů zde *FI* vykazuje kladné hodnoty, což poukazuje na labilitu atmosféry. Ostatní hodnoty v Praze (kromě CAPE) mají extrémní hodnoty. V Prostějově je tomu tak pouze u *FI*, *TT* a *SLI*. K večeru a v noci se vyskytly silné bouřky ve středních a východních Čechách (až 100 mm srážek na Pardubicku), na Moravu dorazily až k ránu.

26.6.2006

Na přední straně brázdy nízkého tlaku vzduchu příliv velmi teplého vzduchu od jihozápadu. V hladině AT 850 hPa byla 26.6. v 00 UTC nad Prahou teplota vzduchu 18,3 °C. Nefrontální bouřky za slabou studenou frontou.

FI, *TT* a *SI*₈₅₀ dosahují extrémních hodnot v Praze, v Prostějově je tomu pouze u *SLI* a *KO*. I přes tyto hodnoty indexů se večer vyskytly bouřky na Moravě, v Čechách se objevily až ráno 27. 6., 15 hodin od času měření.

29.6.2006

Střední Evropa v nevýrazném přízemním tlakovém poli. Slabé výškové jihozápadní proudění.

Hodnoty indexů nenasvědčují výrazné labilitě, pouze hodnota CAPE v Praze je relativně vysoká. Bouřky se však vyskytly jen ojediněle na Moravě. Velmi vysoké úhrny srážek na jihu Čech byly způsobeny spíše trvalým intenzivním deštěm.

9.7.2006

Střední Evropa v nevýrazném přízemním poli vyššího tlaku vzduchu. Naše území v teplém vzduchu, bez výraznějšího výškového proudění.

V Praze byly naměřeny hodnoty indexů předpovídající možný vznik konvekce (s výjimkou *KO*-indexu), v Prostějově nikoliv. Pouze CAPE měla v obou případech extrémní hodnoty. V odpoledních hodinách se vyskytovaly bouřky na většině území ČR.

Závěr

Cílem této práce bylo podat přehlednou studii o jedné z možností předpovědi bouřek a seznámit se tak s podstatou indexů stability používaných v operativní praxi v české meteorologické službě. Jedním z účelů této práce bylo také porovnat indexy stability dle jejich úspěšnosti.

Výpočet jednotlivých indexů byl proveden z dat aerologického měření ze stanic Praha - Libuš (11520) a Prostějov (11747) pomocí programu PREKCALC, vyhodnocovány byly polední výstupy (12 UTC). Porovnávali jsme sedm prekursorů konvekce: FI , K , TT , SI_{850} , SLI , KO a CAPE. Zkoumali jsme situace podrobně popsané v části 4.3. Pro porovnání jsme používali údaje o bleskových výbojích a celkové úhrny srážek (získány kombinací radarových odhadů a úhrnů ze srážkoměrných stanic).

Ukázalo se, že v případě vybraných situací silných konvektivních jevů byl pro předpověď bouřek nejúspěšnější Surface-based lifted index SLI . Ten správně předpověděl bouřky v 8 případech ze 16 (8 z Prahy a 8 z Prostějova), pouze dvakrát bouřky výrazně podhodnotil. Jako druhý nejúspěšnější byl KO -index, který správně vyhodnotil stav atmosféry v 7 případech, čtyřikrát však selhal. Nejméně úspěšným byl v našem případě Faustův index FI , který v 10 případech neuspěl.

Všechny indexy selhaly dne 30. 7. 2005 v Praze, kdy nenasvědčovaly významným konvektivním jevům, večer se však vyskytly četné bouřky. Mohlo to být způsobeno např. zanedbáním vlivu stříhu větru, jenž může podpořit či utlumit vývoj silných konvektivních bouří, které produkují silné srážky. Hodnotu CIN jsme v tabulkách neuváděli, neboť ve všech případech byla nulová. To mohlo být způsobeno tím, že měření probíhalo ve 12 hodin UTC, zádržná vrstva tedy pravděpodobně v žádném z případů neexistovala.

Z uvedených výsledků vyplývá, že zkoumané indexy stability sloužící pro předpověď bouřek lze použít v provozní meteorologické praxi pro získání objektivní představy o fyzikálním stavu atmosféry a bouřkových poměrech.

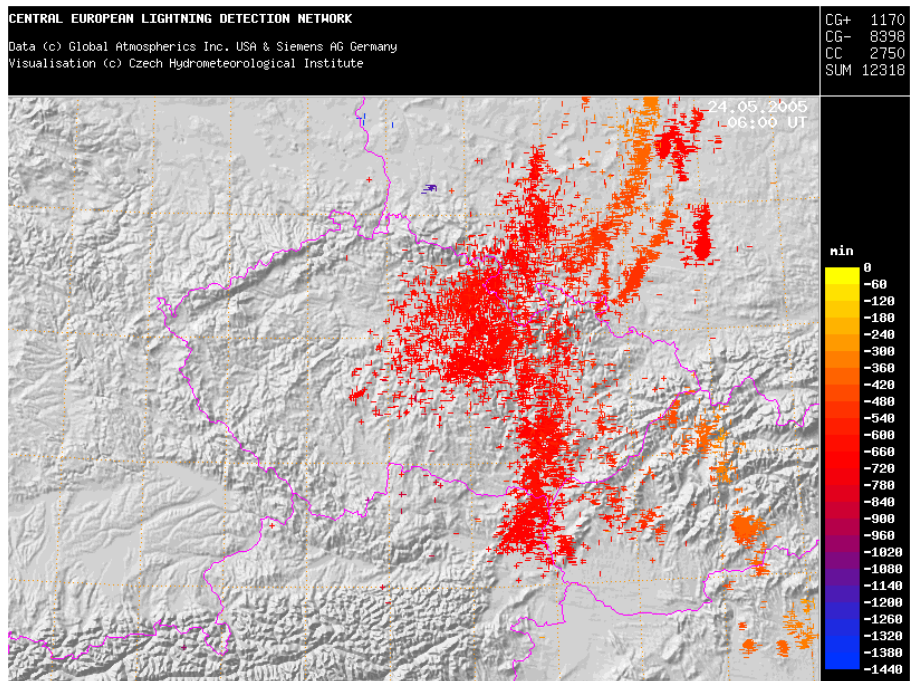
Literatura

- [1] **Bednář J.:** Pozoruhodné jevy v atmosféře, Academia, Praha, 1989
- [2] **Bluestein H. B.:** Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, vol. II (Observations and Theory of Weather Systems), Oxford University Press, New York, Oxford 1993, s. 444 - 448
- [3] **Mechlová E., Košťál K. a kol.:** Výkladový slovník fyziky pro základní vysokoškolský kurz, Prometheus, 2001
- [4] **Pechala F., Bednář J.:** Příručka dynamické meteorologie, Academia, Praha, 1991.
- [5] **Pešice P., Sulan J., Řezáčová D.:** Convection precursors in the Czech territory, *Atmospheric Research*, vol. 67 - 68 (2003), s. 523 - 532
- [6] **Sulan J., Pešice P., Staša P.:** Výpočet konvekční dostupné potenciální energie "CAPE" a možnosti jeho využití v provozu ČHMÚ, *Meteorologické zprávy*, roč. 57 (2004), č. 3, s. 61 - 68
- [7] **Táborský Z.:** Porovnání některých metod předpovědi bouřek, *Meteorologické zprávy*, roč. 19 (1966), č. 6, s. 164 - 171
- [8] **Zacharov P., Řezáčová D.:** Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí, *Meteorologické zprávy*, roč. 58 (2005), č. 3, s. 65 - 72

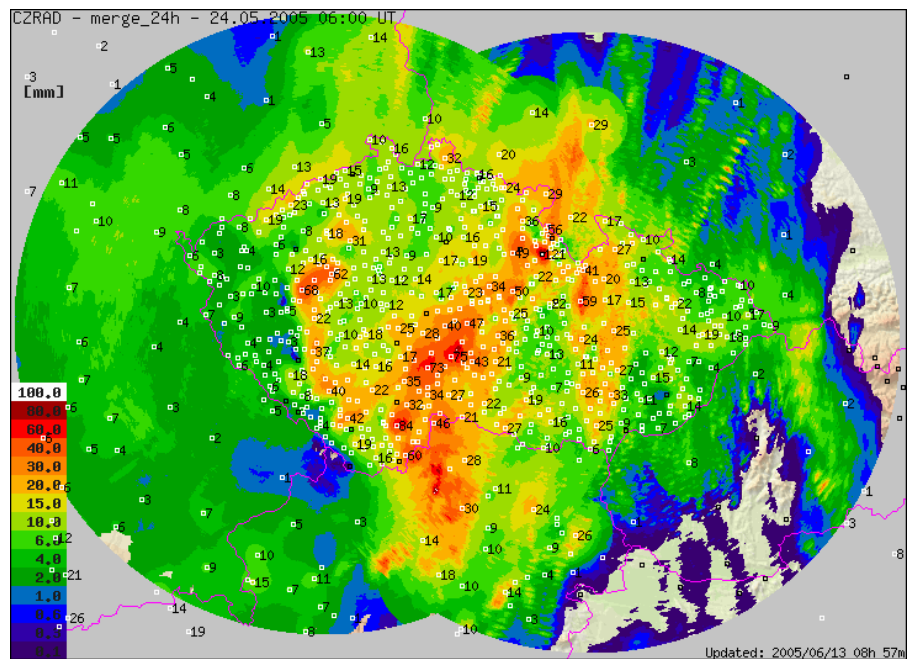
Internetové odkazy

- [9] **Psika T.:** Bouřkové indexy, červenec 2002
www.cbox.cz/tomas_psika/bourkove_indexy.htm
- [10] **Šálek M.:** Nowcasting, 16. říjen 2006
www.chmi.cz/poboc/BR/rpp/salek/writings/nowcasting/nowcasting.html

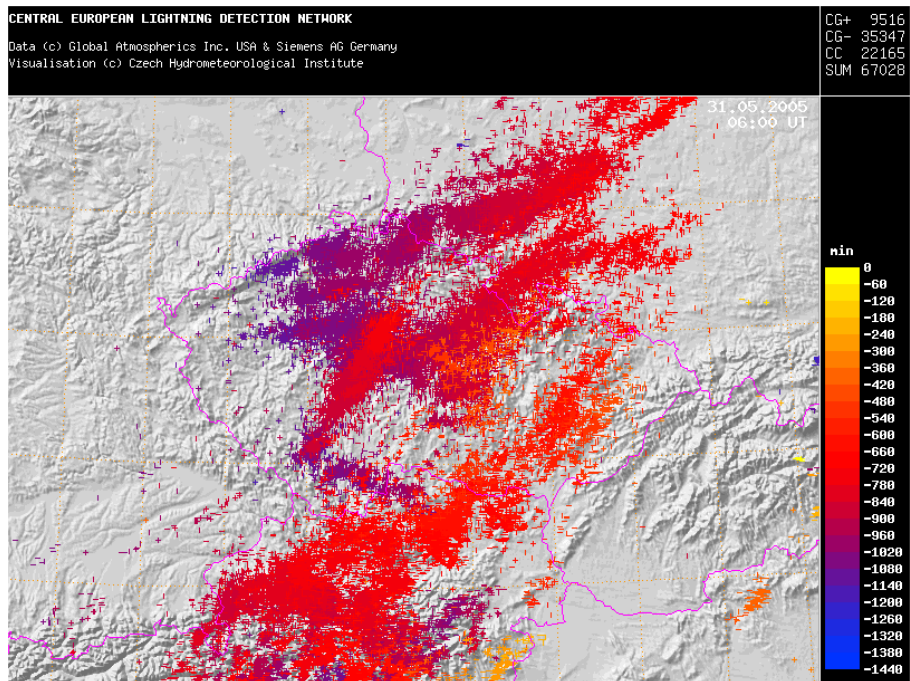
Obrázková příloha



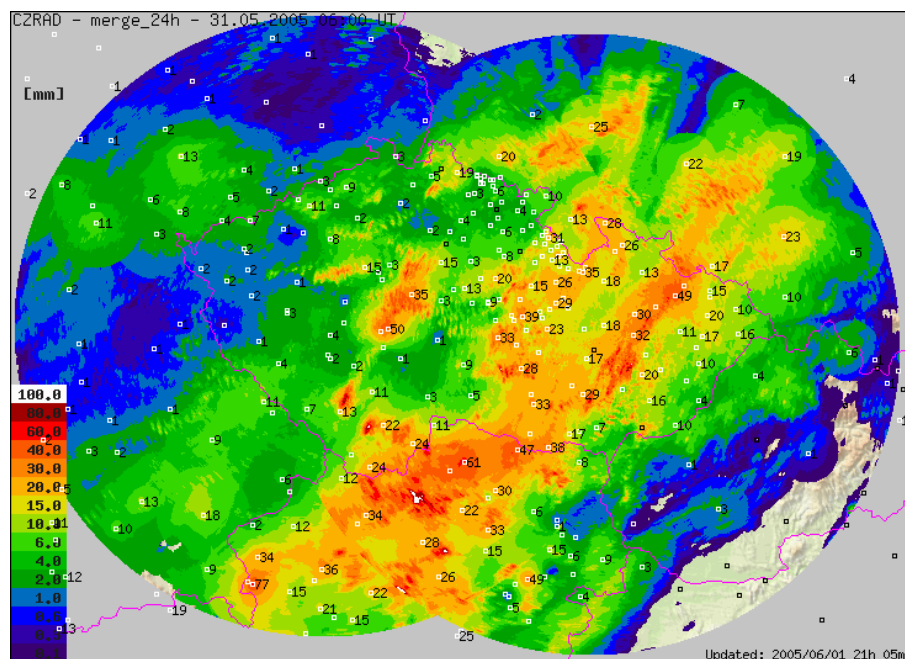
Obrázek 1: Suma bleskových výbojů za 23. 5. 2005



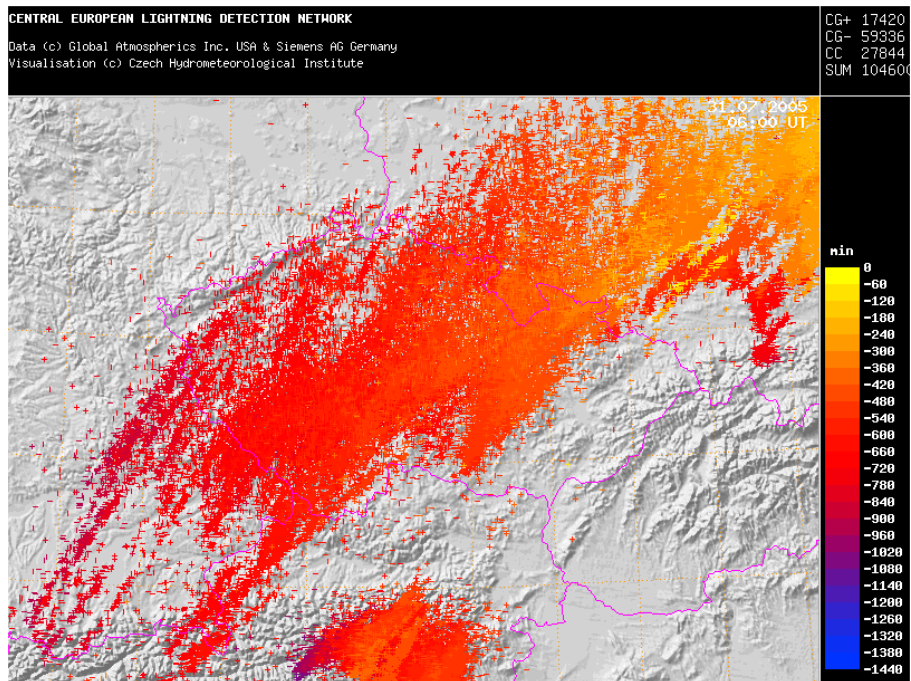
Obrázek 2: Celkový úhrn srážek za 23. 5. 2005



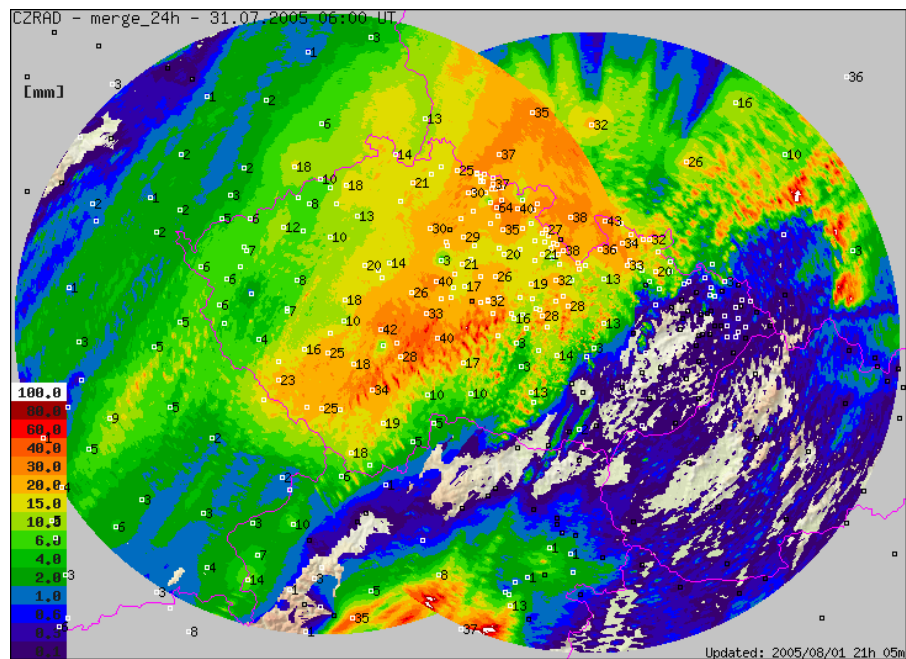
Obrázek 3: Suma bleskových výbojů za 30. 5. 2005



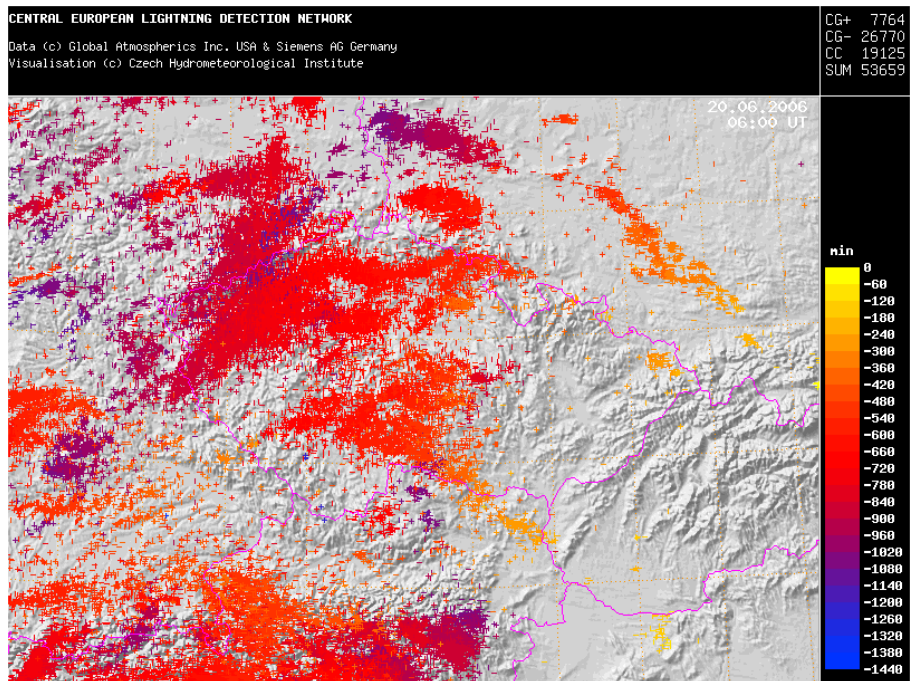
Obrázek 4: Celkový úhrn srážek za 30. 5. 2005



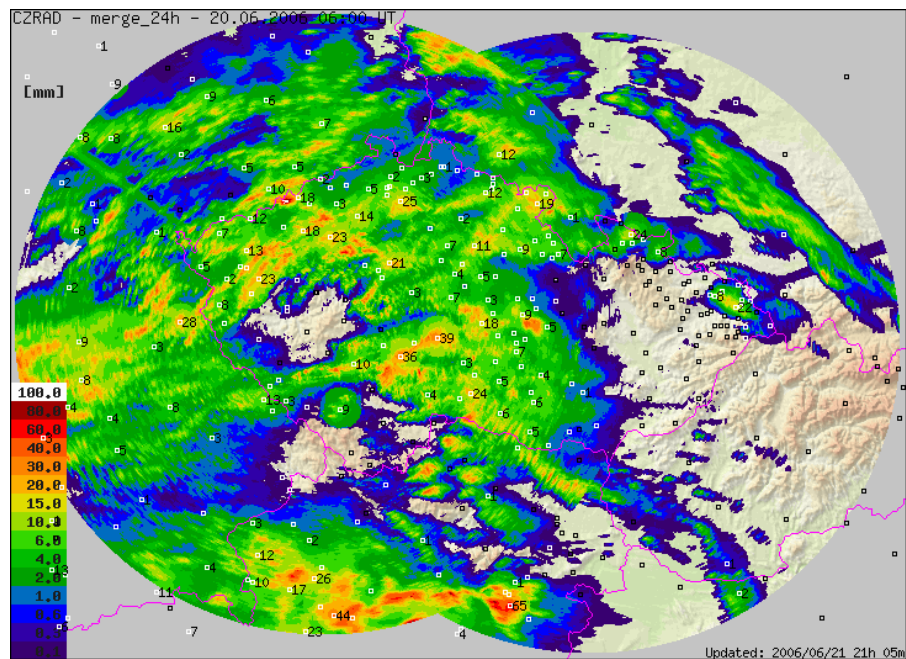
Obrázek 5: Suma bleskových výbojů za 30. 7. 2005



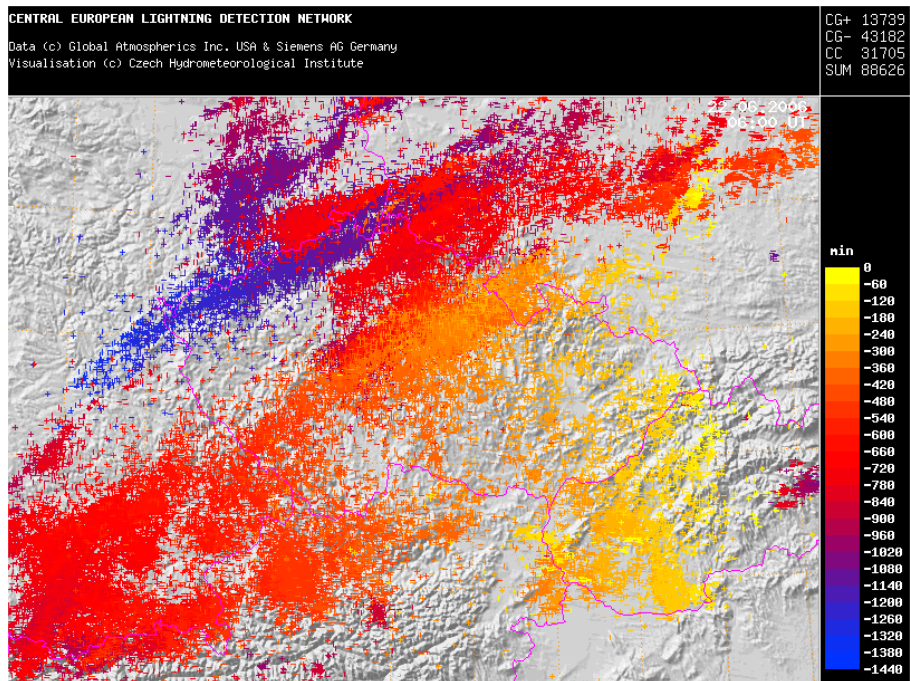
Obrázek 6: Celkový úhrn srážek za 30. 7. 2005



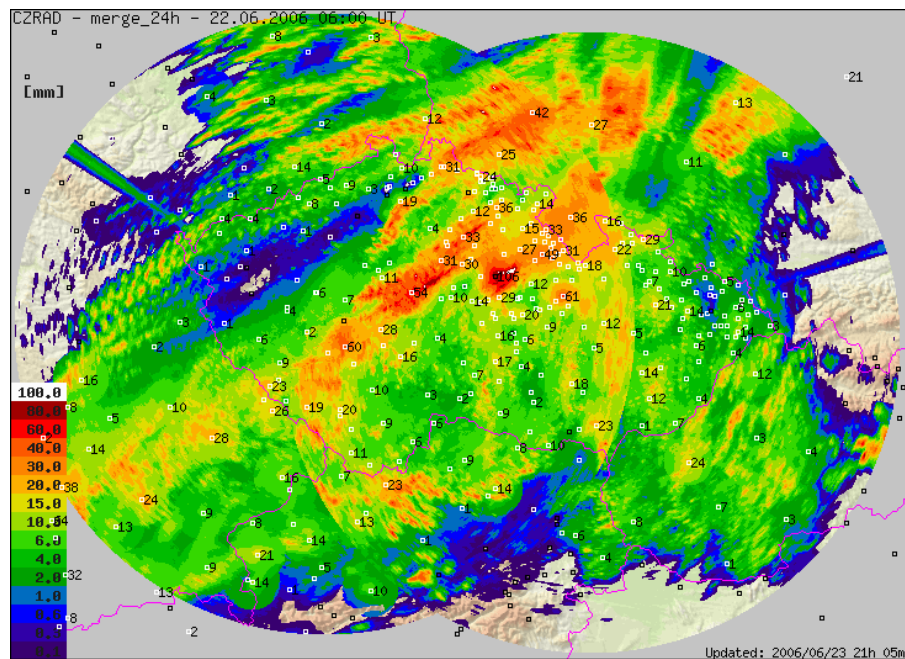
Obrázek 7: Suma bleskových výbojů za 19. 6. 2006



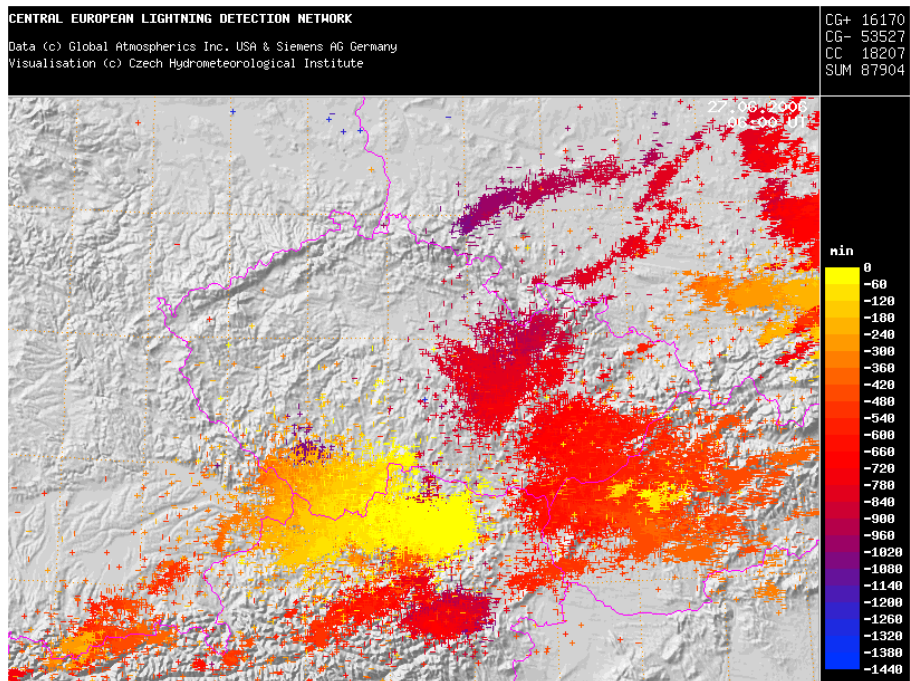
Obrázek 8: Celkový úhrn srážek za 19. 6. 2006



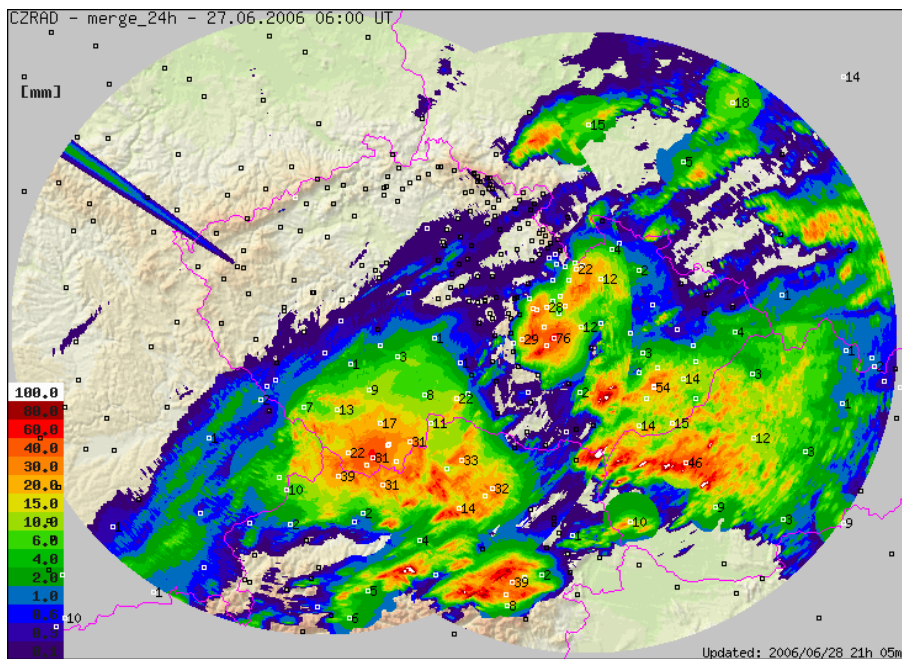
Obrázek 9: Suma bleskových výbojů za 21. 6. 2006



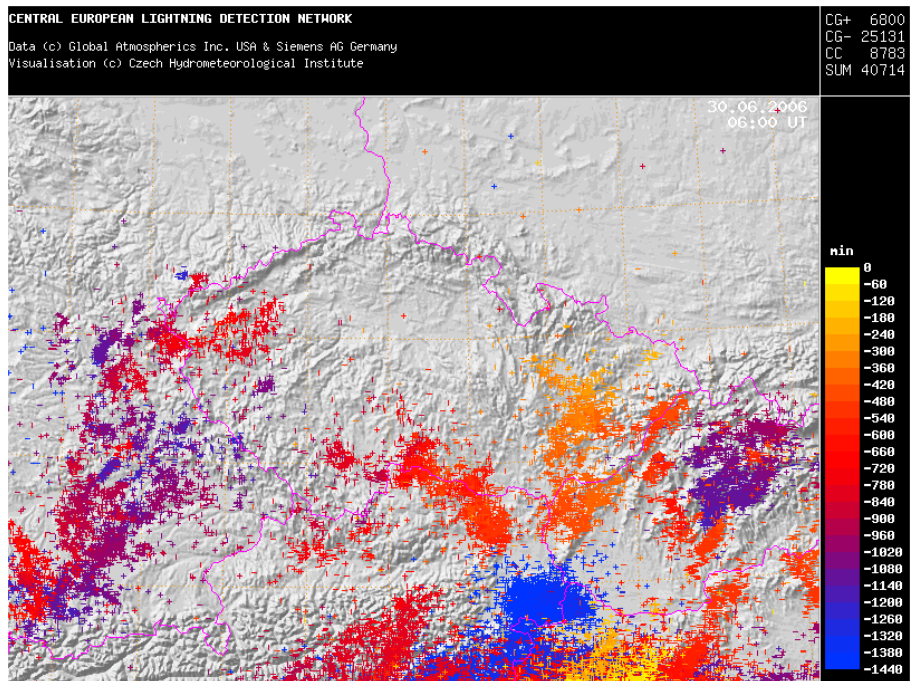
Obrázek 10: Celkový úhrn srážek za 21. 6. 2006



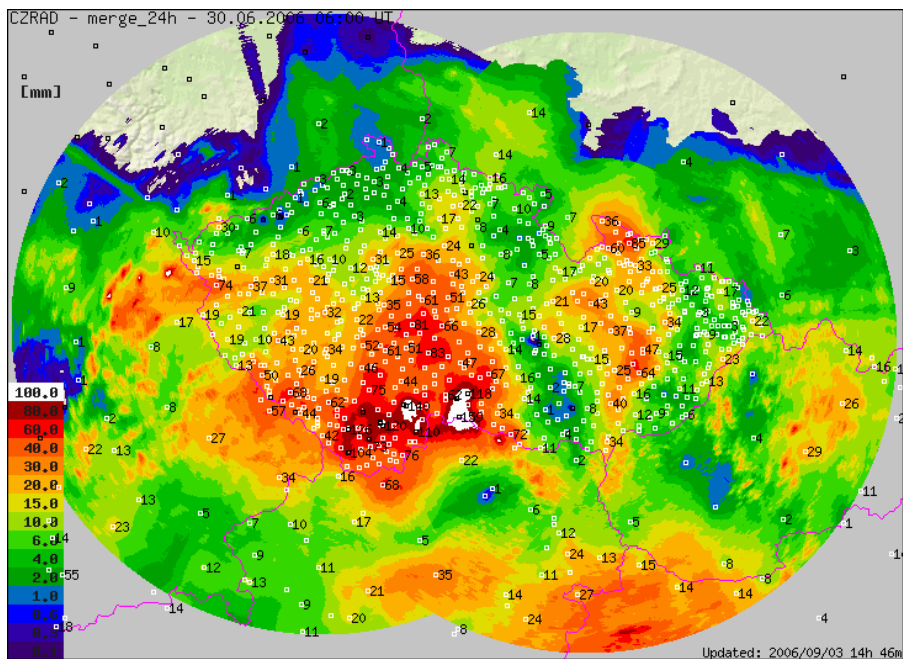
Obrázek 11: Suma bleskových výbojů za 26. 6. 2006



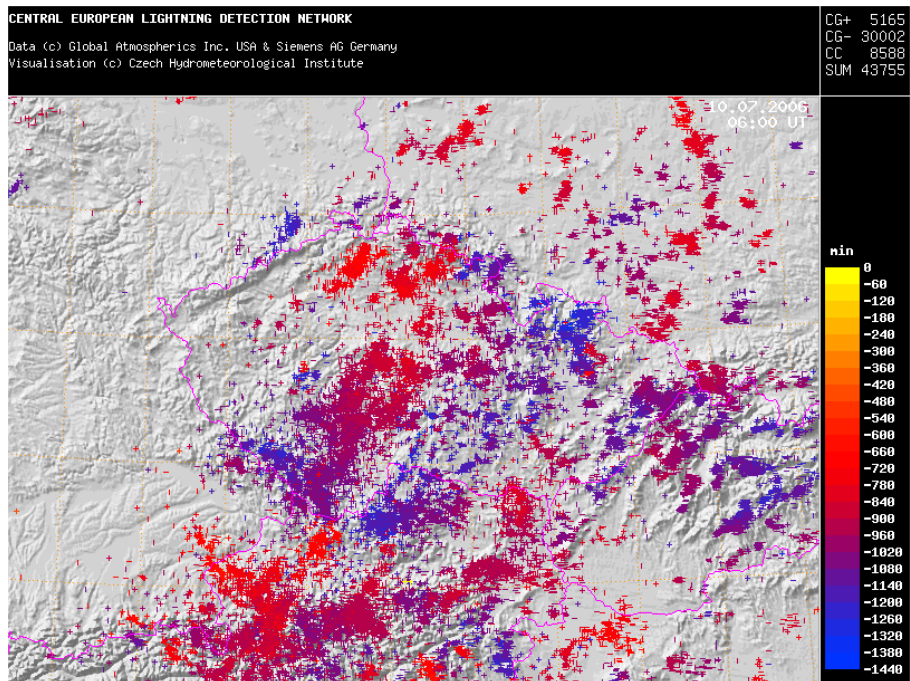
Obrázek 12: Celkový úhrn srážek za 26. 6. 2006



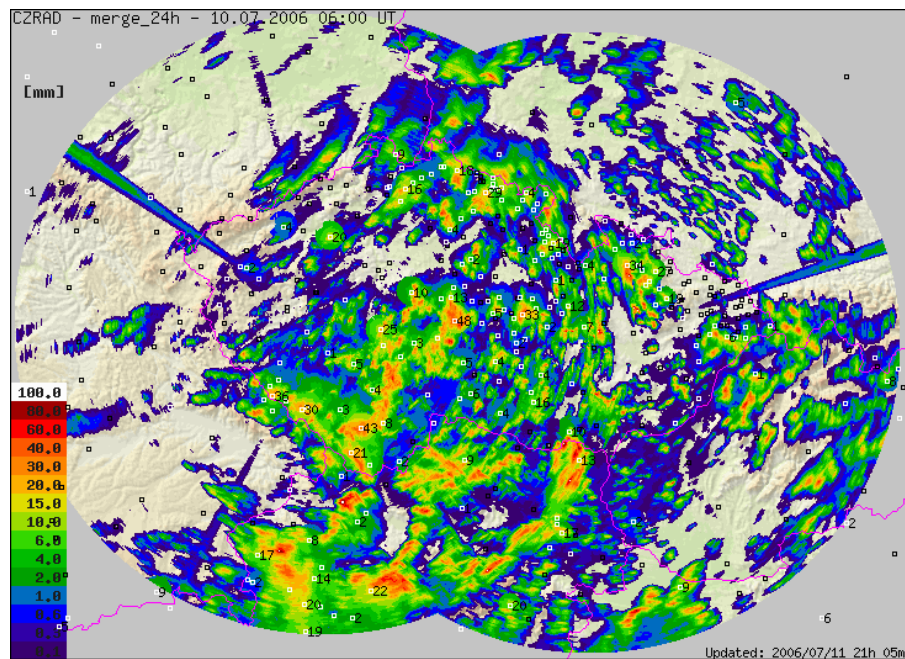
Obrázek 13: Suma bleskových výbojů za 29. 6. 2006



Obrázek 14: Celkový úhrn srážek za 29. 6. 2006



Obrázek 15: Suma bleskových výbojů za 9. 7. 2006



Obrázek 16: Celkový úhrn srážek za 9. 7. 2006