
Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta
Katedra meteorologie a ochrany prostředí



ZLEPŠENÍ METOD PŘEDPOVĚDI TERMICKÉ KONVEKCE PRO ÚČELY LETECKÉ METEOROLOGIE

Petr Dvořák
rigorózní práce

Odborní konzultanti
RNDr. Pavla Skřivánková, odd. aerologických a přízemních pozorování ČHMÚ
RNDr. Jacek Kerum, odd. pro větrnou energii, ÚFA AV ČR

Kladno, Praha, 2007 – 2009

Kontakty

Petr Dvořák

Český hydrometeorologický ústav, odbor letecké meteorologie

Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany

e-mail: petr.dvorak@chmi.cz, pd@sykorice.eu

Univerzita Karlova

Matematicko-fyzikální fakulta, katedra meteorologie a ochrany prostředí

V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8

e-mail: kmop@mff.cuni.cz

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto rigorózní práci vypracoval samostatně s využitím uvedených pramenů a literatury. Souhlasím s veřejným zapůjčováním této práce a s jejím zveřejňováním v elektronické podobě.



Poděkování

Děkuji za veškerou pomoc a podporu při studiu atmosférických procesů, které jsou tématem této rigorózní práce, níže uvedeným kolegům:

doc. RNDr. Daniela Řezáčová, CSc. (ÚFA AV ČR)

RNDr. Pavla Skřivánková (ČHMÚ)

RNDr. Jacek Kerum (ÚFA AV ČR)

RNDr. Martin Setvák, CSc. (ČHMÚ)

Mgr. Martina Lacinová (ČHMÚ)

Zdeněk Charvát (ČHMÚ)

Josef Vodolan (ČHMÚ)

Citáty

Věda začíná tam, kde se začíná měřit (Isaac Newton)

Představivost je důležitější, než znalosti (Albert Einstein)

Kritérium všeho vědění je experiment (Richard Feynman)

ABSTRAKT [CZ]

Práce se zabývá popisem některých procesů v mezní vrstvě atmosféry, zejména vznikem a průběhem termické konvekce se zaměřením na vertikální rychlosti termických stoupavých proudů a na způsob jejich měření a předpovídání. Využívá k tomu data, naměřená přístroji GPS, užívanými při letech bezmotorových letadel během létání nad Českou republikou, a dále data změřená aerologickými sondami, vypouštěnými z aerologické observatoře v Praze-Libuši. Měření probíhalo v letové sezóně roku 2007 a roku 2008. Výsledkem výzkumu je zpřesnění předpovědí vertikálních rychlostí konvektivních proudů. Využití těchto výsledků je v předpovědích pro sportovní létání a v předpovědi termické turbulence.

ABSTRACT [EN]

This rigorous thesis is engaging by some processes in boundary layer of the atmosphere, namely rise and running of thermals, focused on vertical motion and speeds of thermals, and on methods of their measurement and forecasting. It exploits data, measured by the GPS receivers and loggers aboard of gliders and paragliders during flying over Czech Republic, and data from aerological soundings, provided by Praha-Libus observatory. Measurement was in progress in so called cross-country flight season 2007 and 2008. The solution of this research is improvement of forecasting of vertical velocity of thermals and can be used in specialised forecasts for private and recreative flying and in forecasts of thermal turbulence.

SEZNAM POUŽÍVANÝCH ZKRATEK, VÝRAZŮ, INDEXŮ A OZNAČENÍ

Ac	altocumulus
AGL	nad zemí (Above Ground Level)
ALADIN	Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Development International — numerický předpovědní model počasí na omezené oblasti, určený pro krátkodobou předpověď atmosférických procesů v mezo–betaměřítku, provozovaný v ČHMÚ.
AMSL	nad hladinou moře, nadmořská výška (Above Mean Sea Level)
BL	mezní vrstva (Boundary Layer)
c_p	měrné skupenské teplo při konstantním tlaku
c_v	měrné skupenské teplo při konstantním objemu
CAPE	dostupná konvektivní potenciální energie (Convective Available Potential Energy)
CAT	Turbulence v bezoblačném prostoru (Clear Air Turbulence)
Cb	cumulonimbus
CBL	konvektivní mezní vrstva (Convective Boundary Layer)
CIN	energie stability, brzdicí energie (pro stabilní stratifikaci; Convective Inhibition)
CL	oblačná vrstva (Cloud Layer)
Cu	cumulus (humilis: cu hum; mediocris: cu med; congestus: cu cong, resp. TCU) Cugen cumulogenitus
ČAV	Česká akademie věd
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
DMC	Konvekční přenos vlhkosti do velké výšky (Deep Moist Convection)
e	parciální tlak vodní páry
e	indexem e se označuje prostředí, obklopující vzduch ve stoupavém či klesavém proudu (environment)
EZ	zóna vtahování (Entrainment Zone)
FA	volná atmosféra (Free Layer)
g	konstanta tíhového zrychlení, $g \approx 9,81 \text{ ms}^{-2}$
GA	všeobecné letectví (General Aviation)
GPS	globální polohový systém (Global Positioning System), systém určování zeměpisné polohy a výšky
h_{rel}	relativní vlhkost
H	výška horní hranice stabilní mezní vrstvy
HNV	hladina nulového vztlaku
HVK	hladina volné konvekce
IBL	vnitřní mezní vrstva (Internal Boundary Layer)
IMC	meteorologické podmínky pro let podle přístrojů (Instrument Meteorological Conditions)
K–H	Kelvin-Helmholtzovy (vlny)

KKH	konvektivní kondenzační hladina
LES	Metoda simulace velkých vírů (Large Eddy Simulation)
m, M	hmotnost
ML	směšovací vrstva, vrstva směšování (Mixing Layer)
MOCON	parametr konvergence vlhkosti a proudění (Moisture Convergence)
OLM	odbor letecké meteorologie (ČHMÚ)
p	indexem p se označuje vzduch uvnitř konvektivního proudu (parcel, air parcel)
q	směšovací poměr
σ	prostorové pokrytí oblasti konvektivními proudy (plošný výskyt)
s	měrná vlhkost vzduchu
ρ	obecně hustota
RL	reziduální vrstva (Residual Layer)
SBL	stabilní mezní vrstva (Stable Boundary Layer)
Sc	stratocumulus
SCL	podoblačná vrstva (Subcloud Layer)
SEČ	středoevropský čas (UTC + 1 hodina)
SELČ	středoevropský letní čas (UTC + 2 hodiny)
SL	přízemní vrstva (Surface Layer) θ potenciální teplota
θ	teplota potenciální
θ_v	teplota potenciální virtuální
T	teplota, teplota vzduchu
T_d	teplota rosného bodu
T_g	teplota vzduchu v meteorologické budce 2 m nad zemí
T_v	teplota virtuální
TCU	cumulus congestus, věžovitý Cu (Towering Cumulus)
TOP	výška vrcholu kupovitého oblaku
UTC	světový koordinovaný čas (Universal Time Coordinated)
VMC	podmínky pro let za viditelnosti (Visual Meteorological Conditions)
w	vertikální rychlost (m/s)
$w_{\text{dolů}}$	vertikální rychlost směrem dolů (m/s)
$w^{\text{dolů}}$	průměrná vertikální rychlost směrem dolů (m/s)
w_{nahoru}	vertikální rychlost směrem vzhůru (m/s)
w^{nahoru}	průměrná vertikální rychlost směrem vzhůru (m/s)
w^*	měřitko konvektivní rychlosti (viz Přehled často používaných pojmů)
WV	obor spektra max. vyzařování vodní páry (Water Vapour)
z	výška obecně
z_i	výška horní hranice směšovací vrstvy
z_r	výška horní hranice reziduální vrstvy
z_b	výška podoblačné vrstvy (totožná s výstupnou kondenzační hladinou)

PŘEHLED ČASTO POUŽÍVANÝCH POJMŮ

- **Den termický** — den s termickou konvekcí (termikou).
- **Měřitko rychlosti konvektivní**, $w^* = [(gz_1/\theta_v)(w'\theta'_v)]^{1/3}$, kde g je gravitační konstanta, z_1 je výška konvektivní mezní vrstvy, θ_v je virtuální potenciální teplota, apostrofované proměnné w' a θ'_v znamenají perturbace hodnot od průměru vertikální rychlosti w , resp. virtuální potenciální teploty θ_v [Stull 2003, str. 118]. Člen $w'\theta'_v$ představuje tzv. vertikální tok kinematičké virtuální potenciální teploty.
- **Poměr směšovací** — charakteristika vlhkosti vzduchu, vyjádřená jako podíl hmotnosti vodní páry m_v k hmotnosti suchého vzduchu m_d v daném objemu vzduchu [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 235]
- **Proudění základní** — vítr (blízký gradientovému), vznikající v důsledku horizontálního tlakového gradientu mezi synoptickými útvary, bez proměnlivosti způsobené mechanickými nebo místními termodynamickými vlivy.
- **Předpověď pro sportovní létání** — specializovaná předpověď počasí, vydávaná ČHMÚ 2x denně, zaměřená na prvky počasí, význačně ovlivňující provoz malých sportovních a zejména bezmotorových letadel.
- **Teplota** — jedna ze základních fyzikálních veličin. Je mírou střední kinetické energie termodynamického pohybu molekul a její jednotkou v soustavě SI je Kelvin (K). V meteorologické praxi se však teplota vzduchu nebo půdy dodnes nejčastěji udává ve stupních Celsiovy teplotní stupnice [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 327].
- **Teplota rosného bodu** — též bod rosný. Teplota, při níž se vzduch následkem izobarického ochlazování stane nasyceným, aniž by mu byla dodána vodní pára zvnějšku. Při poklesu teploty pod teplotu rosného bodu obvykle dochází ke kondenzaci vodní páry obsažené ve vzduchu, vzniká například rosa nebo mlha. Při poměrné vlhkosti menší než 100 % je teplota rosného bodu vždy nižší než teplota vzduchu. Rozdíl mezi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu, který se nazývá deficit teploty rosného bodu, je tím větší, čím je menší poměrná vlhkost. V pozorovatelské praxi se určuje zpravidla z psychrometrických tabulek pomocí tlaku vodní páry. Na termodynamických diagramech lze teplotu rosného bodu v dané tlakové hladině přibližně určit takto: nalezneme průsečík suché adiabaty, vycházející ze suché teploty, a nasycené adiabaty, jež vychází z teploty vlhkého teploměru. Z tohoto průsečíku sestoupíme po příslušné izogramě do výchozí tlakové hladiny, kde přečteme teplotu rosného bodu. Lze ji též měřit přímo kondenzačním vlhkoměrem nebo termohygroskopem. Teplota rosného bodu ve spojení s měřenou teplotou patří k základním charakteristikám vlhkosti vzduchu a zakresluje se do synoptických map a aerologických diagramů. Využívá se v řadě empirických vzorců, např. ve Ferrelově

vztahu, při předpovědi přízemních mrazů, mlhy, apod. Patří ke konzervativním vlastnostem vzduchových hmot [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 330]. Vztah mezi teplotou vzduchu, teplotou rosného bodu a poměrnou vlhkostí lze interpretovat např. jako upravenou Clausius-Clapeyronovu rovnici $E = E_0 \exp [-L/R (1/T - 1/273,16)]$, kde E značí parciální tlak nasycené vodní páry při teplotě T (v Kelvinech), L je skupenské teplo vypařování, R je měrná plynová konstanta vodní páry, E_0 je parciální tlak nasycené vodní páry při teplotě 273,16 K. Teplotu rosného bodu získáme tak, že zjištěnou hodnotu E vynásobíme poměrnou vlhkostí (např. při 43 % vynásobíme číslo E hodnotou 0,43), tzn. hodnota E nyní vystupuje jako parciální tlak nenasyčené vodní páry. Tuto hodnotu zpětně dosadíme do této rovnice a vypočteme novou hodnotu T , kterou pak můžeme interpretovat jako teplotu rosného bodu.

- **Teplota potenciální** — teplota, jakou by měla částice suchého vzduchu, kdybychom ji adiabaticky přivedli do tlakové hladiny 1000 hPa [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 329]. Je definována vztahem $\theta = T(1000/p)^{R/c_p}$, kde R je měrná plynová konstanta suchého vzduchu, c_p je měrné teplo suchého vzduchu při stálém tlaku, p je tlak v dané hladině, T je teplota vzduchu v téže hladině.

- **Teplota virtuální** — teplota suchého vzduchu, který by měl stejnou hustotu a stejný tlak jako vzduch s daným obsahem vodní páry. Určuje se ze vztahů $T_v = T(1 + 0,378 e/p)$, resp. $T_v = T(1 + 0,61 s)$, kde T_v značí virtuální teplotu, T teplotu vzduchu v Kelvinech, e je tlak vodní páry, p je tlak vzduchu, s je měrná vlhkost vzduchu. Měrnou vlhkost vzduchu možno nahradit směšovací poměrem vodní páry q . Virtuální teplota bývá při zemi obvykle o 0,1 až 4 °C vyšší, než skutečná teplota vzduchu. Dosazení virtuální teploty do rovnic odvozených pro suchý vzduch umožňuje jejich použití i pro vlhký vzduch. [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 331].

- **Termika** — ve smyslu této práce probíhající termická konvekce, tj. uspořádané či neuspořádané stoupavé a klesavé pohyby vzduchu, které vznikají v důsledku působení Archimédovy síly. Existuje jako důsledek přenosu tepla od zemského povrchu do přízemní vrstvy atmosféry, prohřívání určitých objemů vzduchu a jejich následného výstupného pohybu vlivem nižší měrné hustoty vůči obklopujícímu vzduchu. Podle [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 333] jsou termiky a) stabilní a silné vertikální konvekční pohyby, kterých mohou využívat např. kroužící ptáci a plachtaři k získávání výšky. Tyto termiky bývají označovány jako čisté, spojené jen s termickou konvekcí bezoblačnou nebo oblačnou, nebo též větrné, na jejichž vzniku se podílí zejména mechanická turbulence. V letecké meteorologii se používá též pojmu termické stoupavé proudy nebo slangově „termika“. Mají horizontální rozměry řádu desítek až stovek metrů, vertikálně několik stovek až tisíců metrů; b) v oboru meteorologických měření, zejména akustickými lokátory, vzduchové bubliny o vzájemně různé teplotě nebo i vlhkosti, které vznikají buď při formování uspořádaných termických vertikálních proudů nebo po dosažení hladiny inverze teploty vzduchu těmito stoupavými proudy. Takto pojímané termiky mající rozměr řádově jednotek metrů vyvolávají akustickou ozvěnu.

• **Vlhkost vzduchu měrná** — charakteristika vlhkosti vzduchu, která udává hmotnost vodní páry m_v , obsažené v jednotce hmotnosti vlhkého vzduchu: $s = m_v / (m_v + m_d)$, kde m_d je hmotnost suchého vzduchu. V meteorologii se vyjadřuje v gramech nebo kilogramech vodní páry na kilogram vlhkého vzduchu. Vlhkost vzduchu měrná souvisí s tlakem vodní páry e prostřednictvím vztahu $s = 0,622 e / (p - 0,328 e)$, kde p je tlak vzduchu. Číselnou hodnotou se blíží směšovacímu poměru vodní páry [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 367].

• **Vlhkost vzduchu poměrná** — dříve označovaná jako vlhkost relativní. Charakteristika vlhkosti vzduchu, měřená na meteorologických stanicích. Udává poměr skutečné absolutní vlhkosti vzduchu ρ_v k absolutní vlhkosti, jaká by při dané teplotě byla ve vzduchu nasyceném pvs. Vyjadřuje se obvykle v procentech: $r = (\rho_v / p_{vs}) \cdot 100 \%$. Místo absolutní vlhkosti lze v uvedené definici použít tlaku vodní páry, popř. měrné vlhkosti nebo směšovacího poměru. Vyjadřuje stupeň nasycení vzduchu vodní párou [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 367].

• **Vrstva mezní** — vrstva atmosféry, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Dosahuje od zemského povrchu do výšky několika stovek metrů až přibližně 2 km a výška její horní hranice roste se zvětšující se drsností zemského povrchu, s rychlostí větru a se vzrůstající instabilitou teplotního zvrstvení ovzduší [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 373].

• **Vrstva mezní vnitřní** — vrstva vzduchu proudícího nad terén s odlišnou charakteristikou, v níž dochází ke zdatelnému ovlivnění proudění tímto terénem [Stull, 2003, str. 596].

• **Vrstva přízemní** — nejspodnější část mezní vrstvy atmosféry o tloušťce zpravidla několika desítek metrů, v níž se dynamické a termické vlivy povrchu projevují zvláště výrazně a ve které lze obvykle zanedbat závislost vertikálních toků hybnosti, tepla a vodní páry na výšce. Vertikální gradienty složek větru, teploty a dalších meteorologických prvků dosahují v této vrstvě zpravidla maximálních hodnot [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 374].

• **Vrstva směšovací** — též vrstva mísení; vrstva ovzduší mezi zemským povrchem a spodní hranicí nejnižší zadržující teplotní vrstvy; vertikální teplotní gradient uvnitř směšovací vrstvy odpovídá instabilnímu, indiferentnímu nebo mírně stabilnímu teplotnímu zvrstvení ovzduší [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 375].

• **Vrstva zádržná (zadržující)** — vrstva v atmosféře, která tvoří překážku výstupným pohybům a vertikálnímu turbulentnímu promíchávání vzduchu. Zádržná vrstva je souborným obecným názvem pro atmosférické vrstvy s inverzí teploty vzduchu nebo s izotermií a pro vrstvy s malým vertikálním poklesem teploty vzduchu v porovnání s níže i výše ležícími vrstvami

[Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 375].

- **Zvrstvení ovzduší teplotní, stratifikace** — průběh teploty vzduchu s výškou, charakterizované vertikálním teplotním gradientem [Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 1993, str. 412].

OBSAH

1	Účel, využití a cíle práce	13
2	Mezní vrstva atmosféry	15
2.1	Struktura mezní vrstvy	20
3	Termická konvekce	26
3.1	Procesy v přízemní vrstvě	32
3.1.1	Termodynamické a mechanické vlivy na formování konvekčních proudů	33
3.1.2	Diskuse spouštěcích mechanismů termiky	38
3.1.3	Vliv orografie na formování termiky	40
3.2	Procesy ve směšovací vrstvě	46
3.2.1	Odhady vertikálních rychlostí konvekčních proudů	50
3.2.2	Prostorové pokrytí oblasti konvekčními proudy	53
3.2.3	Konvekční kondenzační hladina	57
3.2.4	Struktura konvekčních proudů	58
3.3	Procesy v zóně vtahování	61
3.3.1	Stručně ke kupovité oblačnosti	63
4	Zpracování dat	67
5	Diskuse a závěr	69
	Přílohy	101

1 ÚČEL, VYUŽITÍ A CÍLE PRÁCE

Termická konvekce je proces, který představuje převážně vertikálně orientovanou cirkulaci vzduchu v mezní vrstvě a proto je s ní spojen přenos některých meteorologických veličin (tepelné a kinetické energie, vlhkosti, hybnosti) od zemského povrchu do výšky a naopak. s termickou konvekcí jsou spojeny vývoj a tvorba kupovité oblačnosti, na něj navazující případné srážky přeháňkového typu; konvekční oblačnost ovlivňuje osvětlení/zastínění zemského povrchu slunečním svitem a průběh teploty jak zemského povrchu samotného, tak vzduchu v přízemní vrstvě, a má tak zpětně vliv na regeneraci a opětovnou tvorbu dalších termických proudů. Ovlivňování teploty vzduchu v přízemní vrstvě i tvorba nových konvekčních proudů se projevuje na poli proudění větru při zemi, například na směru větru či jeho nárazovitosti. Přenos vlhkosti má vliv na přízemní meteorologickou dohlednost. Vertikální tok hybnosti v konvekčních proudech je vlastnost, vyhledávaná piloty bezmotorových letadel, jelikož při dostatečné hybnosti vzduchu ve směru vzhůru je možno unášet letadlo těžší vzduchu do výšky a tím získávat potenciální energii, proměnitelnou v klouzavý let do určité vzdálenosti¹. Konvekční proudy tak při dostatku jejich vertikální rychlosti nahrazují bezmotorovému letadlu zdroj pohonu. Protože se bezmotorové létání vzhledem k určité jednoduchosti a oproti motorovému létání také levnějšímu provozu těší velké popularitě, věnuje Český hydrometeorologický ústav, odbor letecké meteorologie, pozornost i předpovědím počasí pro sportovní létání se zaměřením mj. na předpověď plachtařských podmínek a konvekce². Tato předpověď se v současnosti omezuje na kvalifikaci instability atmosféry ve vrstvě od země do výšky 3000 m AMSL a na obecný odhad vývoje konvekční oblačnosti, nikoliv však na kvantifikaci vlastností termiky. Používaná škála hodnocení instability se sestává ze dvou hodnot, „stabilní“ anebo „instabilní“. Lze se domnívat, že by nejen piloti sportovních letadel uvítali bližší určení vlastností termiky v předpovědi, například počátek či konec plachtařsky využitelné konvekce, průměrné vertikální rychlosti stoupavých i klesavých proudů, odhad vzdálenosti mezi jednotlivými konvekčními proudy, průměr těchto stoupavých proudů, intenzitu turbulence, nejmenší možnou výšku nad zemí, v níž lze navázat do kompaktního stoupavého proudu, určení oblastí a regionů v ČR s odlišnými parametry termické konvekce (například na mapě ČR zakreslené izolinie s předpokládanou stejnou průměrnou vertikální rychlostí termických stoupavých proudů, použitelné pro plánování přeletů kluzáků).

Ukazuje se, že vyřešení všech právě vyjmenovaných úloh zdaleka přesahuje rámec této práce, především z důvodu provedení potřebných ověřovacích měření, která by sloužila jako zpětná vazba k vyhodnocení a porovnání s podmínkami v mezní vrstvě atmosféry, které v době

1 Klouzavým letem se rozumí sestupný dopředný let bez použití hnací síly motoru. Kluzák v termickém stoupavém proudu získá výšku a z ní pak letí šikmo dopředu dolů klouzavým letem, dokud nevletí do dalšího termického stoupavého proudu. Principem přeletů na delší vzdálenosti je střídavé získávání výšky a let z této výšky do určité vzdálenosti. Pro časoprostorové plánování takových letů je potřebná zejména znalost vertikálních rychlostí v konvekčních proudech, jejich prostorové rozmístění a začátek a konec trvání termické aktivity.

2 Předpověď pro sportovní létání, publikovaná na internetových stránkách ČHMÚ

měření panovaly. V současné době nejsou taková měření příliš dosažitelná, není například k dispozici letadlo s příslušnými přístroji na palubě, jimiž by bylo možno proměřovat vývoj termických stoupavých proudů a sledovat je po celý den v dostatečně dlouhé řadě termických dní. Rovněž aerologická měření jsou k dispozici pouze ze dvou míst (stanice 11520 Praha-Libuš, a stanice 11747 Prostějov), přičemž pro přesné vyhodnocení konvekčních proudů by bylo lepší měřit na více místech různého terénního charakteru, např. v lesnaté krajině, pahorkatinách, horách, rovinách, apod. To je v současné době z finančních i organizačních důvodů nemožné.

Z těchto důvodů se cíle této práce redukuje pouze na výzkum vertikálních rychlostí termických stoupavých proudů, které jsou v současnosti dostupné z měření přístroji GPS, umístěných na palubách bezmotorových letadel během jejich přeletů v termickém počasí. Zdrojem těchto dat nejsou certifikované meteorologické přístroje, avšak pro účely této práce je lze považovat za dostatečně přesné. Některé informační zdroje uvádějí současnou přesnost měření pro občanské potřeby asi 3 metry³. Data horizontálních i vertikálních souřadnic byla získána z internetových stránek soutěže pilotů padákových kluzáků⁴. V rámci této soutěže odesílají piloti padákových kluzáků soubory dat ze svých GPS, jimiž zaznamenávali své jednotlivé přelety v termice, na tyto internetové stránky, kde je počítačem ihned každý let vyhodnocen. Data z GPS jsou veřejnosti k dispozici a proto byla odtud pro účely této práce stahována a zpracována. Vybrány byly záznamy z přeletů padákových kluzáků nad územím České republiky v období březen – září 2007 a duben – květen 2008. Současně s tím byla vyhodnocována data aerologických sondáží z Prahy-Libuše z termínu 12 hod UTC, vždy pro tytéž dny, ze kterých byly hodnoceny soubory dat GPS. Celkem bylo hodnoceno 54 termických dní, během kterých bylo odlétáno 236 vyhodnocených přeletů.

Porovnáváním takto získaných dat s vertikálním průběhem teploty vzduchu a dalšími vlastnostmi konvekční mezní vrstvy (např. výškou hladiny nulového vztlačku) se v této práci snažíme najít souvislost mezi těmito parametry a následně odvodit vztah pro výpočet vertikálních rychlostí. V předpovědi však musíme očekávat jisté nedostatky, jelikož výpočet teploty a vlhkosti vzduchu se provádí jen pro určité hladiny, které jsou někdy od sebe vertikálně vzdáleny natolik, že předpověď nemusí postihnout výkyv teploty či vlhkosti vzduchu mezi nimi, zatímco reálná atmosféra se může chovat poněkud odlišně od vypočteného stavu. Model Aladin, provozovaný ČHMÚ a užívaný mj. k sestavování předpovědi pro sportovní létání, vydávané OLM ČHMÚ, počítá se 43 hybridními hladinami⁵.

V neposlední řadě směřuje cíl této rigorózní práce také k obecnému popisu konvekčních

3 *Od počátku 90. let 20. století je systém zdarma přístupný i pro civilní uživatele po celém světě. Nejprve byla do přijímaného signálu systému zanášena umělá chyba. Toto opatření pod názvem Selective Availability (SA) mělo zabránit možnosti navádět vojenské dálkové rakety. SA většinou způsobovalo chyby v rozmezí 100 m horizontálně a 140 m vertikálně. Protože USA vyvinuly systém, jak lokálně rušit signál GPS, bylo SA k 1. květnu 2000 zrušeno a přesnost zaměření zeměpisných souřadnic běžného civilního uživatele se tak zvýšila na 5 až 10 metrů, za příznivých okolností (otevřený terén) až na 3 metry [<http://cs.wikipedia.org/wiki/GPS>].*

4 <http://www.pgweb.cz>

5 <http://frailea.chmi.cz/meteo/ov/aladin/oper/operverze.php>

procesů v mezní vrstvě atmosféry tak, aby se stala důležitým studijním podkladem pro tvorbu předpovědí v letecké meteorologii a našla tak praktické uplatnění.

2 MEZNÍ VRSTVA ATMOSFÉRY

Za mezní vrstvu atmosféry se považuje vrstva vzduchu v rozsahu od zemského povrchu až do výšky, kde se již neprojevují bezprostřední interakce mezi atmosférou a zemským povrchem. K těmto interakcím řadíme zejména vertikální přenos hybnosti, tepelné energie a vlhkosti, dále tření proudícího vzduchu o zemský povrch a specifický denní (a v podmínkách České republiky i roční) průběh stratifikace atmosféry.

Mezní vrstva atmosféry je obecně vrstva, v níž se bezprostředně projevuje vliv zemského povrchu na pole meteorologických prvků. Pokud mezní vrstvu atmosféry posuzujeme z hlediska proudění, tj. uvažujeme ji jako vrstvu, v níž se mechanicky projevuje tření proudícího vzduchu o zemský povrch, mluvíme o vrstvě tření. Obdobně definujeme teplotní nebo vlhkostní mezní vrstvu jako vrstvu, v níž je denní chod teplotních nebo vlhkostních parametrů ovlivňován podkladem. Tloušťka mezní vrstvy atmosféry může nabývat hodnot od zhruba 100 m do 3000 m [Stull, 2003, str. 1], a výška její horní hranice roste se zvětšující se drsností zemského povrchu, s rychlostí větru a se vzrůstající instabilitou teplotního zvrstvení ovzduší. Součástí mezní vrstvy atmosféry je přízemní vrstva atmosféry [Meteorologický slovník, 1993, str. 373], někdy nazývaná Prandtlůva vrstva nebo přízemní podvrstva [Bednář, 1985, str. 88]. Mezní vrstvu dále dělíme na několik dalších podvrstev, měnících se v průběhu dne.

Lze rozlišovat turbulentní a laminární mezní vrstvu podle toho, zda v ní je turbulentní nebo laminární proudění. Mezní vrstva skutečné atmosféry je zpravidla turbulentní. Laminární proudění se vyskytuje pouze nad hladkými typy povrchu (například nad vodní hladinou při slabém větru, nad uhlazenou sněhovou pokrývkou) v tenké vrstvě vzduchu o tloušťce řádově 10^{-3} až 10^{-2} m v tzv. laminární vrstvě neboli laminární podvrstvě. Zmíněná laminární vrstva je od turbulentní mezní vrstvy oddělena tenkou vrstvou s nedokonalou vyvinutou turbulencí. Neúplně vyvinutá turbulence bývá často v nejtěsnější blízkosti zemského povrchu i tehdy, není-li plně vytvořena laminární vrstva. Turbulentní prostředí ovlivňuje tvorbu a průběh termické konvekce, zejména účinným transportem tepla od zemského povrchu směrem do přízemní vrstvy, kde se formují termické stoupavé proudy. Transport tepla do vzduchu těsně nad povrchem tak vytváří podmínky pro růst vzduchových částic teplejších než jejich okolí a vzniku teplotně nehomogenního pole, které následně vyvolá vznik aerostatické vztlakové síly⁶.

Z uvedeného vyplývá, že termická konvekce probíhá (s výjimkou konvekčních jevů velkých

⁶ Rozlišujeme konvekci termickou, při níž se uplatňuje archimédovská síla vztlaku, působící při vzniku nehomogenního pole hustoty vzduchu. Horizontální rozdíly v hustotě vzduchu jsou zpravidla vyvolány horizontálními teplotními nehomogenitami. V této souvislosti hovoříme také někdy o tzv. volné konvekci. Uvažujeme dále konvekci vynucenou, která se může vyvíjet při proudění vzduchu přes překážku, vlivem proměnné drsnosti podkladu nebo vhodným působením sil horizontálního tlakového gradientu [Řezáčová, 2007, str. 234].

měřitek, jakými jsou bouřky nebo vývoj vysoko vyvinuté kupovité oblačnosti na frontálním rozhraní) právě v mezní vrstvě atmosféry, neboť součástí termické konvekce je vertikální přenos hybnosti, tepelné energie i vlhkosti. Vlastnosti mezní vrstvy jsou pro vývoj a průběh termické konvekce proto důležité. Mezní vrstva je přímo ovlivňována blízkostí zemského povrchu a reaguje na působící vlivy terénu v časovém měřítku okolo 1 hodiny anebo kratším. Těmito působícími vlivy se rozumí zejména třecí odpor, vypařování vody, přenos tepla, emitování znečišťujících příměsí a změny proudění, zapříčiněné terénem. Tloušťka vrstvy kolísá v čase i prostoru v rozmezí několika set metrů až po několik kilometrů [Stull, 2003, str. 2–5]. V podmínkách České republiky se horní hranice mezní vrstvy nachází v denní době v létě mezi hladinami 850 až 700 hPa. Sluneční záření, dopadající na zemský povrch a vyzařující z něj zpět do atmosféry, ovlivňuje teplotu vzduchu ve vrstvě od země do výšek kolem hladiny 850 hPa, zejména vlivem turbulentního přenosu. Turbulence v atmosféře je tím silnější, čím více instabilní je zvrstvení, tj. čím vyšší jsou vertikální gradienty teploty. Při velkých vertikálních gradientech teploty se vyvíjí konvekce, s níž je spojená termická turbulence, při které se velmi intenzivně promíchává vzduch ve vertikálním směru⁷. Při instabilním zvrstvení, které nad pevninou pozorujeme v létě, se zpomalující vliv tření projevuje v mohutnější vrstvě, hladina tření leží výš, než v případě stabilního zvrstvení (velmi četného v zimě). Při instabilním zvrstvení a intenzivním promíchávání vzduchu bude vliv tření na rychlost a směr větru menší, než při stabilním zvrstvení [Chromov, 1968, str. 310]. Malá část slunečního záření se absorbuje přímo do vzduchu mezní vrstvy, ale největší část záření se dostane do zemského povrchu, který pohltí až 90% sluneční energie. Je to právě země, která se ohřívá či ochlazuje vlivem radiace, a pak obratem působí na mezní vrstvu prostřednictvím procesů přenosu. Jedním z nejvýznamnějších takovýchto procesů přenosu je turbulence — někdy se užívá jako jeden z definičních parametrů mezní vrstvy. Nepřímo bývá i celá troposféra ovlivňována charakteristikami zemského povrchu, ale změny takto působené jsou mimo mezní vrstvu atmosféry relativně pomalé. Avšak naše definice mezní vrstvy uvažuje pouze vlivy, které se projeví za dobu kratší než jedna hodina. Tím se nemíní, že za jednu hodinu se mezní vrstva vždy dostane do rovnováhy, ale že se přinejmenším začnou projevovat výkyvy některých hodnot [Stull, 2003, str. 2–3]. Bouřky, pokud už na ně nemá zemský povrch vliv, mohou změnit charakteristiky mezní vrstvy v rámci několika minut — vtažením vzduchu z této vrstvy dovnitř bouřkového oblaku a současně propadem studeného vzduchu z volné atmosféry dolů až k zemi (obr. 1). Bouřky jsou ale jen zřídka zahrnovány do činitelů ovlivňujících mezní vrstvu. Vybočují z rozsahu pojmání termické konvekce pro použití v plachtění a v této práci diskutovány nebudou.

Na vývoj termické konvekce má podstatný vliv vítr v mezní vrstvě, zejména v přízemní vrstvě. Při laminárním proudění se teplo šíří od zemského povrchu do výšky prostřednictvím

⁷ Je však potřeba rozlišovat termickou turbulenci v podobě malých vírů, vzniklých působením Archimédovských sil v poli turbulentních fluktuací teploty vzduchu, od uspořádané termické konvekce, která vzniká v relativně ustáleném nerovnoměrném prohřívání zemského povrchu během dne, následkem čehož vznikají nad silněji zahříványými místy výstupné pohyby ve vzduchové hmotě, které jsou nad chladnějšími místy kompenzovány sestupnými pohyby [Bednář, 1985, str. 73–74].

relativně málo účinné molekulární difuze. Naopak turbulentní přenos, k němuž dochází po změně z laminárního na turbulentní proudění vzduchu při překročení kritické rychlosti větru, je o několik řádů lepším přenositelům různých veličin (zejména tepla a hybnosti), než jakým je molekulární přenos⁸. Právě turbulence umožňuje, aby mezní vrstva reagovala na změny působení zemského povrchu. Hodnota kritické rychlosti proudění je dána viskozitou vzduchu a drsností terénu [Řezáčová, 2007, str. 78]. Turbulence v mezní vrstvě je důsledkem tření proudícího vzduchu o zemský povrch. V mezní vrstvě předpokládáme rovnováhu mezi silou tlakového gradientu, Coriolisovou silou a horizontálními složkami turbulentních sil. Kvůli turbulenci se v mezní vrstvě liší skutečný vítr od geostrofické aproximace; směr proudění není souběžný s izobarou, ale směřuje pod určitým úhlem do nižšího tlaku, tzn. na severní polokouli doleva od směru geostrofického větru. Velikost úhlu závisí na velikosti třecích sil [Řezáčová, 2007, str. 80]. Proměnlivá drsnost podkladu tak může vyvolat lokální konvergenci proudění, která může být jedním ze spouštěcích mechanismů termické konvekce v daném místě. Horizontální složky rychlosti jsou za předpokladu homogenní turbulence (tj. koeficient turbulentní difuze je konstantou) závislé na výšce nad zemí podle následujících vztahů:

$$u(z) = u_g (1 - e^{-\gamma z} \cos \gamma z) \quad (1)$$

$$v(z) = u_g e^{-\gamma z} \sin \gamma z \quad (2)$$

kde u_g je rychlost geostrofického větru, z je výška nad zemí, $\gamma = \sqrt{(f/2K)}$, kde f je Coriolisův parametr ($f = 2\Omega \sin \varphi$, kde φ je zeměpisná šířka) a K je koeficient turbulentní difuze. Hodograf takto popsaného větru nazýváme Ekmanovou spirálou [Řezáčová, 2007]. Předpokládá se homogenní turbulence, při níž je $K = \text{konst.}$ Pro přízemní vrstvu však předpoklad $K = \text{konst.}$ neplatí, protože se zde koeficient turbulentní difuze mění s výškou velice rychle.

Pomocí změny vektoru větru podél vertikály můžeme definovat Ekmanovu vrstvu: její spodní hranice leží na zemském povrchu, horní hranice je tam, kde je vektor větru rovnoběžný s vektorem geostrofického větru. Takto zvolenou Ekmanovu vrstvu můžeme ztotožnit s mezní vrstvou atmosféry; její tloušťka závisí na teplotní stabilitě vrstvy a koeficientu turbulentní difuze. Kolísá od několika desítek metrů při silně stabilní stratifikaci, až po asi 3 km při termické konvekci [Řezáčová, 2007].

Rychlost větru v přízemní vrstvě jako funkci výšky popisuje řada dalších vztahů. Uvedme například Deaconův vztah

$$v(z) = v_* / [\chi(1 - \beta)] [(z/z_0)^{1-\beta} - 1] \quad (3)$$

⁸ Turbulence (i uspořádaná konvekce) způsobuje intenzivní promíchávání vzduchu, zejména ve vertikálním směru. Toto promíchávání je 10^3 až 10^4 silnější, než promíchávání, které by se uskutečňovalo jen molekulární cestou, v důsledku molekulární difuze. Je třeba si uvědomit, že při turbulenci se nepřemísťují a nepromíchávají pouze jednotlivé molekuly, ale v porovnání s nimi nepoměrně větší elementy turbulence, jejichž rozměry dosahují řádově centimetry, metry i desítky metrů [Chromov, 1968, str. 69].

kde v_* je dynamická rychlost, χ je von Kármánova konstanta, z_0 je parametr drsnosti, β je bezrozměrná veličina charakterizující stratifikaci atmosféry, z je výška nad terénem [Dufková, 2002].

Turbulentní výměna tak urychluje proces přenosu tepla od země do přiléhajících vzduchových vrstev; za podmínek turbulentního proudění intenzivněji podporuje utváření termických stoupavých proudů, než za bezvětří⁹. Vzájemný vliv turbulence – termická konvekce je oboustranný. Vertikální pohyby termiky napříč atmosférou vyvolávají turbulentní proudění vzduchu¹⁰.

Způsob proudění vzduchu (vítr) může být kvalifikován do tří obecných kategorií: základní proudění, turbulence a vlny (obrázek 1). Každá z těchto kategorií může existovat samostatně anebo za přítomnosti některé z ostatních složek v podobě jejich superpozice. V mezní vrstvě může existovat každá z nich tam, kde jsou např. vlhkost, teplo, hybnost či atmosférické příměsi přenášeny především v horizontálním směru prostřednictvím základního proudění a ve vertikálním směru prostřednictvím turbulence [Stull, 2003, str. 3].

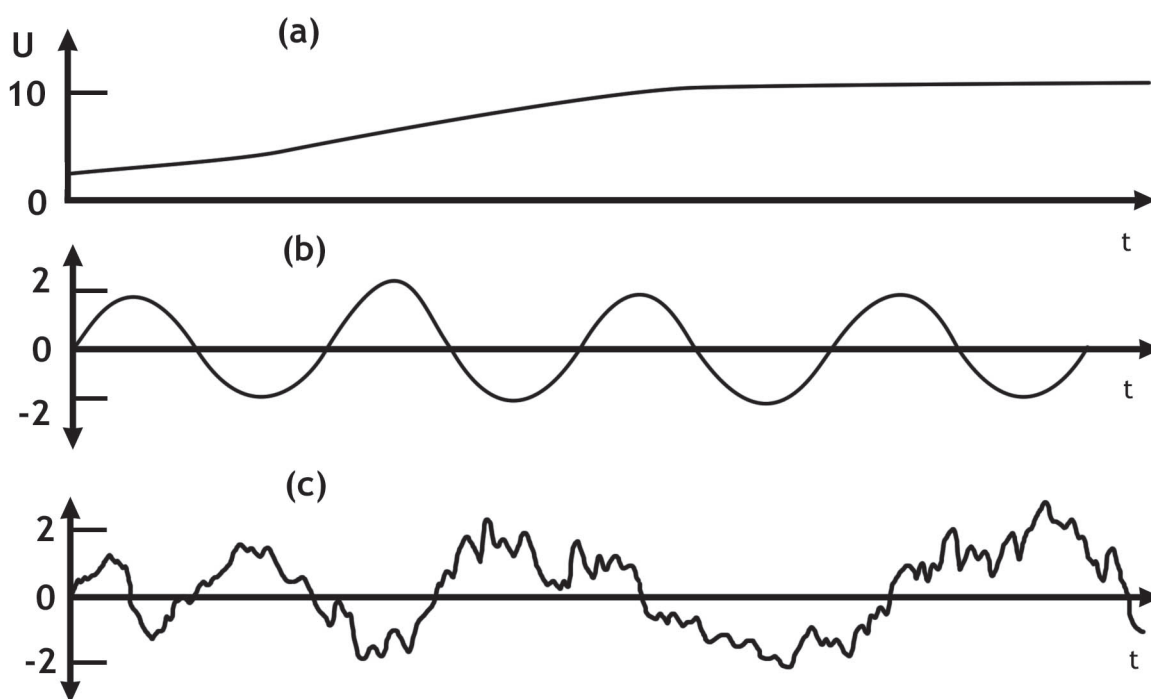
Základní proudění je zodpovědné za významný horizontální přenos toho kterého prvku; nazývá se advekce. Obvyklá rychlost horizontálního větru v mezní vrstvě je mezi 2–10 m/s. Tření o zemský povrch způsobuje, že u země je rychlost proudění nejmenší. Vertikální rychlosti jsou u takového proudění výrazně nižší, zpravidla milimetry až centimetry za vteřinu.

9 *Kuje shora dolů. Ve skutečnosti je však tento děj složitější. Obsah vodních par zpravidla klesá s výškou. Proto turbulentní výměna vodních par směřuje obvykle zespoda nahoru. Hybnost se odevzdává ve směru jejího ubývání, obvykle shora dolů [Chromov, 1968].*

10 *Na rozvoj turbulence má vliv i tzv. Archimédova či hydrostatická síla. Jednotlivá množství vzduchu se přemísťují nahoru, pokud je jejich teplota vyšší a hustota menší, než teplota okolního vzduchu. Naopak, kvanta vzduchu, která mají nižší teplotu a větší hustotu než okolní vzduch, budou klesat. Přemísťování vzduchu v důsledku rozdílů v hustotách bude tím intenzivnější, čím bude větší pokles teploty s výškou, tj. čím bude větší vertikální teplotní gradient. Proto na základě domluvy můžeme mluvit o dynamické turbulenci, která vzniká nezávisle na teplotních podmínkách, a o termické turbulenci anebo konvekci určené teplotními poměry. Ve skutečnosti má turbulence komplexnější charakter, a proto je správnější mluvit o větší nebo menší roli termického faktoru při jejím vzniku a rozvoji. Mimoto rozvoje dynamické turbulence závisí na rozložení teploty, protože elementy turbulence podléhají adiabatickým změnám, a tak na jejich vertikálníaždá substance, která se přenáší při turbulentní výměně (hybnost, teplo, vodní páry) se šíří v tom směru, ve kterém jí v atmosféře ubývá. Množství tepla je přímo úměrné potenciální teplotě. Proto se bude při turbulenci teplo šířit v tom směru, ve kterém ubývá v atmosféře potenciální teplota. Ve větší části ubývá potenciální teplota shora dolů. Proto turbulentní výměna tepla též nejčastěji směř přemísťování má vliv vertikální rozložení teploty vzduchu.*

Při určitých podmínkách turbulence podmíněná zejména termickými příčinami mění rychleji či pomaleji svůj rozsah: mění se na uspořádanou konvekci. Namísto drobných, chaoticky se pohybujících turbulentních vírů, začínají převládat mohutné výstupné pohyby vzduchu typu komínů nebo proudů, jejichž rychlosti dosahují několika metrů za sekundu, někdy až 10 – 20 m/s. Tyto mohutné výstupné proudy se nazývají termiky. Velmi často je využívají plachtaři. Současně s výstupnými proudy se pozorují také klesající pohyby vzduchu, které jsou méně intenzivní, avšak zabírají větší plochy.

S uspořádanou konvekci souvisí utváření vertikálně mohutných oblaků — kumulů. Pro vznik konvekce tohoto druhu je potřebné, aby vertikální teplotní gradient dosahoval velké hodnoty (aby byl blízký 1 °C/100 m, anebo ještě větší) aspoň do hladiny, v níž se začínají tvořit oblaky [Chromov, 1968].



Obrázek 1 — Idealizovaný průběh a) průměrné rychlosti větru, b) samotných vln, c) samotné turbulence. V reálné atmosféře jsou často vlny a turbulence přidanou složkou k průměrné rychlosti větru. U značí komponentu dané složky podél osy x , tzn. ve směru proudění větru. Obrázek přejet z [Stull, 2003, str. 3].

Vlny, které jsou v mezní vrstvě pozorovány často v noci, přenášejí jen malé množství tepla, vlhkosti či jiných skalárních veličin, jako např. množství znečišťujících příměsí. Podstatně větší měrou však přenášejí hybnost a energii. Takovéto vlny mohou být v místním měřítku generovány stříhem základního proudění a také prouděním větru kolem překážek. Někdy může být příčinou vzniku takovýchto vln i vzdálený zdroj, jako např. bouřka či výbuch.

Pro účinný přenos tepelné energie ze zemského povrchu do nejnižší vrstvy atmosféry je důležitá turbulence. Velká četnost výskytu turbulence u zemského povrchu je jednou z charakteristik, které odlišují mezní vrstvu od klidné volné atmosféry. Mimo mezní vrstvu pozorujeme turbulenci především v oblasti jet-streamu, kde stříh větru může způsobovat tzv. CAT, ta však nemá na rozvoj termické konvekce v mezní vrstvě vliv. Někdy mohou atmosférické vlny zesílit místní stříh větru, který je zdrojem turbulence. Vlnové proudění se tak může podílet na turbulentním přenosu tepla a znečišťujících příměsí, ačkoliv jinak se vlnový typ proudění z tohoto hlediska neuplatňuje. Při studiu turbulence a vlnového proudění bychom mohli rozdělit některé veličiny, jako je např. teplota či vítr, na hlavní a perturbační složku. Hlavní složka reprezentuje základní přenos těchto parametrů, zatímco perturbační složka teploty nebo větru reprezentuje kolísání kolem základních hodnot. Turbulenci, která se projevuje jako odchylky od hladkého proudění základního větru, si můžeme představit jako víry, složené z nepravidelných pohybů. Různě velké víry se vzájemně překrývají a doplňují, jejich vliv se skládá. Různé velikosti vírů označujeme jako spektrum turbulence.

Značná část turbulentního víření vzniká díky působení zemského povrchu. Například sluneční

záření, dopadající na zemi během slunečných dní, bývá příčinou vzniku termických stoupavých proudů, v nichž vzduch stoupá do výšky. Tyto stoupavé proudy můžeme považovat za velké víry. Tření vzduchu o zemský povrch při větru je příčinou stříhů větru, které jsou často značně turbulentní. Také překážky, jako jsou stromy a budovy, zakřivují proudění vzduchu a jsou příčinou turbulence v jejich závětrí.

Vůbec největší víry, jejichž rozměry jsou srovnatelné s rozměry mezní vrstvy, mají průměr mezi 100 až 3000 m. Jedná se o nejintenzivnější turbulentní víření. V praxi se projevují například „zvrásněním“ vodní hladiny na jezerech či na oblacích kouře. Menší víry se často projevují třepáním listů nebo vlněním trávy. Tyto menší víry bývají často součástí větších vírů. Nejmenší víry, zpravidla o průměru jen několika mm, jsou velmi slabé kvůli ztrátám energie vlivem molekulární viskozity [Stull, 2003, str. 4–5]. Slabý výskyt turbulence nad mezní vrstvou atmosféry je příčinou toho, že volná atmosféra nemá prakticky žádnou interakci se zemským povrchem. Jednodušeji řečeno, volná atmosféra se chová jako by neměla žádné ohraničení, které by ji nějak narušovalo; výjimku tvoří jen proudění těsně u horní hranice mezní vrstvy atmosféry.

2.1 STRUKTURA MEZNÍ VRSTVY

Mezní vrstvu zemské atmosféry lze rozdělit do vertikálně členěných podvrstev, které mají význam při formování, vývoji, průběhu i zániku termické konvekce (obrázek 2). Obecně v souvislosti s mezní vrstvou atmosféry uvažujeme následující vrstvy a jejich anglofonní označování [Stull, 2003, str. 10]:

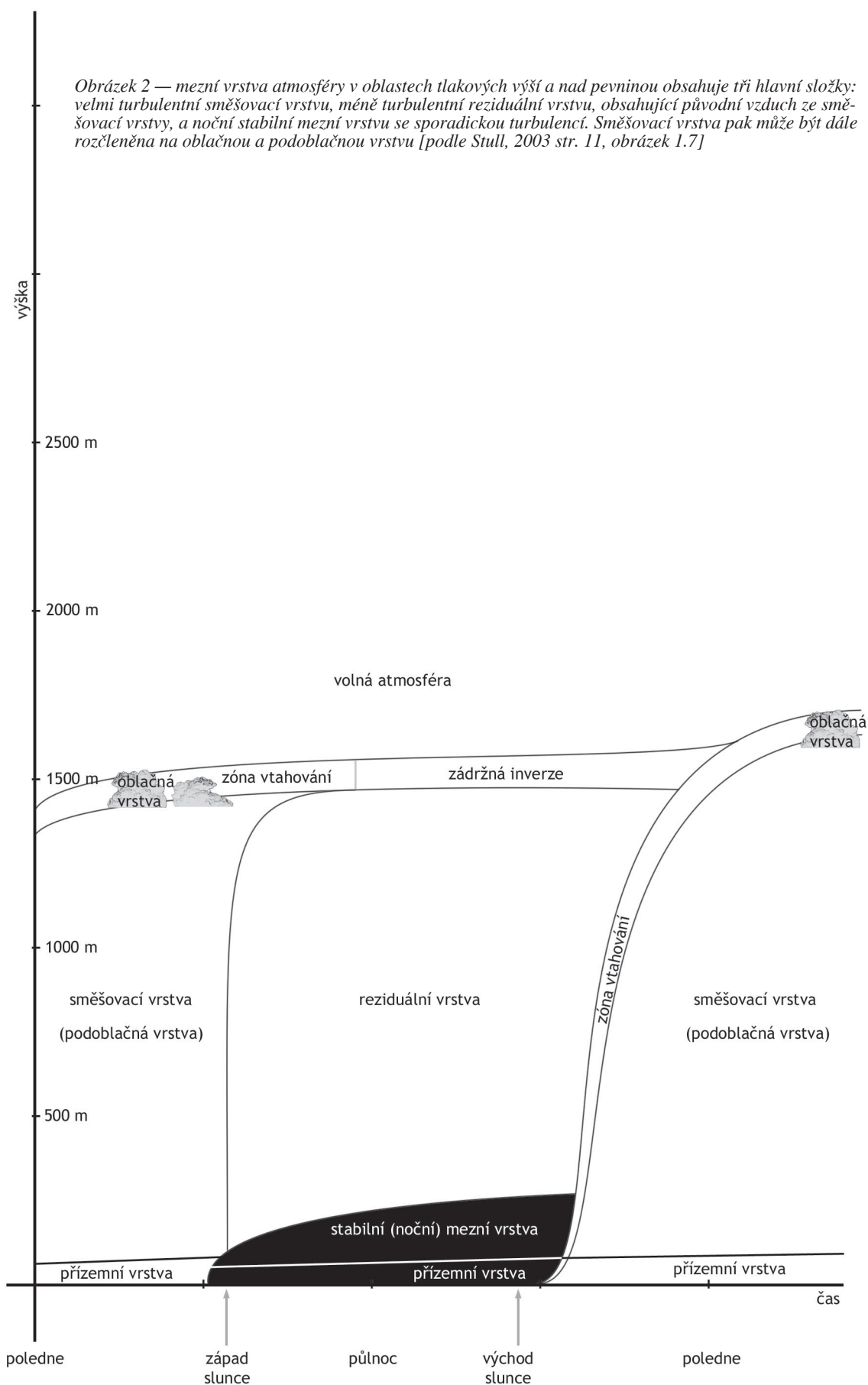
BL	mezní vrstva atmosféry (Boundary Layer)
CL	oblačná vrstva (Cloud Layer)
FA	volná atmosféra (Free Atmosphere)
IBL	vnitřní mezní vrstva (Internal Boundary Layer)
ML	vrstva směšování (Mixed Layer či také Mixing Layer)
RL	reziduální vrstva (Residual Layer)
SBL	stabilní mezní vrstva (Stable Boundary Layer)
SCL	podoblačná vrstva (Subcloud Layer)
SL	přízemní vrstva (Surface Layer)

Některé z těchto vrstev vznikají, vyvíjejí se a zanikají v souvislosti s denní dobou a souvisejí také s termickou konvekcí. Jak ukazují výsledky této práce, existuje poměrně silná vazba mezi tloušťkou mezní vrstvy, resp. hladinou nulového vztlaku, a průměrnou vertikální rychlostí konvekčních proudů v dané oblasti (obrázek 3). Pro předpověď těchto vertikálních rychlostí je potřebné znát předpověď očekávané tloušťky mezní vrstvy¹¹.

Nad oceány i pevninami platí, že mezní vrstva je tenčí v oblastech tlakových výší, než v oblastech tlakových níží. Subsidence vzduchu a přízemní divergence proudění, která bývá v oblas-

¹¹ Hladina nulového vztlaku (HNV) není samozřejmě totožná s horní hranicí konvekční mezní vrstvy (CBL), ale často leží nepříliš hluboko pod horní hranicí CBL.

Obrázek 2 — mezní vrstva atmosféry v oblastech tlakových výší a nad pevninou obsahuje tři hlavní složky: velmi turbulentní směšovací vrstvu, méně turbulentní reziduální vrstvu, obsahující původní vzduch ze směšovací vrstvy, a noční stabilní mezní vrstvu se sporadickou turbulencí. Směšovací vrstva pak může být dále rozčleněna na oblačnou a podoblačnou vrstvu [podle Stull, 2003 str. 11, obrázek 1.7]



tech tlakových výší, posouvá hranici mezní vrstvy do nižších výšek, než jaké bývají v tlakových nížích. Tenčí tloušťky mezní vrstvy jsou také všeobecně pozorovány v bezoblačných oblastech. Pokud se v tenké mezní vrstvě vyskytují nějaká oblaka, pak jsou to zpravidla Cu hum nebo Sc. V tlakových nížích se naopak horní hranice mezní vrstvy posouvá výš nad terén vlivem výstupných pohybů. Pro takovéto situace je někdy obtížné stanovit, kde se vůbec horní hranice mezní vrstvy nachází. Základna oblačnosti se zde může nacházet v podstatě kdekoliv. Dalším faktorem jsou časové změny horní hranice mezní vrstvy během krátké doby — v tlakových nížích se může tato hranice vlivem výstupných pohybů během hodiny výrazně změnit [Stull, 2003, str. 10]. Může se tedy snadno stát, že horní hranice mezní vrstvy bude ležet v tlakové níži a v daném okamžiku v menší výšce, než tomu bývá v tlakových výších.

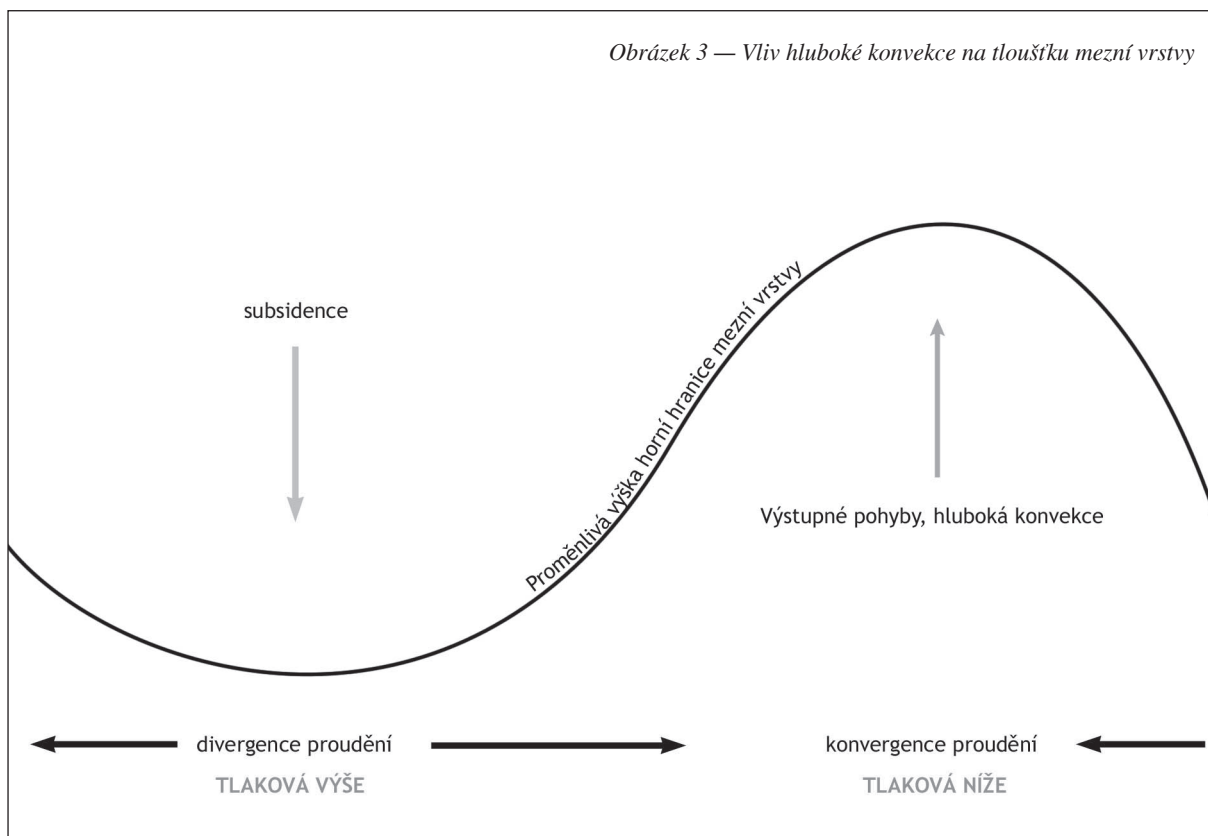
Nad pevným zemským povrchem je v tlakových výších mezní vrstva velmi dobře vyjádřena a má zřetelný denní chod. V takovéto mezní vrstvě definujeme tři hlavní komponenty, měnící se v průběhu denní doby — vrstvu směšování, v níž je turbulence významná, reziduální vrstvu, v níž je turbulence slabá, a stabilní mezní vrstvu, kde turbulence je jen sporadická. Pokud se ve směšovací vrstvě vyskytují navíc ještě oblaka, definujeme oblačnou vrstvu a podoblačnou vrstvu.

Přízemní vrstva je tenká, přibližně 50 m silná vrstva při zemském povrchu, jejíž tloušťka je definována hranicí, v níž se velikost vertikálních turbulentních toků nemění o více než 10 až 20% hodnot těsně u země a obvykle nepřesahuje 10% tloušťky mezní vrstvy [Řezáčová, 2007, str. 82].

Konečně, velmi tenká vrstva, nazývaná mikrovrstva či přechodová vrstva, leží od zemského povrchu do výšky několika cm; v této vrstvě převažuje molekulární přenos nad přenosem turbulentním. Význam této vrstvy spočívá v tom, že nad určitými povrchy může podporovat transport vlhkosti do vzduchu; vyšší obsah vodní páry v přízemní vrstvě může lépe podporovat vznik archimédovských vztlakových sil¹².

Ve vrstvě směšování se utváří turbulence zpravidla vlivem vertikálních pohybů vzduchu při termické konvekci. Dobré turbulentní promíchávání zde nastává také při silném větru. Zdrojem termické konvekce bývá jednak přenos tepla od prohřátého zemského povrchu do výšky, jednak radiační ochlazování v úrovni horní části oblačné vrstvy. První jmenovaný zdroj se podílí na vzniku stoupavého pohybu prohřátého vzduchu od země do výšky, zatímco vlivem druhého se utvářejí proudy chladnějšího vzduchu, klesajícího od vrcholů oblaků k zemi. Oba zdroje těchto

¹² Předpokládáme existenci laminární podvrstvy, která se vytváří zejména nad aerodynamicky hladkými povrchy a jejíž tloušťka nepřesahuje několik milimetrů. Meteorologicky významná laminární podvrstva se vyskytuje například nad klidnou vodní hladinou, kde silně ovlivňuje procesy související s výparem. Uvnitř laminární podvrstvy převládá laminární proudění, při němž se vzduchové částice pohybují ve vrstvách podél neprotínajících se proudnic konstantní rychlosti a nepřecházejí z jedné vrstvy do druhé. Mezi jednotlivými vrstvami dochází pouze k vertikální výměně molekul vzduchu v důsledku jejich neuspořádaného termického pohybu. Molekuly, které pocházejí z níže položených pomaleji se pohybujících vrstev, s sebou nesou do vyšších rychleji se pohybujících vrstev menší hybnost a naopak molekuly přecházející shora dolů mají větší hybnost než molekuly pocházející z nižších vrstev. Tímto způsobem vzniká celkový tok hybnosti směrem do nižších vrstev, který kompenzuje ztrátu hybnosti vyvolanou třením proudícího vzduchu o zemský povrch [Řezáčová, 2007, str. 77–78].



pohybů působí často současně, například když se studená vrstva vzduchu s oblakem Sc nasune advekcí nad prohřátý terén [Stull, 2003, str. 12].

Turbulence ve vrstvě směšování vzniká především kvůli termické konvekci. Ve vrcholové části této vrstvy se však na vzniku turbulence podílí spíše střih větru mezi směšovací vrstvou a volnou atmosférou. Takovýto střih větru na hranici volné atmosféry je principiálně blízký CAT a má se za to, že způsobuje oblačné formace, zvané Kelvin-Helmholtzovy vlny (obrázek 3).

Při bezoblačném dni závisí vývoj vrstvy směšování na příjmu sluneční radiace do zemského povrchu. Tento vývoj začíná asi půl hodiny po východu slunce, odkdy postupně narůstá turbulentní tloušťka vrstvy směšování. Tato vrstva je charakterizována intenzivním promícháváním při labilním zvrstvení, kdy se u země utvářejí konvekční proudy a stoupají atmosférou. Maximální tloušťky dosahuje směšovací vrstva v pozdním odpoledni. Narůstá pronikáním konvekčních proudů do výšky či klesáním méně turbulentního vzduchu z výšky nad směšovací vrstvou dolů do této vrstvy. Výsledná turbulence promíchává vzduchové objemy s různou teplotou, vlhkostí a hybností, zejména ve vertikálním směru.

Profily virtuální potenciální teploty jsou blízké adiabatickému vertikálnímu teplotnímu gradientu v oblasti středních výšek směšovací vrstvy. V přízemní vrstvě bývá zpravidla nadadiabatický vertikální teplotní gradient. Stabilní vrstva na horní hranici směšovací vrstvy působí jako zádržná vrstva pro stoupající termické proudy a proto zde dochází k útlumu turbulence. Je nazývána zóna vtahování, (EZ, Entrainment Zone), protože se zde vlivem turbulence prolíná vrchní část konvekční mezní vrstvy s volnou atmosférou a vzduch z volné atmosféry je zatahován do této zádržné vrstvy. Zmíněnou stabilní vrstvu představuje zpravidla výšková teplotní inverze, tzn. v této vrstvě vzrůstá teplota vzduchu s rostoucí výškou. Vrstva je nazývána inverzní

bez ohledu na míru instability. Pro označení celkové tloušťky vrstvy směšování se obvykle používá symbol z_i , který reprezentuje průměrnou výšku spodní hranice teplotní inverze.

Rychlost větru nabývá subgeostrofických hodnot v celé vrstvě směšování, směr proudění sleduje přibližně směr izobar s mírným odklonem směrem do nižšího tlaku vzduchu [Stull, 2003, str. 13]. Rychlost a směr větru bývá konstantní ve střední části směšovací vrstvy, zatímco u země v přízemní vrstvě rychlost větru klesá směrem k zemskému povrchu, u něhož je pak nulová. Křivka profilu rychlosti podél vertikály má proto v přízemní vrstvě logaritmický průběh. Odklon směru větru od směru izobary se v menší výšce nad zemí zvětšuje, u země není výjimkou odklon o 45° . Směšovací poměr s rostoucí výškou zpravidla klesá, ve střední části směšovací vrstvy je však víceméně konstantní. Silnější pokles směšovacího poměru s výškou v přízemní vrstvě je důsledkem velkého odpařování vlhkosti z půdy a vegetace. Další výraznější pokles směšovacího poměru v zóně vtahování je důsledkem promíchávání vzduchu ve směšovací vrstvě se sušším vzduchem z volné atmosféry. Pokles vlhkosti ve vrcholové části směšovací vrstvy je velice zřetelný a je často používán spolu s profilem potenciální teploty jako určující charakteristika horní hranice směšovací vrstvy na základě měření sondáží.

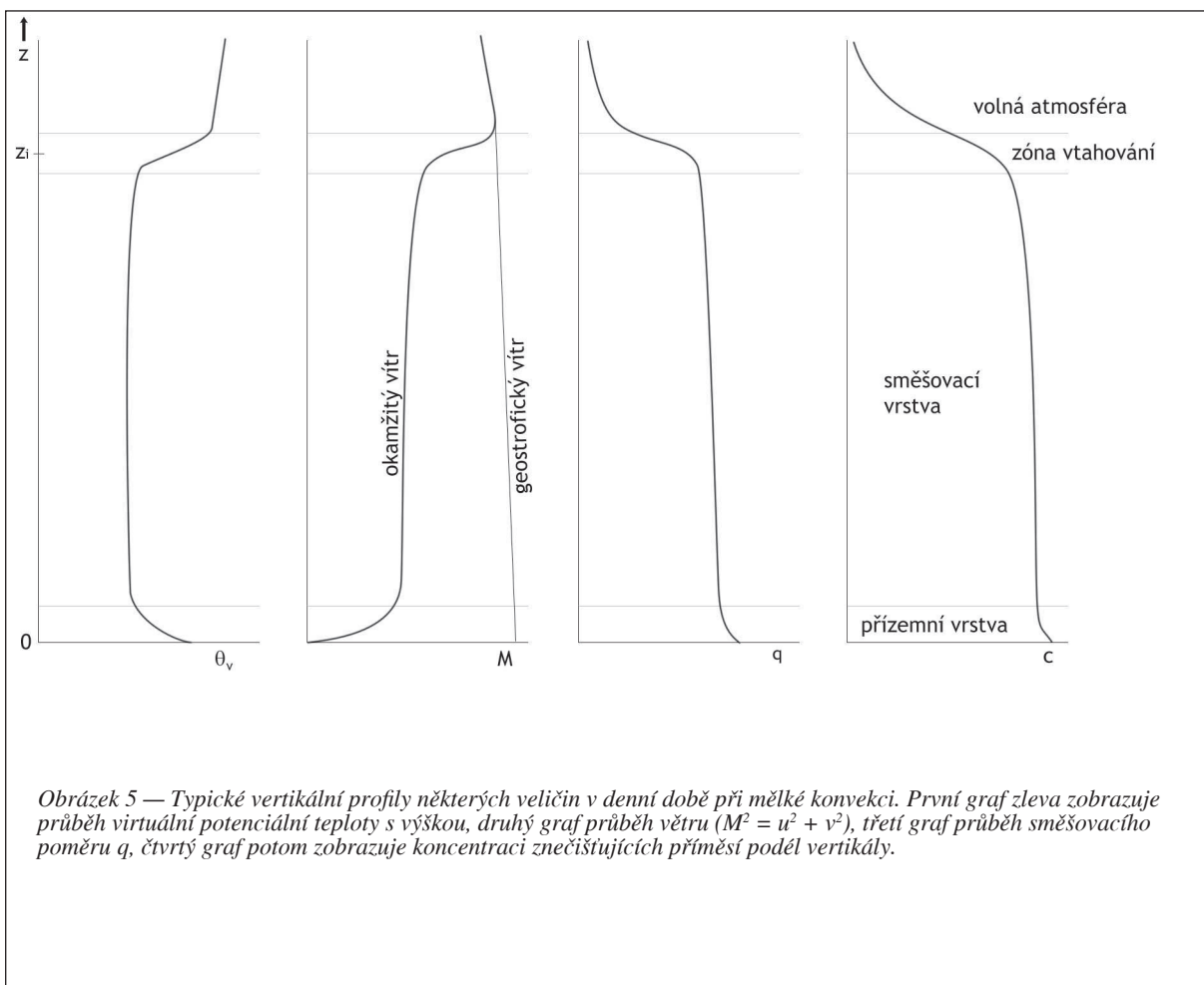
Jak se vrcholy konvekčních proudů dostávají v průběhu dne stále do větší výšky, mohou v případě dostatečné vlhkosti postupně dosáhnout konvekční kondenzační hladiny. Vznikající kupovitá oblaka diagnostikují termické konvekční proudy, využívané například dravci anebo piloty bezmotorových letadel.

Obloha zatažená vysokou nebo střední oblačností může silně redukovat insolaci. To potom omezuje také termickou konvekci. V takové situaci narůstá směšovací vrstva pomaleji a může být i neturbulentní a se stabilním vertikálním teplotním gradientem, pokud je tlumící oblačná vrstva silná a sluneční záření je jí natolik limitováno, že insolace nestačí ke vzniku konvekce.

Okolo půlhodiny před západem slunce se termická konvekce zastavuje (pokud není silná studená advekce, která by podporovala termickou konvekci nadále i v noci), turbulence v původně dobře promíchávané směšovací vrstvě slábnou. Takto vzniklá vrstva vzduchu se nazývá reziduální vrstva. Reziduální vrstva má indiferentní zvrstvení, vyplývající z toho, že turbulence je stejně intenzivní ve všech směrech [Stull, 2003, str. 14–15]. Reziduální vrstva zpravidla existuje až do ranních hodin, kdy se transformuje do nové vrstvy směšování. Virtuální potenciální teplota zpravidla v průběhu noci pozvolna klesá z důvodu divergence radiace. Rychlost tohoto ochlazování je obvykle asi $1\text{ }^\circ\text{C}$ za den [Stull, 2003, str. 15]. Ochlazování je zhruba rovnoměrné v celém rozsahu tloušťky reziduální vrstvy, což umožňuje udržovat profil virtuální potenciální teploty v reziduální vrstvě blízky adiabatickému. Jakmile následujícího dne dosáhne vrchní hranice směšovací vrstvy spodní hranice reziduální vrstvy, začne směšovací vrstva růst velmi rychle — v souladu s tím se rychle rozvíjí i termická konvekce. Reziduální vrstva se ráno už nedotýká přímo zemského povrchu. V průběhu noci totiž postupně od země narůstá stabilní vrstva, jejíž horní hranice je současně spodní hranicí reziduální vrstvy. Zbytek reziduální vrstvy pak již není ovlivňován turbulentním přenosem od zemského povrchu, neodpovídá proto zcela definici mezní vrstvy atmosféry.

Jak pokračuje noc, je spodní část reziduální vrstvy působením zemského povrchu transformována do stabilní mezní vrstvy. Charakterizována je usazeným vzduchem se stabilním

Obrázek 4 — Oblačné útvary blízke Kelvin–Helmholtzovým vlnám



zvrstvením a jen slabou sporadickou turbulencí. Ačkoliv se v noci vítr u země často ztiší na bezvětří, proudění ve výšce může zrychlit na supergeostrofické rychlosti; tento jev se nazývá nízkohladinový jet-stream či noční jet. Noční stabilizace zvrstvení vede k útlumu turbulence, zatímco noční jet-stream způsobuje vznik stříhu větru a turbulence v příslušných hladinách. k turbulenci proto někdy dochází v relativně krátkých poryvech, které zasahují shora do stabilní mezní vrstvy. V době mimo těchto poryvů je proudění směrem od povrchu země významně utlumováno.

V protikladu k dennímu výskytu směšovací vrstvy, která má jasně definovanou horní hranici, se u noční stabilní mezní vrstvy její horní hranice určuje velice obtížně, jelikož se plynule prolíná s reziduální vrstvou nad ní. Horní hranice vrstvy směšování se definuje jako spodní základna stabilní vrstvy, zatímco horní hranice stabilní mezní vrstvy se definuje buď jako horní hranice stabilního teplotního zvrstvení, anebo jako výška, v níž je intenzita turbulence jen malým zlomkem z její hodnoty u zemského povrchu.

Systém nočních větrů představuje rozsáhlý komplex. Těsně nad zemí je vítr velmi slabý nebo nulový. Ve výškách kolem 200 m nad zemí však může dosahovat rychlosti až 20–30 m/s v podobě nočního nízkohladinového jet-streamu, a o dalších několik set metrů výše pak rychlost větru zase klesá na nízké hodnoty, blízké geostrofickému proudění. Silné stříhy větru pod nízkohladinovým jet-streamem jsou spojeny se značnou změnou směru větru, kdy vítr v nižších hladinách vane napříč izobarami do nízkého tlaku vzduchu.

Velmi blízko u země je vrstva silná jen několik metrů, v níž pozorujeme stékající katabatický vítr. Jeho příčinou je radiační ochlazování vzduchu a jeho stékání vlivem gravitace. Běžné bývají rychlosti větru kolem 1 m/s ve výšce 1 m nad zemí. Tento chladný vzduch se hromadí v údolích a nižších polohách, kde následně zůstává bez pohybu. v noční stabilní přízemní vrstvě se velmi často vyskytuje proudění ve tvaru vln. Noční mezní vrstva s velmi silnou stabilitou umožňuje vznik nejenom gravitačním vlnám, ale v blízkosti země obsahuje také vlny s vyšší frekvencí. Pozorovaly se vertikální amplitudy kolem 100 m, i když s tím spojený vítr a teplota kolísaly jen velmi málo a tyto oscilace byly zaznamenatelné jen citlivými přístroji.

Stabilní mezní vrstva se může zformovat i během dne, pokud je zemský povrch studenější než vzduch. Takové situace nastávají při advekcích teplého vzduchu nad studený povrch, například za teplými frontami či v blízkosti linie pobřeží.

3 TERMICKÁ KONVEKCE

Za atmosférickou konvekci v atmosféře považujeme převážně vertikálně orientovanou cirkulaci vzduchu, tj. více či méně uspořádanou soustavu stoupavých a kompenzačních klesavých proudů, která ve vertikálním směru přenáší zejména hybnost, vlhkost a je příčinou adiabatických změn teploty přenášených kvant vzduchu¹³. K těmto vertikálním pohybům může docházet

13 *Konvekce termická je vytvářena hlavně působením archimédovských vztlakových sil vzniklých následkem horizontálních teplotních nehomogenit, které jsou zpravidla způsobeny nerovnoměrným radiačním ohříváním zemského povrchu [Meteorologický slovník, 1993, str. 149].*

samovolně či vynuceně. Konvekce, při níž vzduchové elementy (vzduchové částice) stoupají do výšky samovolně, pouze na základě aerostatického vztlaku, se nazývá volná. Vzduchovou částicí rozumíme objem vzduchu, který je na jedné straně natolik velký, abychom mohli abstrahovat od molekulární struktury, ale na druhé straně se jeví natolik malým, že v každém okamžiku lze uvnitř něho zanedbat prostorové změny teploty a měrné hmotnosti a jeho pohyb nevyvolává v okolním vzduchu kompenzující pohyby), zatímco okolí této částice zůstává tímto procesem nedotčeno a tedy nehybné. Metoda částice proto předpokládá, že teplotní rozdíl mezi částicí a jejím okolím vyvolá pouze vertikální pohyb této částice [Bednář, 1985, str. 31]. Konvekce, kdy je výstupný pohyb vzduchových částic iniciován počátečním mechanickým impulsem, se nazývá konvekce vynucená¹⁴. K odpoutání vzduchového elementu od zemského povrchu a jeho výstupu do výšky postačuje jeho vyšší teplota vzhledem k okolnímu vzduchu, ale při dodání mechanické energie v podobě počátečního impulsu¹⁵ může je toto odpoutání usnadněno, vzduchové elementy se mohou odtrhávat dříve, než dosáhnout určitého teplotního rozdílu vůči okolí. V tomto smyslu můžeme označit termickou konvekci za volnou, avšak podporovanou mechanickými impulsy — jde o kombinaci volné a vynucené konvekce.

Termickou konvekci musíme uvažovat jako soustavu výstupných proudů a k nim existujících kompenzačních sestupných proudů. Kvanta vzduchu, která aerostatickým vztlakem vystupují do výšky, jsou nahrazována jinými kvanty sestupujícího vzduchu¹⁶. Podle výškového dostupu stoupavých konvekčních proudů můžeme konvekci kvalifikovat jako mělkou, při níž konvekční proudy zhruba nepřesahují výšku hladin 600 – 500 hPa, a vertikální rychlosti se pohybují v řádu jednotek m/s¹⁷, a hlubokou (resp. pronikající), kdy dostup konvekčních proudů sahá zpravidla do horní troposféry, někdy i do spodní stratosféry, vertikální rychlosti konvekčních proudů se pohybují v řádu desítek m/s a tato konvekce je provázena vývojem vertikálně mohutné oblačnosti typu Cu con a Cb. Vertikální transport vlhkosti konvekci nad hladinu 600 hPa je viditelný také na družicových snímcích v oboru WV¹⁸.

Jiným způsobem lze konvekci kvalifikovat jako oblačnou či bezoblačnou, podle toho, zda je

14 Konvekce volná je konvekce, k jejímuž vzniku a rozvoji není třeba jiných než archimédovských vztlakových sil. V aerologické a synoptické praxi se touto konvekci obvykle rozumí konvekce nad hladinou volné konvekce až po hladinu, ve které je vyčerpána energie instability. Konvekce vynucená, nevhodně mechanická, je konvekce, k jejímuž rozvoji dává alespoň počáteční impuls proudění vzduchu přes orografické překážky a prostorová proměnnost drsnosti podkladu, popřípadě výkluzné pohyby vzduchu na frontálních plochách [Meteorologický slovník, 1993, str. 149].

15 Například při větrném počasí a turbulentním proudění, při proudění větru přes svislé překážky, jako budovy, les, orografické překážky, apod., kdy je vzduch na návětrných stranách těchto překážek nucen vystupovat do výšky.

16 Konvekční proudy dopravují vlhký a teplý vzduch z přízemních hladin vzhůru a vyvolávají kompenzační sestupné proudy, které se mohou projevit ve spodních hladinách jako silný nárazový vítr [Řezáčová, 2007, str. 233].

17 V rámci mělké konvekce sahající od zemského povrchu vzhůru se vyvíjejí nesrážkové kupovité oblaky Cu hum nebo Cu med [Řezáčová, 2007, str. 235].

18 Water vapour.

provázena výskytem kupovité oblačnosti¹⁹. Dále v souvislosti se situováním jednotlivých konvekčních proudů v krajině či oblasti mluvíme o termické konvekci neuspořádané, buněčné či uspořádané²⁰.

Podmínkou vzniku a existence volné termické konvekce je nastolení takových atmosférických podmínek, kdy na danou vzduchovou částici, energeticky izolovanou od okolí, působí archimédovská vztlaková síla na základě rozdílu hustoty vzduchu v částici a mimo ni. Vertikální zrychlení směrem vzhůru na částici působí vždy, je-li hustota vzduchu v částici nižší než v jejím okolí. Toho je v přírodě dosaženo dodáním většího tepla do částice u zemského povrchu a následně během jejího výstupu do výšky udržováním kladného teplotního rozdílu ve prospěch stoupající částice. Vztlaková síla na částici působí během výstupu tak dlouho, než částice dosáhne hladiny nulového vztlaku, v níž je teplota částice a jejího okolí totožná, a nad níž je pak teplota částice nižší, než teplota vzduchu v jejím okolí. Souhrnná energie, která je k dispozici pro výstup částice na základě aerostatického vztlaku mezi počáteční hladinou volné konvekce²¹ a hladinou nulového vztlaku, se nazývá CAPE (Convective Available Potential Energy, dostupná potenciální energie konvekce) a v této práci je jedním ze zkoumaných vlivů na rychlosti konvekčních proudů:

$$\text{CAPE} = \int_{\text{HVK}}^{\text{HNV}} g((T_p - T_e)/T_e) dz \quad (4)$$

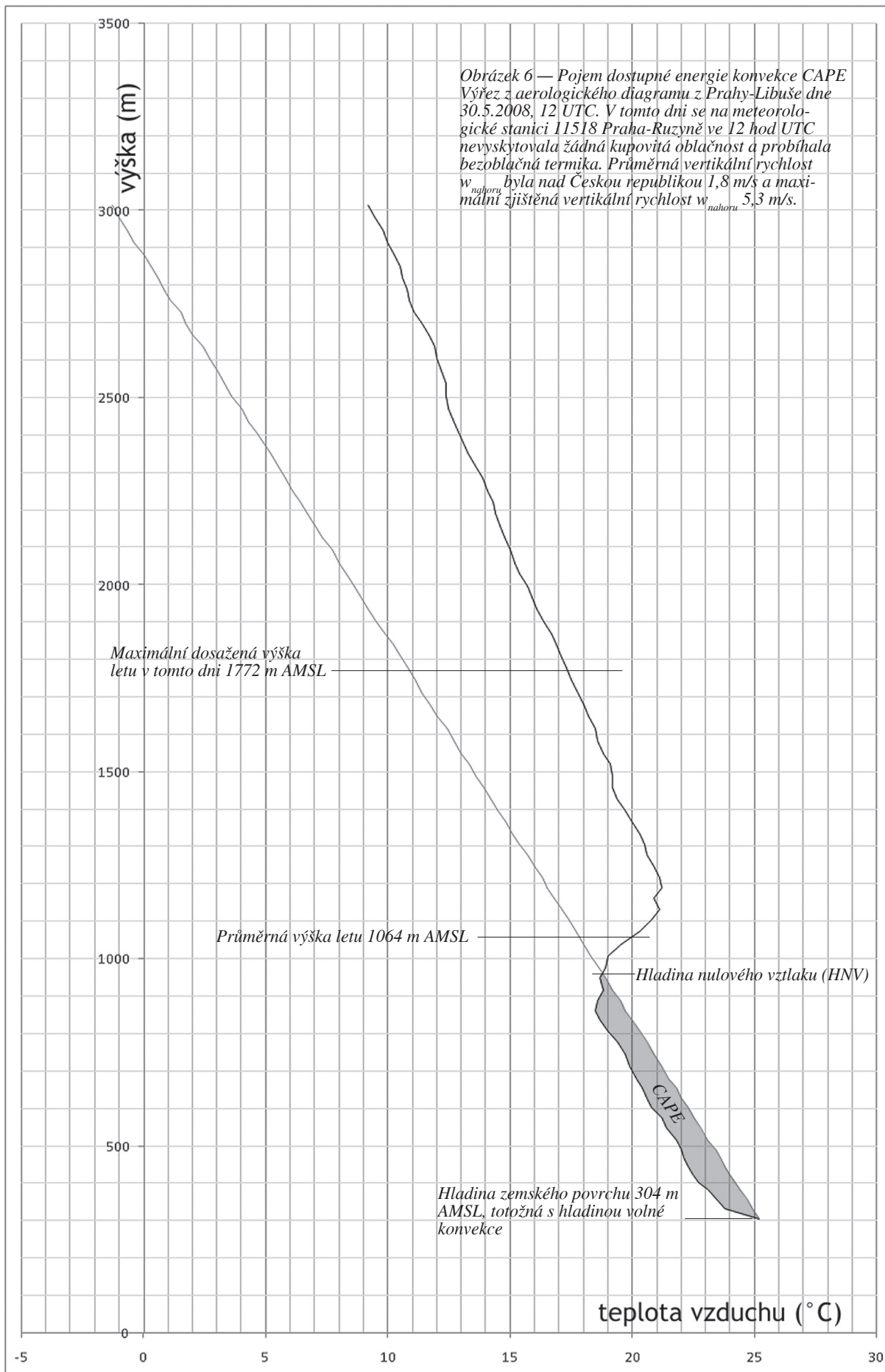
kde spodní integrační mezí je výška hladiny volné konvekce a horní mezí pak výška hladiny nulového vztlaku. V případě, že ke spuštění termické konvekce je zapotřebí vnějšího impulsu, který přinutí vzduchovou částici vystoupat od podkladu do hladiny volné konvekce, tzn. hladina volné konvekce leží nad zemským povrchem, je nutno brát v úvahu také energii, která zajistí tento posun částice. Tato energie se označuje CIN (Convective Inhibition) a vypočítává se shodně s CAPE, avšak s opačným znaménkem:

$$\text{CIN} = -\int_0^{\text{HVK}} g((T_p - T_e)/T_e) dz \quad (5)$$

19 Pokles teploty stoupajícího vzduchu je spojen s poklesem hodnoty napětí nasycení vodní párou. Relativní vlhkost ve vystupujícím vzduchu tedy roste. Pokud stoupající vzduch nedosáhne stavu nasycení vodní párou, hovoříme o bezoblačné, nebo též suché konvekci, která se vyvíjí při relativní vlhkosti menší než 100%. Meteorologicky nejvýznamnější jsou však konvekční výstupné pohyby, při nichž je dosaženo nasycení vzduchu vodní párou a dochází k vývoji kupovité konvekční oblačnosti. V tomto případě používáme pojem vlhká či oblačná konvekce [Řezáčová, 2007, str. 233].

20 V publikaci Meteorologický slovník, 1993, najdeme i různá další označení dílčích typů atmosférické konvekce. Uvedme alespoň názvy buněčná, popř. celulární konvekce, a uspořádaná konvekce, které vystihují skutečnost, že výstupné i kompenzační sestupné pohyby a tedy i konvekční oblačnost mohou tvořit plošně uspořádané struktury jasně zřetelné zejména na družicových snímcích [Řezáčová, 2007, str. 235].

21 V případě rozvinuté denní termické konvekce leží hladina volné konvekce přímo na zemském povrchu.



kde spodní integrační mez leží na zemském povrchu, resp. podkladu, a horní mezí je výška hladiny volné konvekce²².

Rovněž výška hladiny nulového vztaku a její vliv na vertikální rychlosti konvekčních proudů je v této práci zkoumána a diskutována.

Vyšší teploty vůči svému okolí nabývá částice vlivem vyššího radičního vyzařování tepelné energie zemského povrchu. Velikost tohoto vyzařování závisí na řadě faktorů, zejména na insolaci a následnému rozdělení toků tepla podle charakteristik povrchu²³. Po odpoutání vzduchové částice od zemského povrchu tato částice stoupá do výšky. Archimédovská vztaková síla, která na ni působí, resp. vertikální zrychlení působící na jednotku hmotnosti, je vyjádřena vztahem

$$dw/dt = -g - (1/\rho_p)(dp/dz) \quad (6)$$

kde ρ_p je hustota vzduchu ve stoupající částici. Pro vzduch v okolí částice platí rovnice hydrostatické rovnováhy

$$g = -(1/\rho_e)(dp/dz) \quad (7)$$

kde ρ_e představuje hustotu vzduchu v tomto okolí. Z rozdílu obou rovnic dostaneme

$$dw/dt = g((\rho_e - \rho_p)/\rho_p) = g((T_p - T_e)/T_p) \quad (8)$$

kde jsme hustoty převedli na teploty pomocí stavové rovnice a symbol T_e značí teplotu okolí částice, T_p teplotu vystupující částice. Vertikální zrychlení stoupající vzduchové částice je funkcí rozdílu teplot $T_p - T_e$. Z toho plyne, že volná konvekce bude probíhat tehdy, když si vystupující částice bude udržovat kladný rozdíl teploty vzhledem k okolí, nezávisle na vertikálním průběhu teploty atmosféry, který označujeme symbolem γ a definujeme

$$\gamma = dT/dz \quad (9)$$

kde T je teplota a z je výška. Nahradíme-li vertikální souřadnici z tlakem vzduchu z rovnice hydrostatické rovnováhy, můžeme zapsat

$$dT/dz = -(dT/dp)\rho g \quad (10)$$

22 Započtení energie CIN bychom uplatnili např. v situaci, kdy se v mělké vrstvě u země vyskytuje stabilní stratifikace atmosféry a nad touto vrstvou potom instabilní stratifikace. Při rozvinuté termické konvekci v poledních a odpoledních hodinách, kdy probíhalo měření použité v této práci, byla atmosféra vždy instabilní již od zemského povrchu, tzn. hladina volné konvekce byla totožná s výškou terénu.

23 Uplatňuje se např. albedo zemského povrchu a vlastnosti podkladu, na kterých závisí jeho tepelný režim.

odkud za použití 1. hlavní věty termodynamické pro suchý vzduch²⁴ a stavové rovnice²⁵ dostáváme

$$\gamma_d = -dT/dz = g/c_{pd} = 9,8 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1} \approx 10 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1} \quad (11)$$

kde c_{cp} je měrné teplo suchého vzduchu při stálém tlaku [Řezáčová, 2007, str. 129] a symbol γ_d označuje vertikální suchoadiabatický gradient. Vystupující suchá vzduchová částice se tedy bude ochlazovat o 1 °C na každých 100 m výšky. Vertikální gradient teploty vzduchu použijeme pro vyjádření statické stability atmosféry²⁶ — jestliže teplota vzduchu v atmosféře bude klesat s výškou rychleji než suchoadiabatický gradient, tj.

$$-\gamma_d > 9,8 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1} \quad (12)$$

mluvíme o instabilní atmosféře, resp. instabilní stratifikaci atmosféry vzhledem k suchému vzduchu²⁷. Tento stav atmosféry umožňuje volnou konvekci. Je-li naopak

$$-\gamma_d < 9,8 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1} \quad (13)$$

mluvíme o stabilní atmosféře, resp. o stabilní stratifikaci atmosféry vzhledem k suchému vzduchu; tento stav atmosféry brání volné konvekci. Stav, kdy je přesně

$$-\gamma_d = 9,8 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1} \quad (14)$$

nazýváme indiferentní stratifikací; v atmosféře se vyskytuje často a volná konvekce za těchto podmínek existuje vzhledem k tomu, že částice nabyde vůči svému okolí vyšší teploty v přízemní vrstvě a při svém výstupu si udržuje konstantní teplotní rozdíl ve svůj prospěch až do hladiny nulového vztlaku.

V případě vzduchu nasyceného vodní párou je rovnice vyjadřující nasyceně-adiabatický vertikální teplotní gradient γ_s podstatně komplikovanější, její formulaci lze nalézt např. v [Řezáčová, 2007, str. 129]; zde se výstupem nasycených vzduchových částic nebudeme zabývat vzhledem k tomu, že kluzáky v oblacích létat nesmějí a měření proto probíhalo pouze v podoblačné

24 $c_p dT = \alpha dp$, kde α je měrný objem, c_p je měrné teplo suchého vzduchu při stálém tlaku.

25 $\rho = p/RT$

26 *Statická stabilita atmosféry je kritériem k vyjádření podmínek rozvoje či zániku termické konvekce.*

27 *v [Řezáčová, 2007, str. 129] je uvedena formulace také pro vlhký nenasycený vzduch; z ní vyplývá, že vertikální teplotní gradient vystupující částice suché či vlhké se liší jen zanedbatelně. Považujeme proto suchoadiabatický a vlhkoadiabatický vertikální teplotní gradient za sobě rovné.*

vrstvě — nemáme k dispozici data vertikálních rychlostí uvnitř oblaků²⁸. Nasyceně-adiabatický vertikální gradient teploty silně závisí na tlaku a teplotě. Ve výškách běžného výskytu kupovité oblačnosti (2–4 km nadmořské výšky) se jeho hodnota pohybuje orientačně mezi 4–9 °C. km⁻¹, klesá s klesajícím tlakem a rostoucí teplotou vzduchu [Řezáčová, 2007, str. 129–130]. Vzhledem k uvedenému je patrné, že $-\gamma_s < -\gamma_d$ a může proto nastat situace, kdy momentální stratifikace v atmosféře bude odpovídat situaci

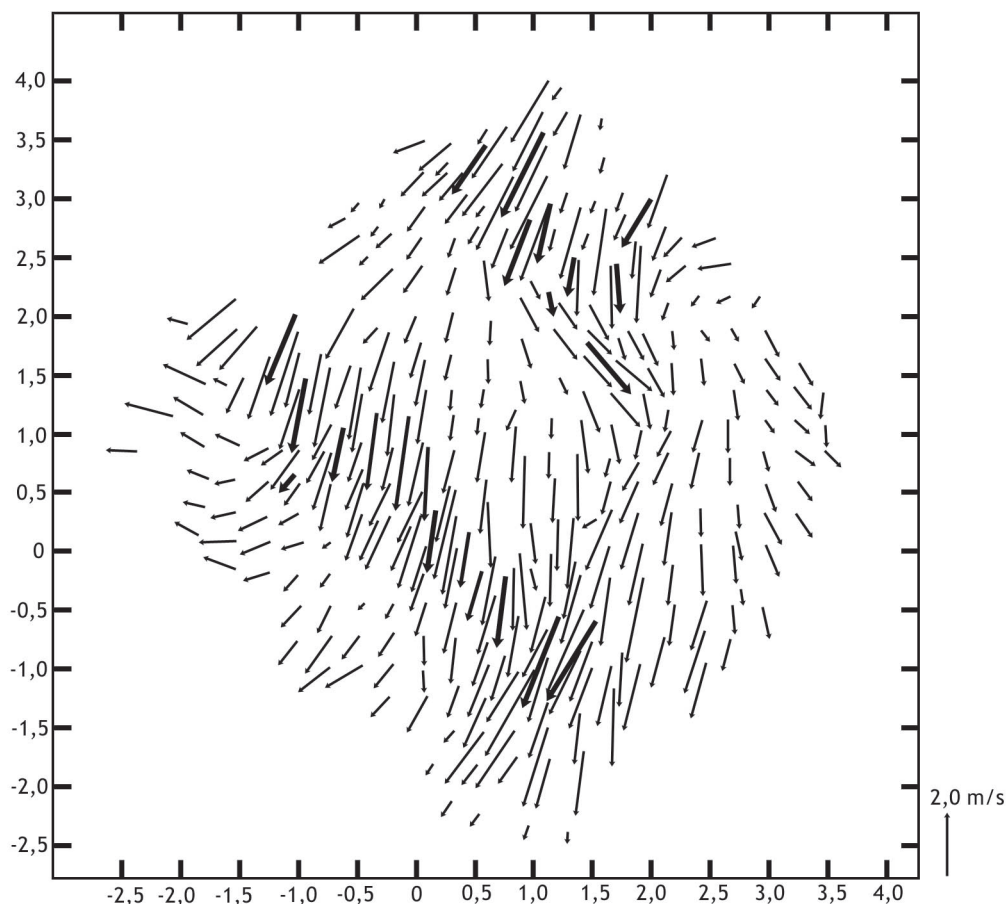
$$-\gamma_s < -\gamma < -\gamma_d$$

která představuje instabilitu atmosféry pro nasycený vzduch, ale stabilitu pro vzduch nenasycený. Přejít ze stabilní na instabilní stratifikaci je podmíněn nasycením vzduchu a výše uvedenou situací nazýváme podmíněnou instabilitou.

3.1 PROCESY V PŘÍZEMNÍ VRSTVĚ

Instabilní přízemní vrstva je charakterizována nadadiabatickým vertikálním teplotním gradientem, úbytkem vlhkosti s výškou a silnými stříhy větru, které jsou velmi dobře popsány Monin-Obuchovovou teorií podobnosti. Teplota a vlhkost v kterékoliv výšce významně závisí na předchozí historii přízemní vrstvy. Profil větru na historii nezávisí, protože rychlost větru je na zemském povrchu nulová; může však být ovlivněna nerovnoměrným zemským povrchem [Stull, 2003, str. 442]. Virtuální potenciální teplota klesá velmi rapidně ve spodní mikrovrstvě od horkého povrchu země v oblasti vysokých teplot ve spodní části přízemní vrstvy. Ve zbývajících horní části přízemní vrstvy pak virtuální potenciální teplota klesá již pomaleji a na horní hranici přízemní vrstvy se už její vertikální gradient blíží nule. Silné vertikální gradienty ve spodní části přízemní vrstvy jsou důsledkem zejména molekulárního vedení tepla, zatímco ve vyšší části přízemní vrstvy jsou zmírňovány turbulentním promícháváním prostřednictvím malých vírů. Silné konvekční promíchávání přenáší vyšší hybnost z větších výšek směrem k zemi, v jejíž blízkosti je při větru velký třecí odpor mezi vzduchem a povrchem země. Směšování je dostatečně výrazné na to, aby vyvolávalo přiměřenou rychlost větru v typické výšce anemometru, tj. 10 m, kde je rychlost větru velká během dne a utichá v noci. K tomuto základnímu proudění se pak ještě přidávají perturbace rychlosti větru, spojené s přechodem takových struktur v poli proudění, jako např. čar konvergence proudění či jednotlivých termických elementů.

²⁸ Podle předpisu L2–Pravidla létání směřují letadla létající za podmínek VMC létat nejvýše 300 m pod základnou oblačnosti ve vzdušném prostoru třídy E (jeho spodní hranice je 300 m nad zemí a horní hranice v tlakové výšce 9500 stop při podmínkách Mezinárodní standardní atmosféry, tj. podle výškoměru nastaveném na tlak 1013,25 hPa).



Obrázek 7 — Přizemní pole větru s odečteným základním prouděním, formované odpoutávajícími se termickými konvekčními proudy. Výška měření 100 m nad zemí. Obrázek podle [Stull, 2003, str. 446]

3.1.1 TERMODYNAMICKÉ A MECHANICKÉ VLIVY NA FORMOVÁNÍ KONVEKČNÍCH PROUDŮ

Tepelná energie se nemůže přenášet bezprostředně ze zemského povrchu do atmosféry prostřednictvím turbulence. V prostoru mezi podkladem a výškou v řádu několika mm se teplo šíří molekulární difuzí, jejíž význam s rostoucí výškou klesá, zatímco velikost turbulentní difuze s výškou roste. Ve výšce asi 1 cm lze považovat molekulární difuzi již za zanedbatelnou [Stull, 2003, str. 251–252]. Transport tepelné energie tímto způsobem popisuje vztah

$$Q_H = -v_0 \partial T / \partial z \quad (15)$$

kde v_0 je parametr tepelné molekulární difuze²⁹. [Stull, 2003] uvádí, že pro typický tok tepla v hodnotě $0,2 \text{ K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ odpovídá vertikální gradient teploty $\partial T / \partial z$ na pravé straně rovnice $10^4 \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}$, tj. změně teploty vzduchu o 10 °C na jeden mm výšky vzduchové vrstvy. Dále potvrzuje,

29 Hodnota $v_0 = 2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pro vzduch [Stull, 2003, str. 252].

že takovéto vertikální teplotní gradienty jsou v reálné atmosféře skutečně pozorovány, jako příklad zmiňuje podklad z černého asfaltu při horkém letním dni, případně dokumentuje na výskytu spodního zrcadlení v atmosféře.

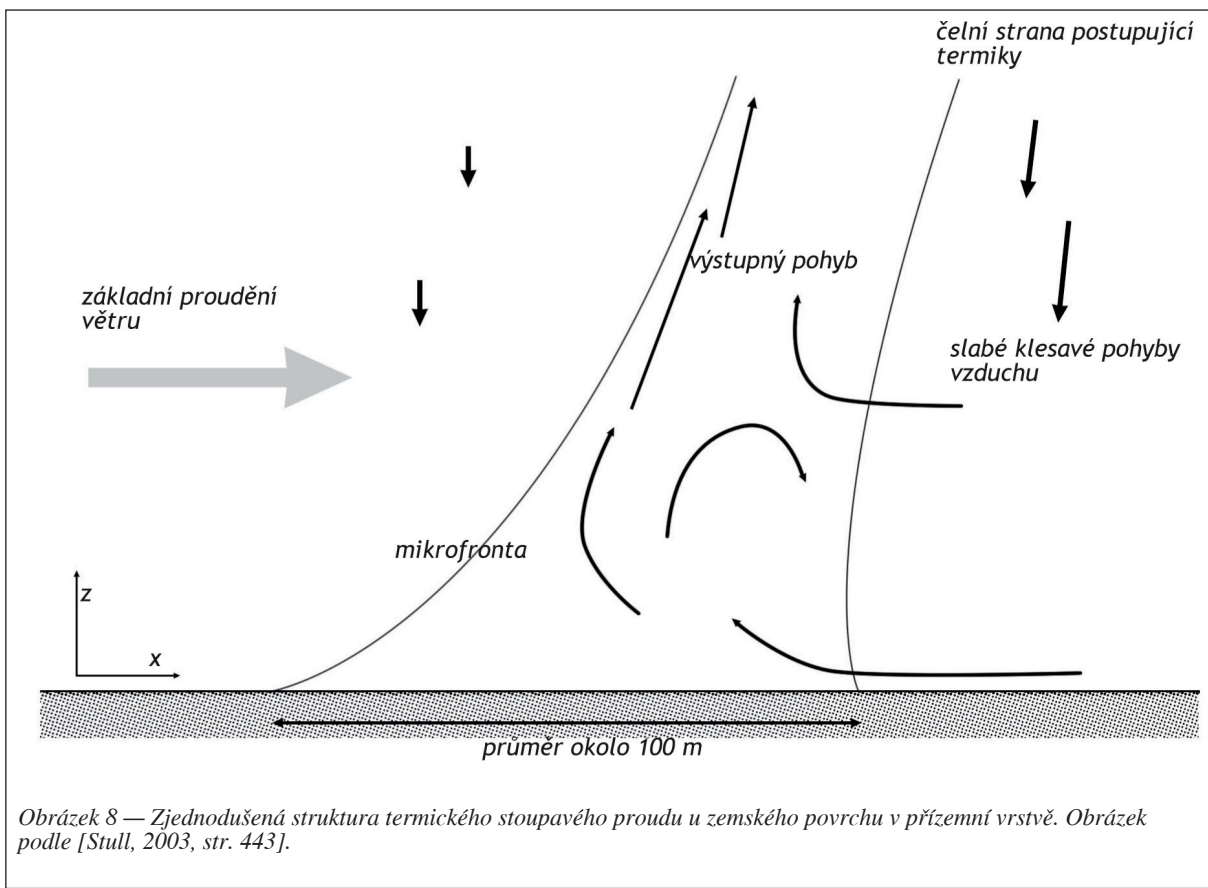
Termické elementy — tzv. „bubliny“ — jsou kompaktní, soudržné vertikální struktury stoupajícího teplejšího vzduchu, jejichž průměr a hloubka je v přízemní vrstvě zhruba kolem 100 m. Nad přízemní vrstvou jsou tyto elementy situovány rozptýleně a slévají se do větších celků o průměru až 1 km ve větší výšce v prostoru vrstvy směšování. Některé studie uvádějí, že termické proudy zabírají asi 42% horizontálního rozměru oblasti, přičemž mezi nimi jsou slabší a chladnější klesavé proudy.

Třebaže dominantním faktorem působícím na termický element je vztahová síla, proudění v okolí termické bubliny modifikuje její strukturu tak, že čelní strana termické struktury difuzivně prolíná s okolním vzduchem a zadní strana je naopak ostře vymezená. Tato zadní strana je někdy nazývána mikrofronta. Termické elementy se přesouvají nad povrchem země ve směru proudění, rychlostí odpovídající průměrné rychlosti ve vrstvě vzduchu, do níž termický stoupavý proud zasahuje. Protože tato průměrná rychlost je zpravidla vyšší, než rychlost větru v přízemní vrstvě, přesouvají se termické bubliny rychlostí vyšší, než je přízemní rychlost větru, ale nižší³⁰, než je celková průměrná rychlost větru v celé vrstvě směšování. Nárůst rychlosti větru s výškou je příčinou sklonu stoupavého proudu ve směru po větru, do úhlu okolo 45°. Navzdory stříhu větru je tento sklon časově víceméně konstantní, ale tvar stoupavého proudu je bližší vertikále tehdy, když je stříh větru slabý a instabilita silná. Při slabé konvekci a silném větru jsou termické bubliny protaženy podél směru větru v poměru šířka/délka asi 1:8. Délka bublin je v řádu stovek metrů, typicky kolem 500 m; šířka v desítkách metrů. Při slabém větru a silné konvekci bývá tvar bublin opačný, než v předchozím případě — protáhlý tvar ve směru kolmém na proudění a kratší rozměr ve směru proudění větru, při svém postupu ve větru připomíná miniaturní frontu [Stull, 2003, str. 444] (obrázek 9).

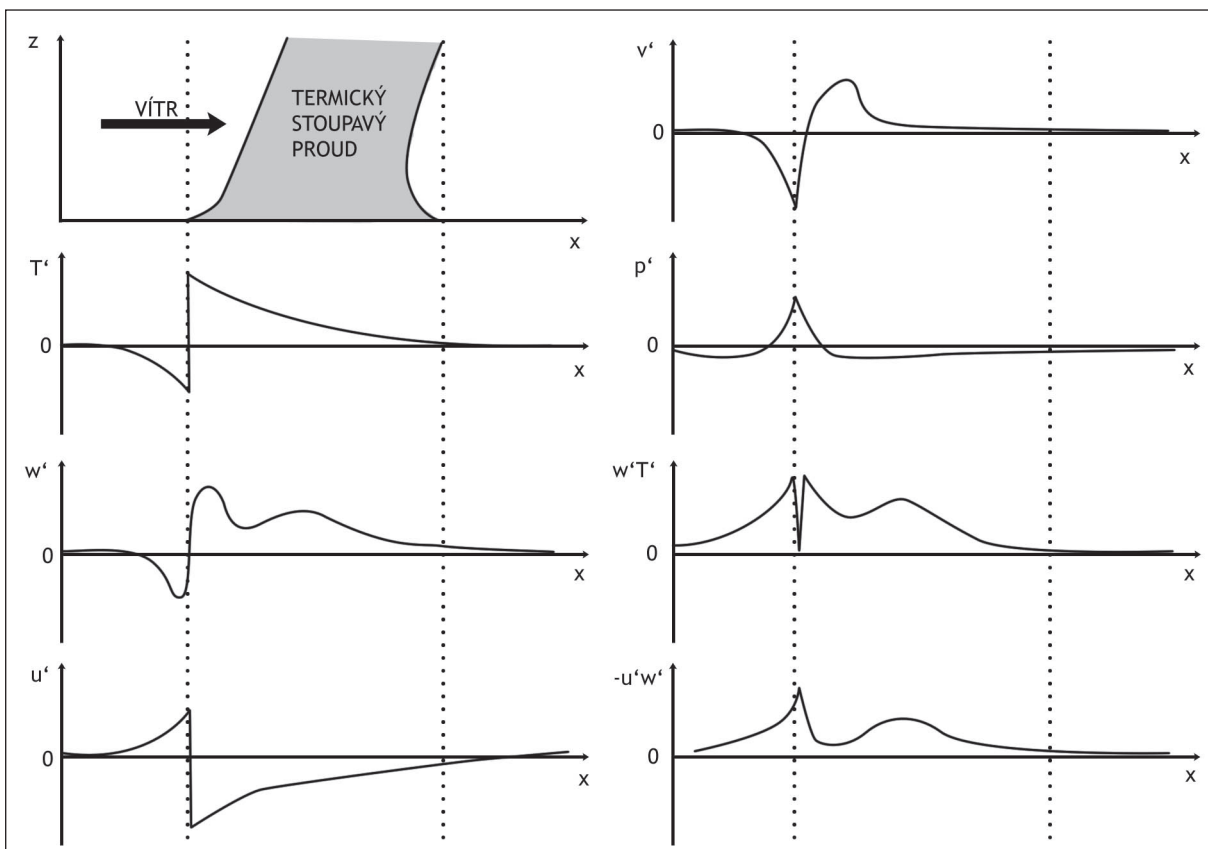
Přechází-li termická bublina přes měřicí stožár nebo věž, má křivka průběhu teploty vzduchu v blízkosti zemského povrchu charakteristický zubatý či pilovitý tvar. Po průchodu čelní strany termické bubliny pozorujeme postupné zvyšování teploty, zatímco při průchodu zadní strany stoupavého proudu je zaznamenáno rychlé ochlazení asi o 1–2 °C oproti okolnímu vzduchu, obklopujícímu bublinu. Ve větší výšce přízemní vrstvy, přibližně kolem 30 m, je zmíněná mikrofronta už více promísená s okolím a výkyv teploty je menší.

Vzduch uvnitř bubliny akceleruje vzhůru vlivem své archimedovské vztahové síly, přičemž dosahuje vertikální rychlosti asi 1 m/s. Vertikální zrychlení napomáhá udržovat výstup bubliny v přibližně vertikálním směru a zabránit vlivu stříhu větru v jejím okolí. Vzduch uvnitř bubliny je více turbulentní, než klesající vzduch v jejím okolí, což je dáno fluktuací vertikální rychlosti v bublině okolo 5 m/s. Je pravdou, že náhodně se v bublině objevují též místa s klesajícím vzduchem. Velké perturbace tlaku vzduchu na zemském povrchu v prostoru pod klesajícím vzduchem jsou spojeny s horizontální divergencí proudění, zatímco pod stoupající bublinou

30 Asi 70 až 80%.



Obrázek 8 — Zjednodušená struktura termického stoupavého proudu u zemského povrchu v přízemní vrstvě. Obrázek podle [Stull, 2003, str. 443].



Obrázek 9 — Idealizovaný průběh meteorologických prvků při přechodu termické bubliny v přízemní vrstvě přes měřicí stožárek. v' znamená složku rychlosti větru podle osy x (jdoucí ve směru vanutí větru), u' složku větru podle osy y (kolmé na osu x). T' je teplota vzduchu, p' tlak vzduchu, w' vertikální rychlost. Obrázek podle [Stull, 2003, str. 444].

jsou naopak sbíhající se proudnice a tlak vzduchu sniženy [Stull, 2003, str. 442–445]. v [Řezáčová, 2007, kapitola 5.5.1–5.5.3] jsou v souvislosti s výstupným pohybem termického elementu brány do úvahy perturbace hustoty a tlaku:

$$\rho = \rho_0(z) + \rho^* \quad (16)$$

$$p = p_0(z) + p^* \quad (17)$$

přičemž ρ_0 , p_0 jsou referenční hodnoty hustoty a tlaku (závisející na nadmořské výšce)³¹ a ρ^* , p^* jsou poruchové složky hustoty a tlaku, které jsou funkcí prostorových souřadnic x , y , z , a času t , které představují malé odchylky od referenčního stavu [Řezáčová, 2007, str. 257]. Vezmeme-li v úvahu poruchové vyjádření pohybových rovnic

$$du/dt = -(1/\rho_0)(\partial p^*/\partial x) \quad (18)$$

$$dv/dt = -(1/\rho_0)(\partial p^*/\partial y) \quad (19)$$

$$dw/dt = -(1/\rho_0)(\partial p^*/\partial z) - (\rho^*/\rho_0) g \quad (20)$$

dostáváme tak představu o modelovém termickém elementu, který je uveden do rovnoměrně zrychleného pohybu směrem vzhůru; za toto zrychlení odpovídá poslední člen na pravé straně rovnice (20). Do prostoru, odkud se element přesouvá, proudí nový vzduch z okolí a nastává zde konvergence proudnic. To odpovídá místnímu snížení atmosférického tlaku, který se přítokem okolního vzduchu bezprostředně vyrovnává na původní hodnotu³². Naopak nad stoupajícím termickým elementem proudění vzduchu diverguje do stran, což odpovídá perturbačnímu zvýšení tlaku v dané hladině. Odtud vyplývá zvýšení tlakového gradientu směrem dolů v blízkém okolí stoupající termické bubliny³³.

Archimédovskou vztlakovou sílu působící na vzduchovou částici, vyjádřenou druhým členem na pravé straně rovnice (20), upravíme tak, abychom namísto perturbace hustoty použili perturbaci teploty:

$$B = gT^*/T_e \quad (21)$$

kde T_e je teplota vzduchu v okolí termického elementu. Jestliže termická bublina nabude kladného teplotního rozdílu vůči svému okolí 3 °C, vyvolá to vertikální zrychlení směrem vzhůru v hodnotě asi 0,1 m.s⁻² [Řezáčová, 2007, str. 259].

Uvedený popis uvažuje konvekci nad homogenním povrchem. Veškeré nehomogenity na zemském povrchu, které jsou podstatně teplejší, než obecný průměr (asfaltová parkoviště,

31 Splňují podmínky rovnice hydrostatické rovnováhy $\partial p/\partial z = -\rho g$.

32 To je zmiňovaná perturbace tlaku p^* , jejíž vztah s rychlostí proudění popisují rovnice (18) a (19).

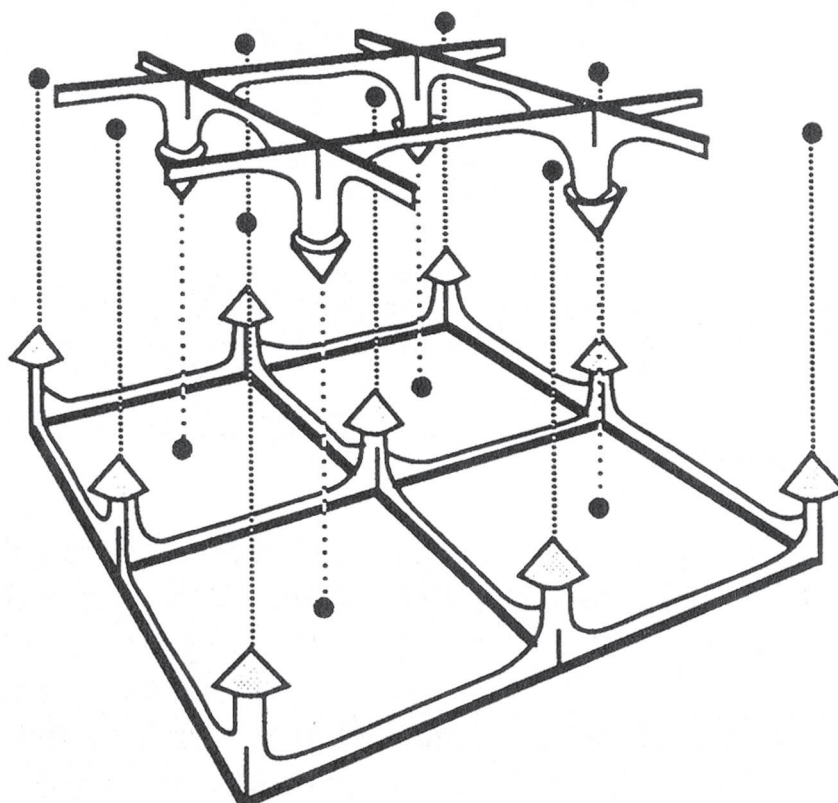
33 Zvýšení tohoto tlakového gradientu vyvolá tok proudění vzduchu směrem dolů a považuje se za jeden z důvodů vzniku klesavých proudů [Řezáčová, 2007, str. 258].

tmavá zoraná pole) anebo protáhlejší, než bývá běžné (kopce, stromořadí, živé ploty, přehrady, příkopy či hráze) mohou napomáhat spouštěcímu mechanismu uvolňování termických bublin. Piloti kluzáků tato místa vyhledávají, nad nimi očekávají výskyt stoupavých konvekčních proudů, jež využívají k získávání výšky [Stull, 2003, str. 446].

Někdy je možno pozorovat pouhým zrakem a bez přístrojů mikrofronty a pásma přízemní konvergence proudění, které se projevují např. specificky zčeřenou vodní hladinou na jezerech, dále v kolísající intenzitě padajících srážek, na různě se tvarujících oblacích mlhy, větrem hnaném listí či prachu, vlnách na obilí v polích. Kvantitativní měření přízemní konvergence proudění bylo prováděno dopplerovým radarem např. v projektu Phoenix [Stull, 2003, str. 446].

Obrázek 7 znázorňuje jeden příklad, kde je potlačený vliv základního proudění. Obrazce horizontální konvergence proudění se podobají rybářské síti či buňkám medových pláství. Rozměr jedné takové buňky je v tomto případě okolo 2 km, což naznačuje, že tyto obrazce jsou spíše důsledkem existence stoupavých proudů ve směšovací vrstvě, než důsledkem existence bublin v přízemní vrstvě. Jiná měření, která zde nejsou zobrazena, ukazují, že podobné obrazce konvergence mají rozměry v řádu stovek metrů.

V těchto obrazcích nacházíme oblasti výraznější konvergence proudění. Nad těmito oblastmi jsou potom prostory se stoupajícím vzduchem. Stoupající vzduch v podobě zástěn, záclon či pásů může být jedním ze zdrojů protáhlých tvarů termických proudů, které byly popsány v předchozím textu. V místech překřížení těchto stoupajících oblastí, či uzlových bodů sítě,



Obrázek 10 — Schématická představa podobnosti mezi termickými elementy, stoupajícími od spodní části směšovací vrstvy vzhůru, a vzduchem, vtaženým z volné atmosféry dolů do směšovací vrstvy, který následně klesá v sestupných proudech k zemskému povrchu. Obrázek převzat ze [Stull, 2003, str. 447].

můžeme očekávat značné zvýšení možnosti odtrhávání termiky. Ačkoliv je to obtížné studovat přímo, lze dovodit, že stoupající „stěny“ termických proudů se slučují do větších celků s větším průměrem. Někteří vědci poukazují na podobnost popsaného schématu termických struktur v přízemní vrstvě a ve vrchní části směšovací vrstvy. Zejména stoupající „stěny“ termiky se slučováním formují do větších prolnutých celků, dokud nevystoupají do vrchní části směšovací vrstvy a nezačnou opět klesat. Tyto představy jsou znázorněny na obrázku 10 [Stull, 2003].

Konvergence a divergence proudění může být měřena pomocí vtoku a výtoku vzduchu na hranicích dané oblasti. Pro příklad: Na trojúhelníkové oblasti o délce strany 450 m byly instalovány senzory, měřící odchylky záření laserového paprsku, každý senzor byl 4 m nad zemí. Toto měření probíhalo v rámci experimentu Phoenix. Optický trojúhelník, v jehož středu byla měřicí věž, měřila konvergenci proudění tak, jak je zobrazeno na obrázku. Krátkoperiodické oscilace v konvergenci mají s velkou pravděpodobností úzkou souvislost s termickými bublinami a shodují se celkem dobře s vertikálními rychlostmi, naměřenými na 100 m vysoké měřicí věži.

V instabilní přízemní vrstvě se často pozorují „malé struktury“, jako vertikálně se pohybující a vztlakující bubliny, čáry konvergence, plošně větší oblasti stoupajícího vzduchu, prachové víry. Ve vyšších partiích směšovací vrstvy se pak pozorují termické struktury větších rozměrů, horizontálně rotující víry a konvekční proudy mezoměřítkových rozměrů. V zóně vtahování ve vrcholové části směšovací vrstvy se vyskytuje turbulence střídaná převážně laminárním prouděním, „přestřelující“ termika,

Kelvin-Helmholtzovy vlny, dynamické vlny na rozhraní dvou odlišných proudů³⁴ a někdy oblačnost. Velmi často se celá konvekční mezní vrstva ztotožňuje se směšovací vrstvou.

3.1.2 DISKUSE SPOUŠTĚCÍCH MECHANISMŮ TERMIKY

Při diskusi spouštěcích mechanismů termické konvekce se uvádí³⁵, že při nefrontální situaci a absenci orografických vlivů hraje důležitou roli sbíhavost přízemního proudění a horizontální pole vlhkosti vzduchu. Zavádí se veličina MOCON (Moisture Convergence), která oba parametry kombinuje:

$$\text{MOCON} = -\nabla_H \cdot (q \mathbf{V}) = -q \nabla_H \cdot \mathbf{V} - \mathbf{V} \cdot \nabla_H q \quad (22)$$

kde q je směšovací poměr ve výšce 2 m nad zemí, \mathbf{V} je vektor větru v 10 m nad zemí. Druhý člen na pravé straně rovnice představuje advekci vlhkosti, je řádově menší, než člen první, který popisuje konvergenci proudění. Ukázalo se, že v nevýrazných tlakových polích, pokud se nevyskytují další spouštěcí mechanismy, jakými jsou např. přechod atmosférické fronty nebo proudění přes orografii, se konvekce spouští v místech, kde je hodnota MOCON kladná nebo má alespoň rostoucí tendenci, tj. roste konvergence či klesá divergence. Dále se ukázalo, že

34 Gravitační vlny — Gravity waves.

35 <http://www.chmi.cz/PL/rpp/cape/cape.htm>

v oblastech se zápornou hodnotou MOCON či s její klesající tendencí se spouštění termiky očekávat nedá.

Mezi vlivy, které se podílejí na vzniku termické konvekce, patří zejména utváření teplotních rozdílů na zemském povrchu, případně kombinovaných s vhodným prouděním větru a orografií [Metodika leteckého výcviku na kluzácích, 1975]. Při slabém větru či bezvětrí se vliv různorodého prohřívání terénu projevuje silněji, neboť vzduch setrvává delší dobu nad zdrojovým povrchem, od něhož přebírá teplo, které se pak zužitkuje k utvoření termické bubliny. Současně nedochází k výraznějšímu turbulentnímu promíchávání přízemní vrstvy, v níž se tak může vytvořit nadadiabatický vertikální teplotní gradient. Na druhou stranu však při bezvětrí chybí mechanická turbulence, která svými impulsy podporuje odtrhy termických bublin. V populárně-naučné publikaci [Metodika leteckého výcviku na kluzácích, 1975], která je zaměřená na sportovní piloty a jejich vyhledávání konvekčních proudů během bezmotorového letu, a která odráží dlouholeté praktické zkušenosti těchto pilotů, se píše: „Ve spojitosti s ozařováním svahů sluncem má na uvolňování stoupavých termických proudů značný vliv i působení větru. Proto za nejvýhodnější můžeme považovat, ozařuje-li slunce právě návětrné svahy. Mechanický vzestup vzduchu podél svahu značně podporuje uvolňování vzduchových částic. Konvekční proudy se však uvolňují i z ozařených závětrných stran strmých překážek, kde mechanický popud k uvolňování dává závětrný vír. Souhrnem lze tedy říci, že budeme-li vyhledávat stoupavé proudy podle terénních charakteristik, budeme vybírat především terén členitější, kde se v krátkých úsecích střídají místa termicky vhodná s místy termicky nevhodnými. V takovém terénu budeme pak vyhledávat plochy, které svým složením, vlhkostí, barevností, atd. dávají předpoklad k rychlejšímu ohřívání, které jsou na svazích přivrácených ke slunci a na svazích vhodně nafoukávaných větrem. Nesplňuje-li však terén tyto předpoklady, budeme počítat s tím, že vliv vhodného slunečního záření, podporovaný i vhodným mechanickým popudem, bývá pro uvolňování termických stoupavých proudů zpravidla větší, než vliv složení terénu, jeho vlhkosti a barevnosti. V každém případě je však rozhodujícím činitelem intenzita slunečního ozáření terénu. Rozhodně nelze očekávat hojná a intenzivní stoupání tam, kde byl delší dobu stín. (...) Závěrem jedno důležité upozornění. Všechny uvedené vlivy se uplatňují především převážně za takových povětrnostních podmínek, kdy rozhodujícím činitelem pro výskyt konvekce je přehřátí terénu a tím i přízemních vzduchových vrstev vlivem slunečního záření, takže můžeme předpokládat, že termické proudy vznikají v hladině povrchu. To zpravidla bývá při ustálenějších anticyklonálních situacích, kdy je i proudění vzduchu slabé. Při středních nebo i silných větrech dochází ke značnému míšení přízemních vzduchových vrstev, a tím se vliv uvedených faktorů více či méně redukuje, takže termické bubliny vznikají spíše nad hladinou povrchu než v jeho hladině. V takových situacích se z hlediska terénních charakteristik uplatňují především návětrné sluncem ozářené svahy, zvláště pak takzvané muldy, to jsou stoupající, hřebenem uzavřená menší, ale někdy i větší údolí.“

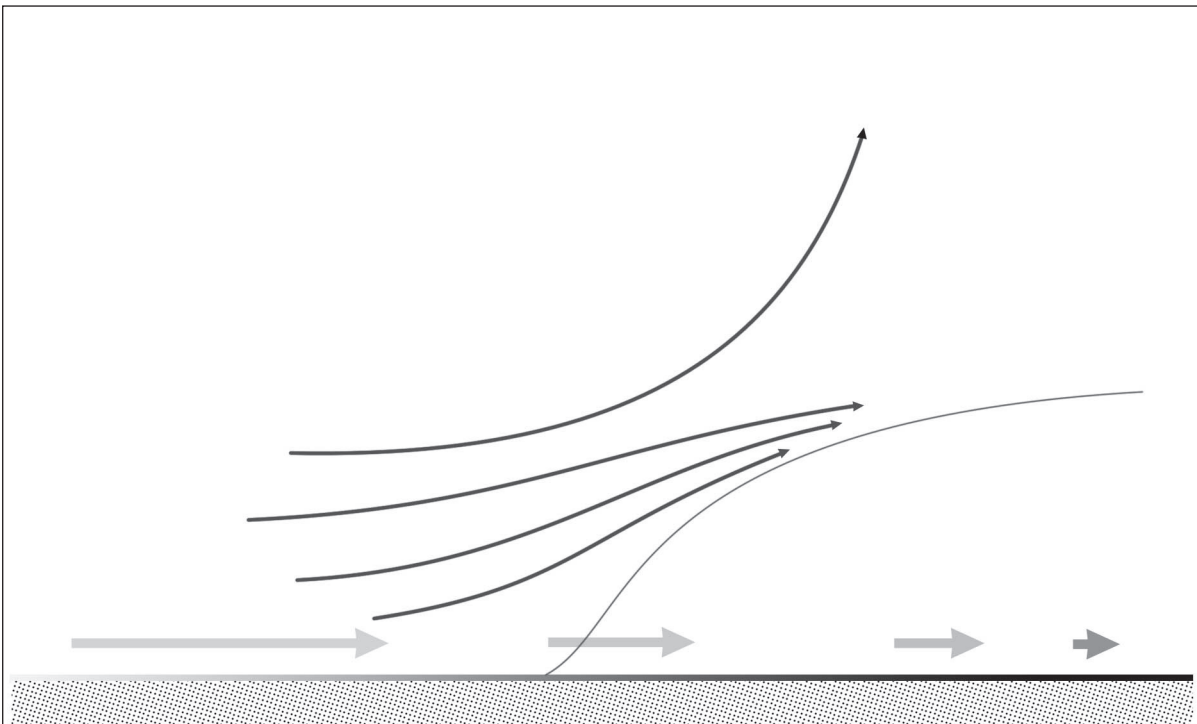
3.1.3 VLIV OROGRAFIE NA FORMOVÁNÍ TERMIKY

Tvar terénu v kombinaci s teplotou jeho povrchu a větrem jsou důležitými faktory pro utváření zdrojů termických stoupavých proudů. Jejich vznik je uspišen tam, kde je vztlaková síla, daná teplotním rozdílem vzduchové částice a jejího okolí, podpořena působením dalších, zejména mechanických sil. Příkladem může být proudění větru z prostoru nad hladším povrchem směrem nad povrch drsnější³⁶. Při takovém přesunu dochází blízko země v tzv. vnitřní mezní vrstvě³⁷ vlivem zvyšujícího se tření vzduchu o zemský povrch ke zpomalování proudění, zatímco v určité výšce nad terénem k takovému ovlivnění již nedochází a rychlost proudění se tam nemění. Výsledkem je horizontální konvergence proudění a vznik výstupného pohybu vzduchu v oblasti rozhraní mezi hladším a hrubším terénem [Stull, 2003, str. 598] a zcela analogicky, při proudění větru z drsnějšího nad hladší povrch dochází k urychlení větru ve vnitřní mezní vrstvě, vzniku horizontální divergence proudění a sestupných pohybů vzduchu. Tyto vertikální pohyby spolupůsobí s ostatními konvekčními pohyby a mají vliv také na šíření znečišťujících příměsí. Prostor se vstupní konvergencí a výstupní divergencí proudění³⁸ je velice často pozorován ve městech vzhledem k výrazným změnám drsnosti terénu. Městské oblasti, tzv. městské tepelné ostrovy, jsou často silným zdrojem vzniku termických konvekčních proudů, nejen díky výše uvedeným faktorům, uplatňujícím se při větru. Města jsou do značné míry tvořena asfaltovým či betonovým povrchem, který je zpravidla suchý, nevsakuje vodu a jeho albedo a tepelná kapacita dovoluje uchovávat teplo získané insolací daleko lépe, než venkovské okolí města [Stull, 2003, str. 609]. Díky tomu je vzduch v přízemní vrstvě ve městech všeobecně teplejší, než v krajině v okolí měst. Zákres izoterem v takové situaci vypadá jako na obrázku, odtud název „tepelný ostrov“. Největší rozdíly v teplotě vzduchu mezi městem a jeho okolím se obvykle pozorují v noci. V mnoha případech je městské teplo dostačující k tomu, aby se zde v průběhu noci udržovala mělká konvekční směšovací vrstva, dokonce i když kolem města vznikla významná a silná stabilní mezní vrstva. V obcích s počtem obyvatel kolem 1000 se pozoruje rozdíl mezi teplotou vzduchu v jejich centrech a v okolí zpravidla kolem 2–3 °C, zatímco ve městech s počtem obyvatel více než milion bývá tento rozdíl 8–12 °C. Městská mezní vrstva je ovlivňována synoptickými a topografickými vlivy. Teplotní rozdíly jsou v daném čase ovlivňovány také výskytem oblačnosti, srážkami a průměrnou rychlostí větru v oblasti kolem města [Stull, 2003, str. 611]. Další značný význam má místní topografie, tvořená horami, jezery a řekami. zesílená turbulence ve městě může způsobovat vzájemně protisměrně se otáčející víry na protilehlých stranách města. v průběhu dne může zvýšená teplota uvnitř tepelného ostrova města způsobovat zesílenou turbulenci ve směšovací vrstvě a vznik městské vnitřní mezní vrstvy. Nad městy je zesílený turbulentní přenos tepla, kolísá vertikální rychlost proudění a koeficient vtahování.

36 *Hladkost či drsnost povrchu kvalifikujeme podle velikosti třecí síly při větru přes daný povrch.*

37 *IBL, Internal Boundary Layer.*

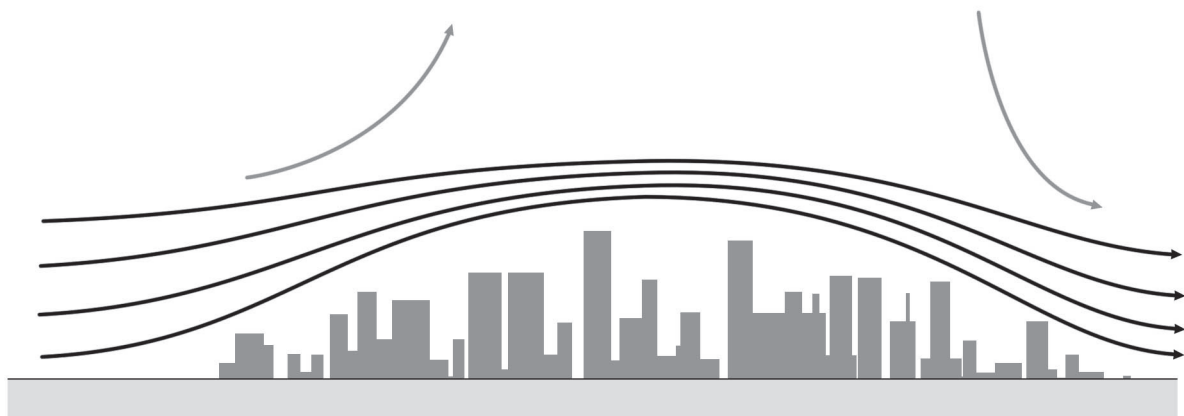
38 *Někdy se takový tvar pole proudění nazývá dipól konvergence/divergence [Stull, 2003, str. 598].*



Obrázek 11 — Vznik horizontální konvergence proudění v důsledku zpomalování přízemního proudu větru při přechodu z hladšího na drsnější povrch. Důsledkem může být za vhodných okolností vznik vertikálního pohybu vzduchu, vedoucího ke vzniku termického konvekčního proudu.

Pole vstupní konvergence proudění při přechodu z příměstského povrchu nad povrch městský. Vlivem této konvergence se mohou utvářet stoupavé proudy; konvergence tak může působit jako jeden ze spouštěcích mechanismů termiky.

V prostoru výstupní divergence proudění se vyskytují klesavé proudy.



Obrázek 13 — Vstupní konvergence a výstupní divergence proudění v oblasti města, tzv. dipól konvergence/divergence. Obrázek podle [Stull, 2003, str. 598].

Směšovací vrstva je nad městy často silnější než nad volnou krajinou díky výraznější horizontální konvergenci větru v přízemních hladinách. Důsledkem toho je vyšší obsah kondenzačních jader ve vzduchu, četnější bouřky a vydatnější padající srážky v bezprostřední blízkosti měst na jejich závětrných stranách [Stull, 2003, str. 611]. Přítomnost velkých budov zvyšuje přízemní odpor větru a turbulenci, naopak snižuje průměrnou rychlost větru. Jestliže vane určitý vítr, pak se rozdíl v teplotě vzduchu, přítomnost znečišťujících příměsí a deficit vlhkosti vzduchu projevují v závětrné oblasti za městem v podobě tzv. městské vlečky³⁹, tj. jakési stopy s měřitelnými rozdíly uvedených parametrů, táhnoucí se někdy až stovky km od města. Tyto stopy jsou stejně široké jako město. Při absenci větru pak cirkulace vzduchu nad městem připomíná mořskou brízu.

Část mezní vrstvy, nacházející se mezi zemí a střechami domů, se také někdy nazývá „městská poklice“⁴⁰, v analogii ke střeše továrny či horní vrstvy vegetace, tzn. rostlinnému příkrovu. Uvnitř tohoto prostoru jsou „městské kaňony“ či „kaňony ulic“, v nichž je vedeno a zachycováno proudění větru a také se zde projevuje zesílená dlouhovlnná radiace ze svislých rozpálených stěn velkých budov. Nad touto vrstvou je potom vrstva zesílené turbulence, v níž jsou rozeznatelné vnitřní mezní vrstvy jednotlivých budov a terénních útvarů mezi budovami. Ještě výš je přízemní vrstva, kde hybnost a zásoba tepla odpovídá průměrnému vlivu městské oblasti, ale jednotlivé odchylky od něj již nehrají významnou roli. Nad těmito vrstvami ještě nacházíme městskou směšovací vrstvu, která zasahuje do vrcholové části celé mezní vrstvy atmosféry v této oblasti, tj. do výšky z_p . Tuto směšovací vrstvu můžeme také z pohledu proudění většího měřítko považovat za vnitřní mezní vrstvu.

Dalšími důležitými oblastmi s intenzivní tvorbou termických konvekčních proudů jsou horská údolí a svahy horských hřebenů, které tato údolí lemují. V těchto terénech bývá při vhodném, zpravidla anticyklonálním počasí, velmi výrazný denní chod proudění, které má úzkou spojitost s konvekčními proudy. Proudění v horských údolích lze popsat tak, že jej rozdělíme na dvě části: vítr anabatický/katabatický⁴¹, tedy vanoucí ve směru příčném na osu údolí, a na vítr vanoucí v ose údolí, nazvaný horský/údolní vítr⁴² [Stull, 2003, str. 588].

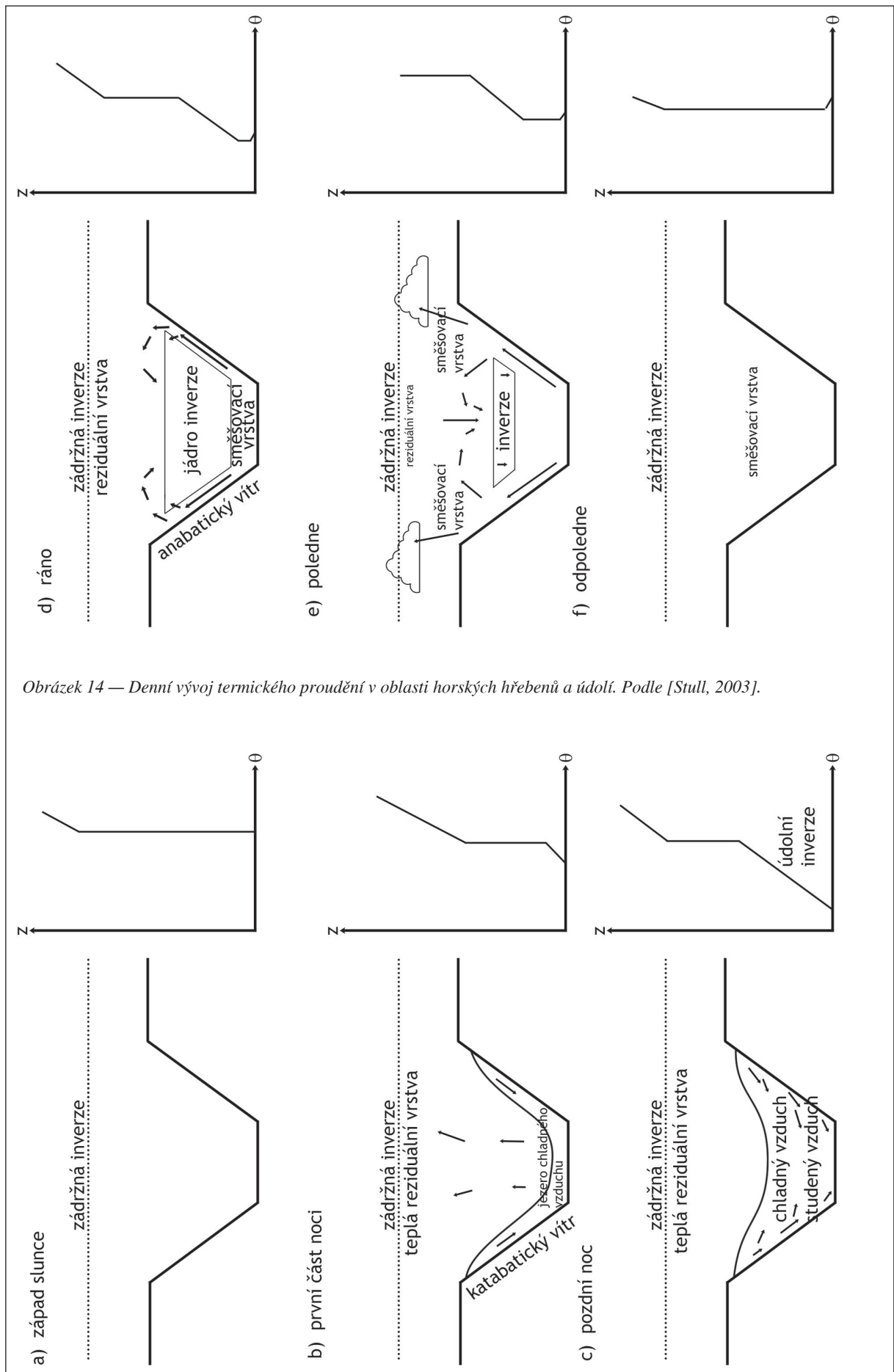
Anabatické a katabatické větry, vanoucí napříč údolím: necht' je období západu slunce, kdy se dá předpokládat, že rozsáhlá směšovací vrstva z denní doby značně přesahuje vrcholy okolních horských hřebenů. Turbulence postupně slábnou a nad údolím i horami zůstává prohřátá reziduální vrstva s indiferentním zvrstvením. Radiační ochlazování povrchu horských svahů vede k ochlazování přilehlých vzduchových vrstev, což dále vede ke vzniku katabatického větru, vanoucího po svazích dolů. Vrstva s tímto prouděním bývá mělká, 2–20 m, rychlost větru 1–5 m/s [Stull, 2003, str. 588]. Nad dnem údolí pak existuje slabé vzestupné proudění, které na bočním pohledu diverguje směrem do stran k vrcholům hřebenů hor. Ochlazený vzduch

39 *tzv. Urban plume* [Stull, 2003].

40 *Urban canopy layer* [Stull, 2003, str. 612].

41 *Souhrnný název je „svahové větry“.*

42 *Souhrnný název je „údolní větry“.*



Obrázek 14 — Denní vývoj termického proudění v oblasti horských hřebenů a údolí. Podle [Stull, 2003].

nad horskými svahy stéká dolů do údolí, kde se hromadí v podobě studeného vzduchového jezera.

I když část tohoto studeného vzduchu následně odtéká osou údolí, část jej v závislosti na tvaru terénu zůstává v údolí. V průběhu noci pokračuje katabatické stékání vzduchu ze svahů a tento vzduch nadále doplňuje zmíněné jezero studeného vzduchu v údolí. Nad tímto „jezerem“ setrvává teplejší zbytek reziduální vrstvy, tzn. nad chladným vzduchem ve spodní části údolí se udržuje výšková teplotní inverze. Studený vzduch shora pokračuje ve stékání do údolí až do doby, kdy „hladina jezera studeného vzduchu“ dostoupí do výšky, kde je její teplota stejná jako okolní vzduch. Výsledné „jezero“ často vykazuje stabilní teplotní zvrstvení po celém výškovém rozsahu a nazývá se údolní inverze. Pokud jsou do tohoto vzduchu produkovány znečišťující příměsi, narůstá jejich koncentrace, jelikož jsou udržovány v prostoru mezi svahy hor a výškovou teplotní inverzí.

Po východu slunce nastává prohřívání terénu a k němu přiléhajícího vzduchu, což vyvolává proudění větru podél svahů vzhůru. Tento výstupný pohyb se nazývá anabatický vítr a zpočátku jde jen o malé rychlosti kolem 1 m/s. Stoupající proud anabatického větru má tendenci udržovat se blízko svahů, obrazně řečeno „přitisknout se k nim“. Teprve při dosažení vrcholu hřebenů hor, případně při dosažení hladiny volné konvekce, se od svahu odtrhávají a vystupují kolmo vzhůru. Často se formují kupovitá oblaka, někdy také nazývaná anabatické oblaky, v řadách přesně nad osami horských hřebenů. Nad údolní teplotní inverzí pak je slabá sbíhavost proudění a následně subsidence vzduchu.

S tím, jak prohřívající se vzduch opouští dno údolí a vane podél svahů vzhůru, klesá „hladina studeného vzduchového jezera“, protože tak nahrazuje odtékající vzduch. a navíc, prohřívající se dno údolí působí na přilehlou vrstvu vzduchu tak, že zde postupně narůstá mělká směšovací vrstva. Ačkoliv tato vrstva narůstá, část jejího vzduchu je soustavně odváděna pryč anabatickým větrem, což vede k tomu, že nárůst směšovací vrstvy je daleko pomalejší, než jaké by bylo v rovinné krajině. Rovnováha mezi vtahováním do směšovací vrstvy a subsidence údolní teplotní inverze se pohybuje v širokém rozmezí a situace od situace, od nulového růstu směšovací vrstvy po její rapidní růst a téměř zanedbatelnou subsidenci. Horní a spodní část údolní inverze se v průběhu dne vyvíjí tak, jak ukazuje obrázek 14. Nakonec je obsah studeného vzduchového jezera v údolí zcela eliminován a celý vertikální rozsah údolí se stává denní směšovací vrstvou. Jakmile nastane tento stav, prudce vzroste kinetická energie turbulence⁴³, a to až 6x [Stull, 2003, str. 590].

Na obrázku 14 je zakreslen idealizovaný stav, kdy slunce prohřívá stejně obě strany údolí. Ve skutečnosti však bývají údolí orientována vůči směru přicházejícího slunečního záření různě a prohřívání jednotlivých částí svahů je velice různorodé. Jedna strana může být zahřívána velice silně, zatímco protistrana může být ve stínu. Cirkulace nad údolím pak je asymetrická, i když v principu stejná, jak je zakresleno na obrázcích.

Větry v ose údolí: v noci proudí vzduch podél osy údolí ve směru dolů. Tento vítr se nazývá

43 TKE, Turbulent Kinetic Energy [Stull, 2003].

horský nebo odtékající [Stull, 2003, str. 591]. Výškový rozsah vrstvy, v níž tento vítr vane, se pohybuje od 10 do 400 m a závisí na rozměrech a zúžení či rozšíření údolí, v němž vítr vane. Pozorované rychlosti byly 1–8 m/s, vítr někdy jevil charakteristiku pravidelného kolísání, „pumpování“ či oscilace rychlosti. Ve výšce nad osou údolí vane tzv. antihorský vítr či horský protivítr, který vane zhruba poloviční rychlostí vzhledem k větru horskému. Tloušťka vrstvy, v níž tento protivítr vane, zabírá asi dvojnásobek tloušťky vrstvy horského větru [Stull, 2003, str. 591]. Během dne proudí teplejší vzduch v ose údolí směrem vzhůru a nazývá se údolní vítr. Sestává se ze složky, vanoucí při spodní části údolí, a někdy také ze složky, vanoucí podél os hřebenů hor po obou stranách údolí. Protiproud chladnějšího větru, vanoucí ve výšce nad osou údolí v protisměru údolního větru, se nazývá antiúdolní vítr či údolní protivítr.

V noci je tedy situace taková, že z bočních svahů stéká proud vzduchu, dole v údolí konverguje a pokračuje v odtoku dolů podél osy údolí, přičemž ve výšce nad údolím vane slabý protivítr rovněž podél osy údolí. Ráno a dopoledne je situace poněkud komplikovanější, protože nad údolím se udržuje ztenčující se jádro inverzní vrstvy, v němž ještě proudí vzduch dolů podél osy údolí. Kolem tohoto jádra už však vane vzhůru svahový vítr. Odpoledne, kdy už je jádro stabilního vzduchu údolní inverze zcela rozpuštěné, existují protisměrně cirkulující proudy vzduchu na protilehlých stranách údolí. V té době vane vítr osou údolí vzhůru a současně je ve výšce slabý protivítr, a k tomu ještě konvergující výškové proudění nad údolím se subsidencí nad jeho středem.

Vliv rozhraní velké vodní plochy a pevniny: jedním z vlivů, které mohou uspišit či nastartovat proces vzniku termické konvekce, je také systém proudění vzduchu na rozhraní přiměřeně velké vodní plochy a okolní pevniny, i v podmínkách ČR jsou takováto místa, např. jezero Lipno či další přehradní jezera na Vltavě, velké rybníky v jižních Čechách nebo rozlehlá jezera na různých místech v ČR. Velká tepelná kapacita jezer snižuje denní oscilaci teploty jejich povrchu téměř k nulové hodnotě. Naproti tomu povrch země se prohřívá a ochlazuje podstatně výrazněji, protože se uplatňuje malá molekulární vodivost a malá tepelná kapacita půdy, které zabraňují rychlejšímu odtoku tepla [Stull, 2003, str. 593]. Povrch země je proto během dne teplejší než voda, zatímco v noci je tomu naopak. Denní průběh této situace je ideální pro utváření tzv. mořské či jezerní brízy.

Uprostřed dopoledne, zhruba kolem 10. hodiny místního času, kdy se obvykle zcela odbourá stabilní mezní vrstva, začínají první výstupné konvekční pohyby nad prohřívající se pevninou v blízkosti pobřežní linie. Chladnější vzduch z prostoru nad jezerem začíná proudit nad pevninu, aby nahradil vzduch, stoupající v konvekčních proudech. Takto vzniklý vítr se nazývá jezerní či mořskou brízou. U velkých jezer nebo jiných vodních ploch může postupující chladnější vzduch utvořit nad pevninou útvar, podobný zmenšené studené frontě. Někdy se hrana studeného vzduchu, který se nasunul nad pevninu z vodní plochy, nazývá „fronta jezerní (či mořské) brízy“. V místě čáry této fronty se vyskytuje místní konvergence větru v pásmu širokém asi 1–2 km podél její čáry. Dále se zde vyskytují zřetelné teplotní rozdíly v hodnotě několika °C, nárůst vlhkosti vzduchu, výstupné pohyby s vertikálními rychlostmi asi 0,5 až 2,5 m/s a někdy také zesílená tvorba kupovitých oblaků. Ve výšce pak teplejší vzduch proudí zpět nad vodní plochu, rychlosti tohoto větru jsou asi 1–2 m/s. Nad vodou vzduch klesá k hladině a tím je

celá cirkulace uzavřena. Tloušťka vrstvy, v níž proudí vzduch z vodní plochy nad pevninu, byla pozorována okolo 100–500 m, celková tloušťka celého systému brízové cirkulace včetně zpětného proudění z pevniny nad vodu, dosahuje asi 500–2000 m. Čelo „brízové fronty“ může být v některých případech až 2x mohutnější, než za ním přitékající vrstva vzduchu z vodní plochy. Důvodem je to, že zatímco čelo fronty se nad pevninou zbrzdí a zastavuje, ze zadu k němu přitéká daleko rychleji vzduch z oblasti vodní plochy, o rychlosti asi 5–7 m/s. s tím, jak se přitékající nový vzduch přisouvá k čelu fronty, vzniká proudění, podobné velkému víru s horizontální osou a to napomáhá formování tvaru čela fronty.

Při absenci základního proudění postupuje čelo takovéto fronty asi 20–50 km do vnitrozemí — této vzdálenosti dosáhne na konci dne. Fronta postupuje rychlostí asi 1–5 m/s. V denní době je postup fronty energeticky kryt částečně přeměnou CAPE v mechanickou energii [Stull, 2003, str. 594]. Po západu slunce může čelo fronty ještě pokračovat v postupu do vnitrozemí, podobně jako čelo bouřky.

V oblasti poloostrovů a jiných výběžků pevniny do vodní plochy dochází ke konvergenci proudění z protilehlých pobřeží, což má za následek výraznější podporu vzestupných pohybů vzduchu nad poloostrovem. Tento jev je velice silným spouštěcím mechanismem termiky, která často může přerůst až do bouřkového stadia. Známý je například z jižní Floridy, vede ke vzniku řad kupovitých oblaků. Směr větru v bríze v přízemních hladinách se také podřizuje působení Coriolisovy síly a baroklinity mezi pevninou a vodní plochou. Jako příklad [Stull, 2003, str. 594] lze uvést vítr na jezeře Lake Michigan v oblasti Chicaga, kde vítr, vanoucí z jihu podél linie pobřeží, je zrána stočen směrem do vnitrozemí, tzn. od jihovýchodu k severozápadu, pak se během dne postupně stáčí a odpoledne vane od jihozápadu k severovýchodu.

Při výskytu základního větru, který vane ve stejném směru, jako jezerní bríza, a za předpokladu, že v cestě nestojí žádné výrazné horské překážky, může fronta postoupit až do vzdálenosti kolem 100 km od pobřeží. Tyto vzdálenosti byly pozorovány např. ve Velké Británii. V Austrálii pozorovali postup fronty až 400 km do vnitrozemí. Naopak při základním větru, vanoucím proti směru jezerní či mořské brízy, se může stát, že čelo fronty zůstane při pobřeží anebo je zcela eliminováno. Při základním větru, vanoucím souběžně s pobřežím, je brízová fronta širší a více rozptýlená. Na mnoha místech ve světě jsou jezera lemována horami a zde pak dochází k interakci mezi brízou a výše popsaným prouděním v horském terénu. I v České republice jsou takováto místa, i když v menším měřítku, než tomu bývá u velkých mořských zálivů či velkých jezer. Jako příklad můžeme uvést nádrž Přísečnice v Krušných horách, přehradu Nechanice při Doupovských horách, přehradu Žlutice, vodní nádrž Jesenici na Chebsku, přehradu Lipno, jezero Rozkoš na Náchodsku, Slezskou Hartu, nádrž Šanci, a mnohé další. V závislosti na vzájemné konfiguraci a poloze jezera a okolního terénu pak může vítr zesilovat a stejně tak zesilovat i vliv na vznik termiky, anebo naopak mohou být tyto vlivy potlačovány.

3.2 PROCESY VE SMĚŠOVACÍ VRSTVĚ

V souvislosti s existencí konvekčních stoupavých a klesavých proudů v zemské atmosféře mluvíme o termické turbulenci. Ta je zřetelně strukturovaná podle situování a intenzity kon-

vekcích proudů. Podle tvaru a velikosti stoupajících termických elementů můžeme mluvit o „bublinách“ nebo „komínech“⁴⁴. V souvislosti se vzduchovými částicemi, které se pohybují vlivem termické konvekce a interagují s okolní atmosférou, mluvíme o stoupavých proudech někdy také jako o „strukturách“.

Termickou bublinu si lze představit jako objem vzduchu, připomínající svým tvarem kouli, polštář nebo balón. Od okolní atmosféry je teplotně oddělena virtuálním tepelně neprostupným povrchem — toto zjednodušení vychází z předpokladu, že během výstupu či sestupu bubliny se nestačí projevit tepelná výměna mezi bublinou a atmosférou, nedochází ani k výměně hmoty vzduchu, a celý proces tak považujeme za adiabatický [Bednář, 1985]. Tlak vzduchu v bublině a v jejím okolí se rychle vyrovnává a v dané hladině je stejný uvnitř i vně bubliny. Dokonce i za přítomnosti turbulence si bublina může udržovat svoji „identitu“ po dobu své uvažované existence. Tepelná energie se v přízemní vrstvě využije k expanzi vzduchových bublin a k uvedení do vertikálního pohybu směrem vzhůru vlivem kladného přebytku tepla vůči okolnímu vzduchu. Nad přízemní vrstvou následuje nejmohutnější část mezní vrstvy, vrstva směšování⁴⁵. V její spodní části dochází k postupnému zrychlování výstupné rychlosti, jak ukázaly experimenty s měřením pomocí letadel [Stull, 2003, str. 461–467] a potvrzují to také výsledky této práce. K uvedení do vertikálního pohybu je žádoucí, i když nikoli nutný, nějaký vnější impuls, například mechanický⁴⁶. Ve vrcholové části konvekční vrstvy je zóna vtahování⁴⁷. Její tloušťka se podle [Stull, 2003, str. 441] pohybuje mezi 10–60% celé konvekční vrstvy a je charakteristická turbulentním prolínáním se vzduchem z volné atmosféry, ležícím nad ní — tento vzduch je vlivem turbulence zatahován dolů do zóny vtahování, kde se mísí se vzduchem v konvekční vrstvě.

Směšovací vrstva se takto jmenuje proto, že zde probíhá intenzivní míchání vzduchu, které vede k uchování některých veličin, jako je potenciální teplota či vlhkost, v konstantní hodnotě podél vertikály. Dokonce i rychlost a směr větru jsou blízké konstantě ve velké části rozsahu vrstvy směšování. Tato část směšovací vrstvy se někdy nazývá také „dobře směšovaná vrstva“.

Vrchol celé vrstvy směšování, ležící ve výšce z_r , je často definován jako hladina s nejsilnějším záporným tokem tepla. Tato hladina se nachází přibližně uprostřed výškového rozsahu zóny vtahování, což je často v místě, kde je nejsilnější výšková teplotní inverze. Výšková teplotní inverze na horní hranici mezní vrstvy působí jako přechodový článek mezi vrstvou směšování a volnou atmosférou. Jiným způsobem vyjádření průměrné tloušťky směšovací vrstvy je výška, v níž dosáhnou stoupající termické bubliny nulového vztlaku, tzn. vrstva od země do hladiny nulového vztlaku [Stull, 2003, str. 450].

44 V anglicky psané literatuře se objevují výrazy „parcels“ a „columns“.

45 Tloušťka přízemní vrstvy je zhruba 5–10% celkové tloušťky mezní vrstvy, tloušťka směšovací vrstvy asi 35–80%, tloušťka zóny vtahování asi 10–60% [Stull, 2003, str. 441].

46 Závan větru, proudění větru do zužujícího se prostoru, pohyb tělesa po zemském povrchu, turbulence způsobená větrem vanoucím přes překážky.

47 Často označovaná anglickým výrazem „Entrainment zone“.

Mísení vzduchu může být způsobováno mechanicky prostřednictvím stříhů větru, anebo konvekčně. Směšovací vrstva, v níž probíhá termická konvekce, je rovnoměrněji promíchávána, než směšovací vrstva utvářená mechanickou turbulencí. Vyplývá to z toho, že konvekce představuje především vertikální pohyby, zatímco mechanická turbulence je založena na horizontálním přenosu. Stříhy větru jsou v blízkosti zemského povrchu výraznější a pro promíchávání vzduchu účinnější, než stříhy větru v horní části směšovací vrstvy. Ve vrcholové části směšovací vrstvy však mohou stříhy větru způsobit vznik samostatné oddělené vrstvy. Směšovací vrstva, v níž převažuje konvekční vertikální přenos energie, se nazývá „konvekční mezní vrstva“⁴⁸ anebo také konvekční vrstva směšování.

Podrobnější pohled na některé konzervativní veličiny ukazuje, že jejich hodnoty nebývají podél vertikály konstantní, protože proces směšování není s výškou rovnoměrný a některé vlastnosti mísení jsou specifické pro spodní či horní část směšovací vrstvy. Například potenciální teplota dosahuje svého minima ve střední části vrstvy směšování, protože radiace tepla od zemského povrchu a sestupy teplejšího vzduchu shora ze zádržné inverze vede ke zvýšení potenciální vzduchu v těchto okrajových částech. Naopak vlhkost vzduchu s rostoucí výškou pozvolna klesá vzhledem k tomu, že výpar vody dodává maximum vlhkosti do přízemní vrstvy vzduchu, zatímco do vrcholové části směšovací vrstvy je zatahován podstatně sušší vzduch shora z volné atmosféry.

Uvedli jsme, že původem turbulence mohou být termické stoupavé proudy a také mechanické proudění (stříh větru). Někdy jeden z těchto dvou procesů výrazně převažuje. Pokud je to termika, mluvíme o volné konvekci. Pokud převažuje mechanické proudění, pak mluvíme o konvekci vynucené. Volná konvekce se utváří nad krajinou při jasných slunečných dnech a při slabém větru či klidu. Vynucená konvekce nastává naopak při větrných dnech a zataženu. V případě volné konvekce utváří silné sluneční záření, dopadající na zemský povrch, výrazný denní chod turbulence a tloušťky vrstvy směšování.

Termické stoupavé proudy vystupují do výšky, dokud se nedostanou do stabilní vrstvy na horní hranici směšovací vrstvy, kde se jejich výstup zpomaluje a zastavuje. Tento rozměr určuje velikost stoupavých proudů jako z_i . Termické proudy tvoří nejdůležitější cirkulační pohyb v konvekční mezní vrstvě; všechny menší víry zpravidla odebírají energii z termických stoupavých a klesavých proudů. Při konvekční situaci můžeme předpokládat mnoho turbulentních procesů v měřítku různých velikostí až do velikosti z_i . Tato hodnota se v různých výpočtech používá jako měřítko délky.

Výrazný denní chod slunečního ohřívání zemského povrchu vytváří také silný tepelný tok od země směrem do vzduchu. Proud tepla do přízemní vrstvy je příčinou vzniku aerostatického vztlaku a následně utváření termických stoupavých proudů. Tok vztlaku [Stull, 2003, str. 118] lze definovat jako

$$B = (g/\theta_v)(w'\theta'_v) \quad (23)$$

I když přízemní tok vztlaku může být přímo použit jako měřítko vertikální rychlosti, je pro něj výhodnější použít dvě důležité proměnné v procesu volné konvekce: tok vztlaku u povrchu země a výšku z . Jejich kombinací dostáváme měřítko rychlosti, známé jako měřítko rychlosti volné konvekce, w^* , někdy také nazývané jako měřítko konvekční rychlosti:

$$w^* = [(gz/\theta_v)(w'\theta'_v)_s]^{1/3} \quad (24)$$

Toto měřítko dobře odpovídá potřebám výpočtů; například řádová hodnota fluktuací vertikální rychlosti ve stoupavých proudech je stejná, jako w^* . Ve směšovacích vrstvách o velké tloušťce a s výrazným tokem tepla u země bývá hodnota w^* mezi 1–2 m/s [Stull, 2003, str. 118]. Kombinací měřítka rychlosti a délky dostaneme časové měřítko volné konvekce:

$$t^* = z/w^* \quad (25)$$

Pro většinu směšovacích vrstev je toto časové měřítko 10–20 minut. Pozorování potvrzují, že tento čas odpovídá typickému času cirkulace vzduchu od spodní do vrchní části směšovací vrstvy [Stull, 2003, str. 120]. To znamená, že změny v předávání tepla do vzduchu a další vlivy působení povrchu země se projeví v ostatních výškách směšovací vrstvy během krátké doby zhruba 15 minut. Ráno a časně dopoledne se tloušťka směšovací vrstvy mění jen pomalu. Během tohoto období je směšovací vrstva ve stavu kvazirovnováhy vzhledem ke krátkému časovému intervalu konvekce.

Nárůst tloušťky směšovací vrstvy během denního cyklu probíhá ve čtyřech fázích:

- formování ranní mělké směšovací vrstvy, která pozvolna mohutní
- následný rychlý nárůst směšovací vrstvy
- velká, přibližně konstantní tloušťka směšovací vrstvy během dne
- večerní slábnutí turbulence

V pokročilém dopoledni je už vzduch, který v noci vychladl, v mnoha případech prořát natolik, že jeho teplota je shodná s teplotou v reziduální vrstvě a horní hranice směšovací vrstvy vystoupila ke spodní hranici reziduální vrstvy. Ve chvíli, kdy už nad směšovací vrstvou není žádná stabilní vrstva, nastává rychlý vývoj termické konvekce a přechod do druhé fáze, přičemž horní se hranice směšovací vrstvy dostává do výšky 1 km během přibližně 15 minut.

Když se vrcholové části termických stoupavých proudů dostanou k horní hranici reziduální vrstvy, dostávají se do podmínek, kde opět dochází ke zbrždění jejich pohybu vlivem výškové teplotní inverze. Narůstání směšovací vrstvy zde rychle ustává.

Během této třetí fáze vývoje směšovací vrstvy zůstává její celková tloušťka v podstatě už stálá; tento průběh nastává po většinu odpoledne. Vlivem snahy o rovnováhu mezi výstupem do zóny vtahování a sestupnými pohyby dochází k pomalým výkyvům v tloušťce směšovací vrstvy. Její celková výsledná tloušťka kolísá od oblasti k oblasti, záleží na synoptických a mezoměřítkových podmínkách. Nad tropickými oceány se pozoruje tloušťka okolo 400 m, zatímco nad pouštěmi tato tloušťka dosahuje až 5 km. Nad pevninou ve středních zeměpisných šířkách je typická tloušťka zpravidla 1–2 km.

V době západu slunce proces utváření termické turbulence slábne až do okamžiku, kdy tato turbulence nedokáže překonávat síly tření a zaniká. Při absenci mechanických sil turbulence ve směšovací vrstvě zaniká úplně a vrstva se přeměňuje na reziduální. Nejrychleji klesají fluktuace teploty, zatímco kinetická energie turbulence (TKE) klesá pomaleji. Během těchto „zanikacích procesů“ lze ještě sledovat existenci několika zbytkových termických stoupavých proudů v horní části směšovací vrstvy, přičemž v přízemní vrstvě se už v této době utvořilo stabilní zvrstvení [Stull, 2003, str. 452].

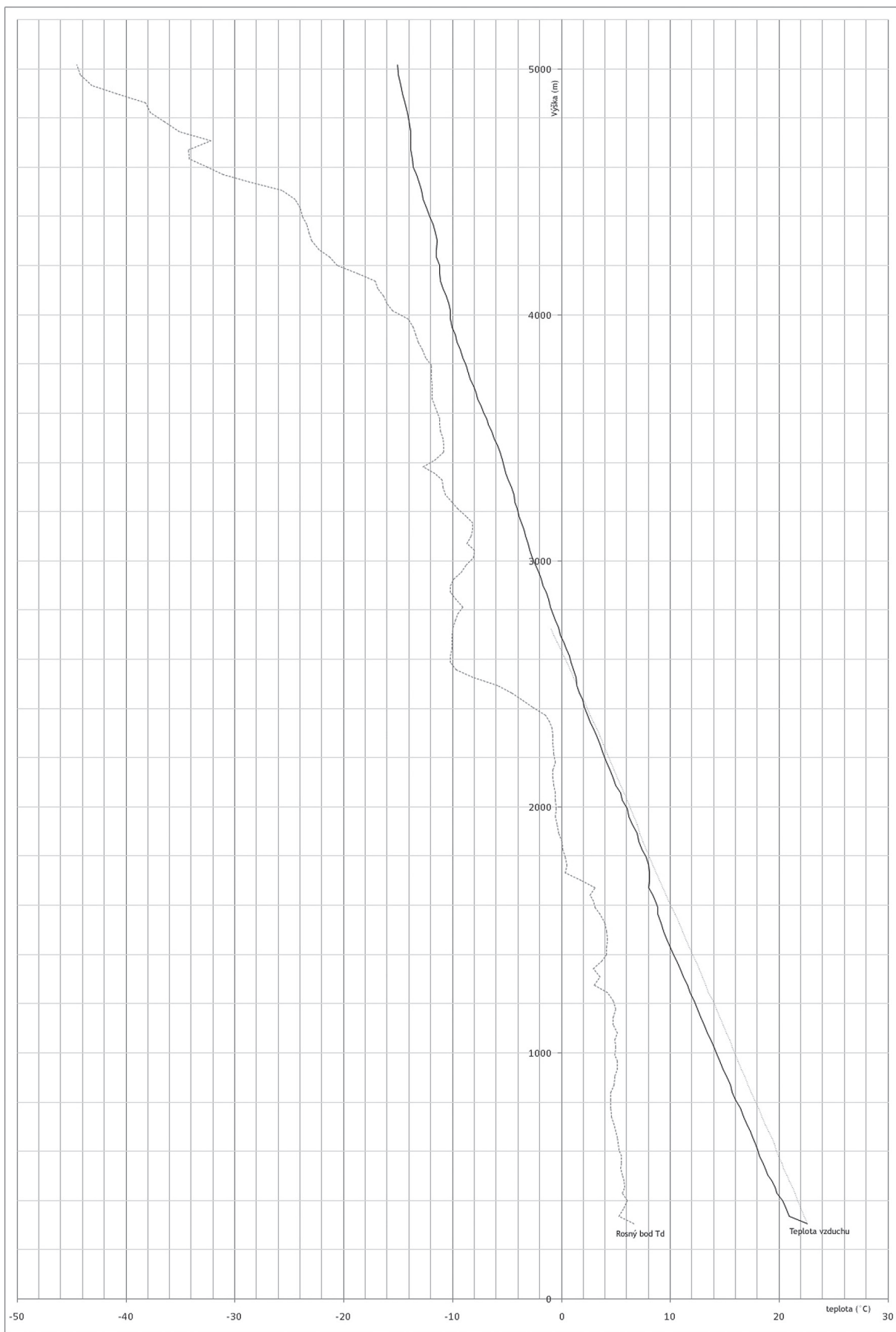
Během volné konvekce získávají postupně termické stoupavé proudy, vycházející z přízemní vrstvy, hybnost s tím, jak vystupují skrze vrstvu směšování. V prostoru, kde konvekční proudy zasahují až do teplejší volné atmosféry, působí na ně záporná vztlaková síla, avšak stoupavé proudy ještě částečně krátce pronikají do zadržující vrstvy, což je dáno setrvačností jejich pohybu. Toto pronikání se nazývá konvekční penetrace [Stull, 2003, str. 453]. Vrcholky těchto „přestřelujících“ konvekčních proudů nabývají tvaru báně, kupole či pahorku. Kolem nich je jen slabá turbulence ve volné atmosféře a proto nedochází k pronikání vzduchu z přestřelujícího stoupavého proudu do okolní klidné volné atmosféry. Ochlazující se vrcholy stoupavých proudů, na které již působí záporný vztlak, se vracejí dolů do směšovací vrstvy v nezměněném stavu.

Během zmíněného procesu „přestřelování“ se vlivem sestupných pohybů dostávají z volné atmosféry do vrstvy směšování také částice teplejšího vzduchu. Tyto částice se rychle promíchávají se vzduchem ve směšovací vrstvě vlivem zdejší silné turbulence, a jelikož sem přicházejí s vyšší teplotou, nabývají kladného vztlaku. Navzdory tomuto vztlaku se však nedostávají zpět do volné atmosféry a výsledkem je stálé přibývání vzduchu z volné atmosféry do vrstvy směšování. Vrstva směšování proto roste do větší tloušťky v důsledku tohoto jednosměrného procesu; méně turbulentní vzduch je mísen s více turbulentním. V přeneseném slova smyslu můžeme tento proces také nazvat „erozí“ volné atmosféry působením směšovací vrstvy [Stull, 2003, str. 453]. Dokud tedy stoupavé proudy alespoň částečně pronikají do volné atmosféry, nemůže docházet ke ztenčování směšovací vrstvy, ale pouze k jejímu růstu.

Množství vzduchu, pronikajícího do vrcholové části směšovací vrstvy přes horizontální jednotku plochy a za jednotku času, vyjadřujeme jednotkami rychlosti a nazýváme rychlost vta-hování w_e . Tato rychlost závisí na intenzitě turbulence a tloušťce zadržující vrstvy.

3.2.1 ODHADY VERTIKÁLNÍCH RYCHLOSTÍ KONVEKČNÍCH PROUDŮ

Výpočet očekávaných vertikálních rychlostí na základě znalosti vertikálního průběhu teploty a vlhkosti vzduchu se jeví jako problematická věc. Nelze vycházet jen z vertikálního teplotního gradientu a z něj odvozovat vertikální rychlost stoupající vzduchové částice, např. pomocí vztahu (8), který je v úvahách o vertikálních rychlostech jen výchozí rovnicí. Uvedme praktický příklad: Dne 15. 5. 2008 se v termínech 13 až 15 hodin UTC vyskytovala v okolí meteorolo-



Obrázek 15 — Aerologický diagram dne 15.5.2008 ve 12 UTC z Prahy-Libuše.

gické stanice Praha-Ruzyně oblačnost Cb a bouřka⁴⁹. Přízemní synoptická mapa ukazuje, že se jednalo o bouřku v jedné vzduchové hmotě, nikoliv frontální. Pro účely této práce nejsou k dispozici radarová data, z nichž by bylo možno odhadnout vertikální růst oblaků Cb, avšak vertikální rychlosti v Cb předpokládáme v řádu desítek m/s. Aerologický diagram z Prahy-Libuše 15. 5. 2008 ve 12 UTC (obrázek 15) ukazuje průměrný vertikální teplotní gradient atmosféry mezi zemí a konvekční kondenzační hladinou⁵⁰ přesně $-1^\circ\text{C}/100$ m výšky, což odpovídá právě suchoadiabatickému teplotnímu gradientu, tj. zcela indiferentnímu teplotnímu zvrstvení. Mezi konvekční kondenzační hladinou a výškou 5000 m AMSL je průměrný vertikální teplotní gradient atmosféry nad observatoří Praha-Libuš $-0,7^\circ\text{C}/100$ m výšky, tj. blízký indiferentní nebo mírně instabilní stratifikaci vzhledem k nasycenému vzduchu. Přesto se vyvíjela bouřková oblačnost s předpokladem velkých vertikálních rychlostí konvekčních proudů.

K vystupujícímu kvantu teplejšího vzduchu je možno přistupovat jako k aerodynamickému tělesu, které prochází okolním vzduchovým prostředím. Při tomto pohybu vyvozuje atmosféra na pohybující se vzduch v konvekčním proudu odporovou sílu, která vyrovnává vertikální zrychlení orientované vzhůru. Tato odporová síla závisí mj. na tvaru vystupujícího kvantu vzduchu — je zde zřejmá existence mezi tvarem a vertikální rychlostí konvekčního proudu. Proměnlivost tvarů těchto „těles“ stoupavých proudů lze odvozovat od různorodých tvarů kupovitých oblaků a ze sodarových nebo lidarových snímků. Prozatím však není zřejmá bližší kvantifikace ani kvalifikace těchto tvarů či důvody toho, že těleso stoupavého proudu se zformuje právě do toho kterého tvaru.

Pro výpočet odhadu vertikálních rychlostí existuje několik různých teorií. [Andreev, 1971] uvádí složitý poloempirický vztah pro vertikální rychlost vystupující částice, v němž figuruje také její rozměr r^{51} :

$$w_p^2 = \gamma^6 (k_1 \gamma^9 + k_2 \gamma^8 + k_3 \gamma^4 - k_4) \quad (26)$$

kde $\gamma = r_p(z)/r_{p0}$, přičemž $r_p(z) \approx 0,2 r_{p0}$

$$k_1 = -(4/45)(g/T_v)(T_{d0}/tg\theta)^3 [0,61(1+0,61q_0)]\gamma$$

$$k_2 = (1/16)(g/T_v) \{ [0,61(1+0,61q_0)]T_0 + (1+0,61q_0)\gamma + 2(T_{d0}/tg\theta)[0,61(1+0,61q_0)\gamma] - \gamma_d \} (T_d/tg\theta)^2$$

$$k_3 = (1/2)(g/T_v) \{ T_{vp0} + [(1/4)(3g/T_v) + \gamma_d](T_d/tg\theta) - [(3/5)(T_d/tg\theta)^2(0,61(1+0,61q_0)\gamma)] \} (T_d/tg\theta)$$

$$k_4 = k_1 + k_2 + k_3$$

49 13.00 UTC: Klid, dohlednost 40 km, vzdálená bouřka, 1/8 Cb 1300 m, 4/8 Cu 1500 m, teplota $22,2^\circ\text{C}$, rosný bod $7,9^\circ\text{C}$. 14.00 UTC: Vítr 100/3 m/s, dohlednost 9 km, bouřka, 5/8 Cb 1500 m, 5 Ac 3000 m, teplota $15,2^\circ\text{C}$, rosný bod $9,1^\circ\text{C}$. 15.00 UTC: 300/5 m/s, dohlednost 10 km, déšť po bouřce, 1/8 Cb 1500 m, 3/8 Cu 1500 m, teplota $15,7^\circ\text{C}$, rosný bod $11,0^\circ\text{C}$. V pozorovacích termínech 10 až 12 UTC se vyskytoval druh oblaků Cu, ne však Cb.

50 1800 m AMSL.

51 Předpokládá se, že objem vystupující částice lze nahradit tzv. ekvivalentním poloměrem $r_p(z)$, kde $V_p(z) = m r_p^3(z)$, přičemž hmotnost m je konstantní [Andreev, 1971].

kde symbol $r_p(z)$ značí ekvivalentní poloměr⁵² vzduchové částice ve výšce z , r_{p0} ekvivalentní poloměr částice ve výchozí hladině $z=0$, T_v je virtuální teplota částice, T_d je teplota rosného bodu (s indexem 0 je to teplota rosného bodu ve výchozí hladině $z=0$), γ značí vertikální teplotní gradient v atmosféře, γ_d je suchoadiabatický teplotní gradient, g je hodnota tíhového zrychlení, q_0 je specifická vlhkost ve výchozí hladině $z=0$, indexy p se vztahují k vystupující částici. Rovnice (26) naznačuje nepřímou úměru mezi poměrem $r_p(z)/r_{p0}$ a vertikální rychlostí vystupující částice w_p . [Andreev, 1971] uvádí, že při přízemní teplotě 282 K se zvětší tento poměr o 0,08 na každých 400 m výšky, tzn. jestliže je ve výchozí hladině $z=0$ tento poměr roven 1, pak ve výšce 400 m je 1,08, ve výšce 800 m 1,16, atd. Hodnota bezrozměrného gradientu dr_p/dz je přibližně konstantní a je rovna 0,2.

[Řezáčová, 2007] modeluje stoupající vzduchovou částici jako objem konečných rozměrů. Během posouvání stoupajícího kvanta vzduchu na jím uvolněné místo ve spodní části konverguje proudění z okolí, zatímco nad horní částí stoupající částice vzduch diverguje do stran⁵³. Odvozuje, že čím větší je rozměr stoupající částice, tím více vzduchu musí při výstupu odstraňovat z cesty a tím větší jsou perturbace tlaku nad a pod částicí, které vyvolávají vznik kompenzačního vertikálního barického gradientu, směřujícího proti pohybu částice. Větší rozměry částice proto podle této úvahy stoupají pomaleji, než úzké termické konvekční proudy.

3.2.2 PROSTOROVÉ POKRYTÍ OBLASTI KONVEKČNÍMI PROUDY

V září 1978 byl v americké Boulder Atmospheric Observatory proveden praktický letecký výzkum vertikálních rychlostí konvekčních proudů, jejich struktury a prostorového rozmístění; tento experiment nesl název Phoenix 78. Sběr dat se sestával z 58 letů na tratích dlouhých okolo 35 km, při nichž letadlo létalo ve výškovém rozsahu 0,1 až 1,3 zi. Prostorové pokrytí měřeného území termickými stoupavými proudy je zakresleno na obrázku v podobě vyhlazeného profilu, který byl získán na základě 58 leteckých měření. Svislá osa zobrazuje poměr výšky měření z k výšce zadržující inverze z_i , vodorovná osa zobrazuje procentuální pokrytí konvekčními stoupavými proudy na přiměřeně rozlehlé oblasti. Z obrázku je vidět, že dílčí pokrytí klesá z hodnoty zhruba 0,50 při zemském povrchu na hodnoty menší než 0,43 ve středních výškách konvekční mezní vrstvy, a poté opět vzrůstá k hodnotě 0,50 v hladině z_i a nad ní. Prostorové pokrytí termikou lze aproximovat tímto empiricky zjištěným vzorcem:

52 Představa malých termických elementů v atmosféře ukazuje na tvar blízky sférickému, kde teplota částice je odlišná od teploty jejího okolí, ale tlak v částici je totožný s tlakem v okolí ve stejné hladině. Částice se utvářejí díky teplotním nehomogenitám podkladu v horizontálním měřítku asi 10^1 až 10^2 m. Při výraznějších nehomogenitách převažuje navzdory vyšší turbulentní difuzi tepla větší horizontální rozměr nad vertikálním a vzduchová částice je výrazně horizontálně zploštěna [Andreev, 1971].

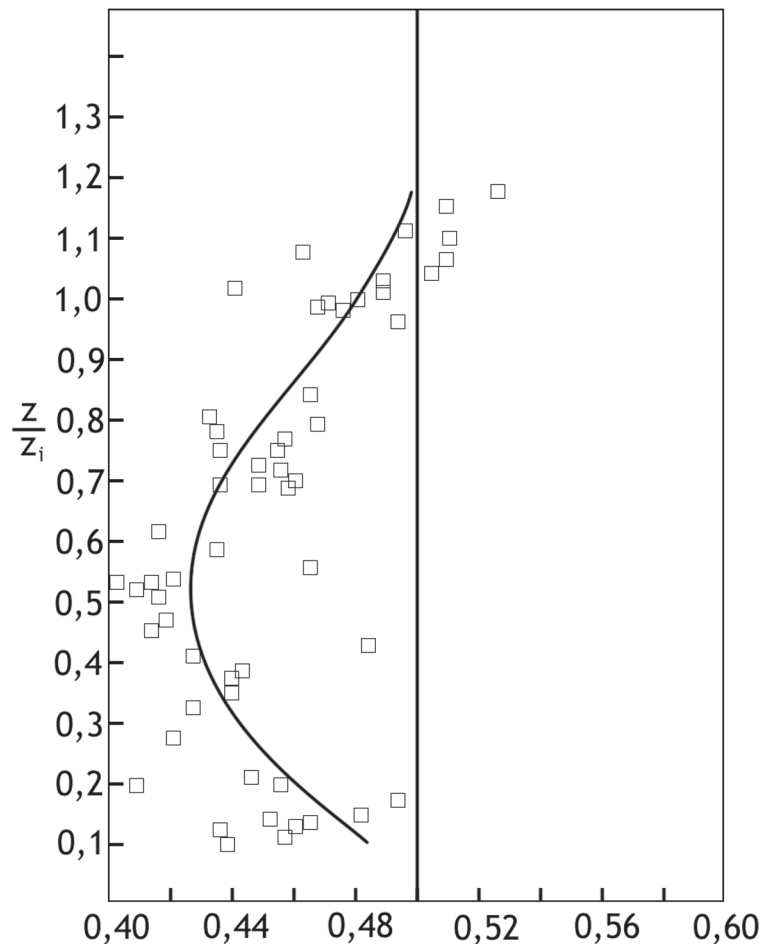
53 Čím je částice užší, tím méně vzduchu musí odstraňovat z cesty při svém výstupu. Tato úvaha ukazuje, že platnost předpokladu hydrostatické rovnováhy při dané velikosti vzlaku závisí na horizontálním rozměru výstupného pohybu.

$$\sigma = 0,5 - 0,35(z/z_i)^{3/2} (1,3 - z/z_i)^{9/4} \quad (27)$$

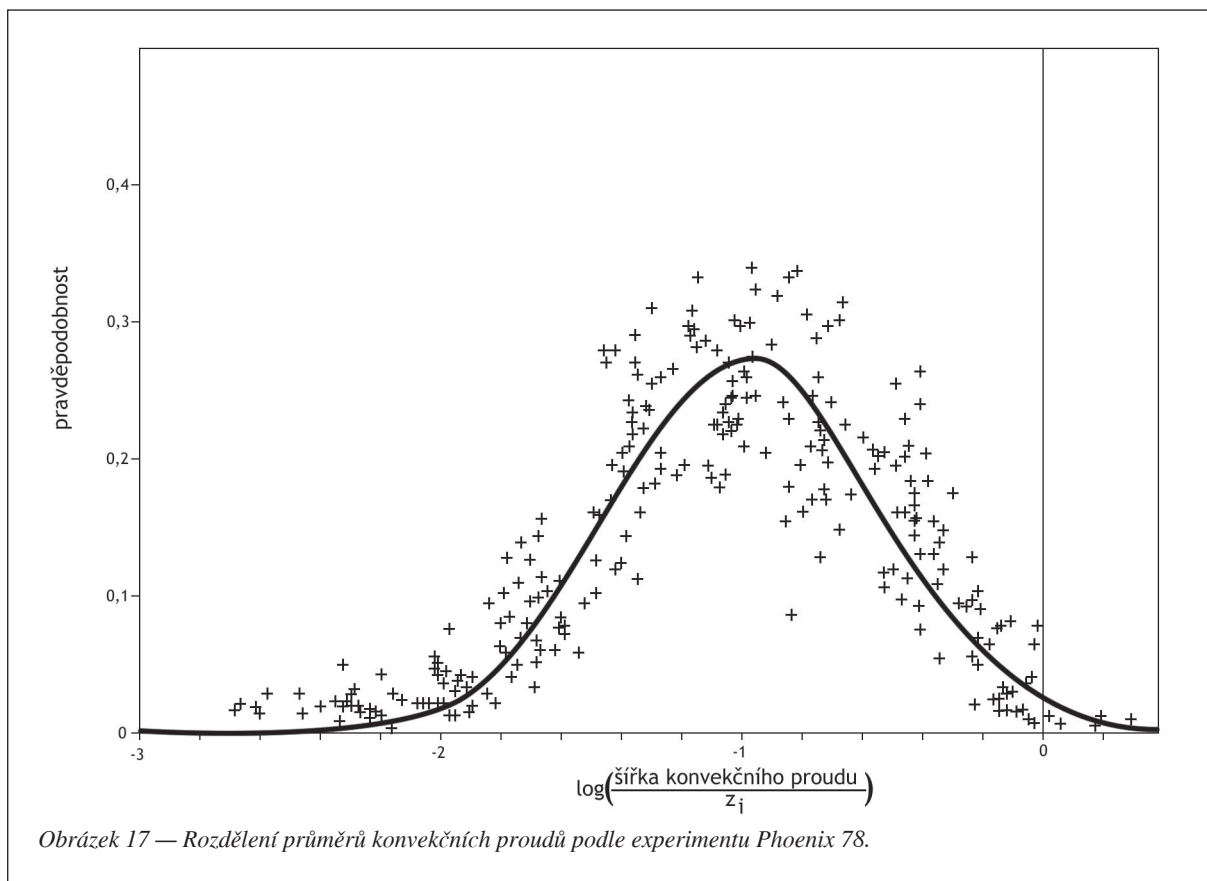
kde je prostorové pokrytí termikou, z je výška a z_i je výška základny teplotní inverze. Dřívější studie a pozorování uvádějí různé hodnoty tohoto pokrytí. Manton (1977) uvedl hodnotu 0,42 pro spodní část konvekční mezní vrstvy, Coulman (1978) pozoroval hodnoty v rozmezí 0,36–0,42 s minimem ve středních hladinách konvekční mezní vrstvy. Lenschow a Stephens (1982) změřili hodnotu 0,28, vztahující se na celé měření v rámci experimentu Airmass Transformation Experiment (AMTEX) konvekční mezní vrstvy. Greenhut a Khalsa (1982) vypočetli pokrytí stoupavými proudy 0,16, klesavými proudy 0,24 a zbytek (tj. 0,60) je nehybné prostředí ostatní atmosféry. Měřili ovšem ve výšce $0,3 z_i$ nad oceánem v oblasti středního Pacifiku poblíž rovníku.

Dvě z předchozích studií, u nichž vycházela největší hodnota prostorového pokrytí termikou, nastavily prahovou úroveň teploty vybranou tak, že předpokládaná hodnota vertikální rychlosti w je při prahové hodnotě rovna nule. Ostatní studie užily většího omezení prahových hodnot a proto vychází jejich hodnota pokrytí nižší. Lamb (1978)

použil k výpočtu předpokládaného prostorového pokrytí metodu simulace velkých vírů⁵⁴. Omezené horizontální rozlišení numerického modelu bylo vzato jako minimální horizontální měřítko pro termické proudy. Za prahovou amplitudu byla zvolena nulová vertikální rychlost. Velikost prostorového pokrytí termikou se blížila hodnotě 0,50 při zemském povrchu a nad výškou z_i , minimum pak bylo 0,37 ve výšce $0,8 z_i$. Takto vypočtený profil je blízký uvedeným studiím, avšak výška minimálního prostorového pokrytí vychází do vyšších partií konvekční mezní



Obrázek 16 — Prostorové pokrytí konvekčními stoupavými proudy v procentech v závislosti na výšce v konvekční mezní vrstvě, zjištěný v rámci experimentu Phoenix 78.



vrstvy. Oba výzkumy, jak teoretické modelování, tak i praktická měření, potvrzují, že prostorové pokrytí termikou je menší než 0,50 v celém vertikálním rozsahu konvekční mezní vrstvy. Hodnoty se přibližují k 0,50 pouze v nízkých hladinách u zemského povrchu a ve vrcholové části konvekční mezní vrstvy v oblasti teplotní inverze. Předpokládané minimum tohoto prostorového pokrytí ve střední části konvekční mezní vrstvy se pohybuje mezi hodnotami 0,36–0,43 v těch studiích, které vzaly za prahovou hodnotu vymezení stoupavého proudu vertikální rychlost $w = 0$.

Termické stoupavé proudy a s nimi sousedící klesavé proudy se vyskytují v celém spektru svých rozměrů⁵⁵. Statisticky může být šířka stoupavých proudů aproximována délkou úseku trasy průletu uvnitř těchto stoupavých proudů. Rozdělení průměrů stoupavých proudů je znázorněno na obrázku. Pozorované rozdělení logaritmu vertikální výstupné rychlosti v poměru k z_i je přibližně normální. Podobně vypadá také rozdělení logaritmu šířky klesavých proudů v poměru k z_i . Totéž zjistili i Melling a List (1980) — že statistická rozdělení logaritmu poměru šířky výstupných a sestupných proudů s výškou z_i jsou podobná normálnímu rozdělení. Žádná z dalších studií konvektivní mezní vrstvy neprokázala odchylku od tohoto pravidla. Rozměry kupovitých oblaků (průměr či vertikální rozsah) odpovídají lognormálnímu rozdělení. Příklady takovýchto rozdělení velikostí oblaků, které vyplývají z jejich pozorování, uvádí obrázek. Je vidět, že vztah mezi průměrem oblaku a jeho hloubkou je velmi těsný, nejčtenější rozměry

většiny oblaků tvoří na histogramu výraznou skupinu, avšak jsou vidět i rozměry oblaků podstatně převyšující obor nejčastěji se vyskytujících velikostí. [Stull, 2003, str. 565] uvádí pro lognormální rozdělení následující vztah:

$$\text{pdf}(X) = [1/(2\pi)^{1/2} X S_x] \exp \{-0,5 [\ln(X/L_x)/S_x]^2\} \quad (28)$$

kde L_x a S_x jsou parametry místa a tvaru, a X reprezentuje průměr nebo hloubku oblaku. Integrováním této rovnice přes X obdržíme hodnotu 1, což znamená, že funkce zahrnuje veškerou existující oblačnost na obloze.

Šířka stoupavých proudů, která se vyskytovala v převážné části měřené oblasti, byla 0,45 z_1 . Šířka klesavých proudů na téže oblasti byla změřena jako 0,55 z_1 . Výsledná šířka po „spárování“ výstupných a sestupných proudů dává tedy hodnotu 1,0 z_1 , což je v dobrém souladu se spektrem vertikálních rychlostí. Aritmetický průměr šířky konvekčních proudů, vypočtený z měření po jednotlivých tratích letu, vychází mezi 0,15 z_1 až 0,35 z_1 s mírnou tendencí vzrůstat s rostoucí výškou. Lenschow a Stephens (1980) a Khalsa a Greenhut (1985) rovněž objevili tento růst průměru stoupavých proudů s rostoucí výškou. Melling a List (1982) zjistili poměrně velký průměr stoupavých proudů v hodnotě 0,52 z_1 , což ale potvrdilo, že horizontální rozlišení jejich sodaru skutečně omezilo počet detekovaných malých termických elementů.

Aritmetický průměr hustoty výskytu konvekčních proudů vyšel v hodnotách 1,4 až 2,8 na jedno rameno letové trati, přičemž tato hodnota nejevila žádný trend s rostoucí výškou. Z toho bylo tedy zjištěno, že průměrná vzdálenost mezi jednotlivými stoupavými proudy zde byla kolem 0,5 z_1 , kdežto obvyklé měřítko vzdálenosti v konvektivní mezní vrstvě je okolo 1,5 z_1 . To naznačuje, že se mohou vyskytovat shluky konvekčních proudů, mezi nimiž, případně uprostřed nichž, mohou být klesavé proudy.

Profily jsou bezrozměrné vzhledem k tomu, že jsou vyjádřeny poměrem k příslušným měřítkům v mezní vrstvě. Bezrozměrné perturbace virtuální potenciální teploty v jsou ekvivalentní bezrozměrné hodnotě vztlaku. Velikost vztlaku je nejvýznamnějším mechanismem pro vznik vertikálních pohybů konvekčních proudů. Profily průměrné vertikální rychlosti vycházejí kolem 1,0 poblíž výšky 0,2 z_1 . Lamb (1978) použil metodu simulace velkých vírů k odhadu profilu průměrné vertikální rychlosti ve stoupavých i klesavých proudech. Maximum výstupné rychlosti 0,61 nalezl ve výšce 0,3 z_1 a maximum sestupné rychlosti klesavých proudů -0,47 nalezl v 0,2 z_1 . Hodnoty vypočtené tímto modelem jsou blízké výsledkům měření v experimentu Phoenix 78.

Pozorované maximum průměrné vertikální rychlosti ve stoupavých proudech bylo menší, než vertikální rychlost, která by mohla být teoreticky dosažena vzduchovou částicí, volně stoupající na základě odpovídajícího profilu vztlakové síly. To napovídá, že se zde projevuje vliv aerodynamického odporu, zejména na bočních stranách stoupající vzduchové částice, kde dochází k turbulentnímu směšování s okolním vzduchem a tím ke ztrátě mechanické energie [Stull, 2003].

3.2.3 KONVEKČNÍ KONDENZAČNÍ HLADINA

Během výstupu nenasycené vzduchové částice dochází k jejímu ochlazování vlivem poklesu tlaku vzduchu a expanze částice tak, jak je popsáno v úvodu kapitoly 3. Obsah vodní páry, vyjádřený směšovací poměrem, zůstává během výstupu konstantní, tzn. $dq/dz=0$. Jakmile při tomto ochlazování dojde k rovnosti tlaku vodní páry a tlaku nasycené vodní páry, vznikne oblak. Hladinu, v níž tento stav nastane, nazýváme konvekční kondenzační hladina (KKH). Podle některých zdrojů⁵⁶ může ke kondenzaci vodní páry docházet ve výšce, kde je teplota vzduchu až o 5–10 °C vyšší, než odpovídá KKH, pokud vzduch obsahuje zvýšené množství kondenzačních jader. To odpovídá i praktickým pozorováním z letadel, kdy se výška KKH jednotlivých sousedních kupovitých oblaků může lišit i o několik stovek metrů, případně v některých situacích dochází ke vzniku nového kupovitého oblaku pod ještě aktivním dříve vzniklým kupovitým oblakem — lze to vysvětlit například tak, že příslušné termické konvekční proudy se odtrhávají z téhož jednoho terénního zdroje, přičemž první stoupavý proud začal stoupat, aniž by se do něj dostalo větší množství kondenzačních jader, zatímco do následujícího termického proudu nad tímtož zdrojovým terénem se naopak kondenzační jádra dostala ve zvýšeném množství (oblak pylu, rozptýlený do vzduchu z lesního porostu, oblak prachu zvířeného např. traktorem na poli, průmyslový dým vtažený do termického proudu chvilkovou změnou přízemního větru, apod.).

Vedeme-li na termodynamickém diagramu křivku nenasycené adiabaty z aktuální přízemní teploty vzduchu, a z aktuální teploty rosného bodu izogramu, protnou se obě křivky ve výstupní kondenzační hladině (VKH)⁵⁷. Hladina, kde se protne izograma s křivkou zvrstvení, se nazývá konvekční kondenzační hladina (KKH)⁵⁸. KKH tedy odpovídá výšce základny kupovité oblačnosti při dané teplotě a rosném bodu u zemského povrchu. VKH a KKH představují obecně dvě různé hladiny, které leží v různých výškách, vyjma případu, kdy hladina volné konvekce leží již na zemském povrchu. Teplotu vzduchu v kondenzační hladině lze spočítat například podle vztahu, který najdeme např. v [Řezáčová, 2007, str. 119]:

$$T_{KH} = [(T_d - 56)^{-1} + (\ln(T/T_d)) \cdot (1/800)]^{-1} + 56 \quad (29)$$

kde T_{KH} je teplota vzduchu v kondenzační hladině, T_d je teplota rosného bodu u země, T je teplota vzduchu u země; všechny teploty jsou v Kelvinech. Výška konvekční kondenzační hladiny se vypočte např. podle vztahu:

$$z_{KKH} = [(T - T_d)/(9,8 - T_d^2/158 T)] \cdot 1000 \quad (30)$$

56 Například <http://mysite.du.edu/~etuttle/weather/atphys.htm>.

57 V této výšce dochází ke kondenzaci nuceně vystupujícího vzduchu.

58 V této výšce dochází ke kondenzaci volně vystupujícího vzduchu při termické konvekci.

kde T a T_d je hodnota teploty, resp. rosného bodu u zemského povrchu v Kelvinech.

3.2.4 STRUKTURA KONVEKČNÍCH PROUDŮ

Cirkulace konvekčních stoupavých a klesavých proudů mívá horizontální měřítko přibližně 1,5 z_i [Stull, 2003, str. 461]. Zrána mají termické proudy průměr kolem 100 m, zatímco odpoledne, kdy je tloušťka směšovací vrstvy vyšší, mají tyto konvekční proudy průměr 1–2 km. Vertikální rychlosti konvekčních proudů dosahují 5 m/s nebo i více, ale mnohem čtenější jsou slabší proudy s rychlostmi 1–2 m/s. Rychlosti poměrujeme vzhledem k měřítku konvekční rychlosti w^* . Naměřené vzorky vertikální rychlosti ve stoupavých proudech i mezi nimi ukazují záporně asymetrické rozdělení v celém objemu směšovací vrstvy s mírnou tendencí k symetrickému tvaru rozdělení v oblasti zóny vtahování. Objevuje se velké množství slabých klesavých proudů v prostoru mezi stoupavými proudy, a nízká četnost silných výstupných proudů.

S vzestupnými a sestupnými pohyby vzduchu jsou spojeny také odpovídající zóny konvergence pod stoupavými proudy a divergence nad stoupavými proudy. Celý tento proces je cirkulace, která pohybuje vzduchem nahoru a dolů v celé vrstvě směšování s časovou periodou odpovídající $t^* = z_i/w^*$, což je konkrétně čas asi 5–15 minut. Když vrcholy stoupavých proudů proniknou do stabilní vrstvy vzduchu v zóně vtahování, uplatňuje se na nich záporná vztlaková síla. To má za následek zpomalování stoupajícího vzduchu a dále vede k jeho klesavému pohybu dolů zpět do vrstvy směšování. Konvekční proudy takto cirkulují jen ve vrstvě směšování a jen z velmi malé části pronikají do volné atmosféry.

Přestřelování stoupavých proudů způsobuje propadání suchého a chladnějšího vzduchu z nejnižších vrstev volné atmosféry dolů do směšovací vrstvy⁵⁹. Vznikají tak útvary v podobě vzduchových kapek či pytlů velkého měřítka, které klesají do vrstvy směšování mezi jednotlivými stoupavými proudy. V důsledku toho narůstá tloušťka směšovací vrstvy. Bylo pozorováno, že některé takovéto objemy vzduchu z volné atmosféry sklesaly až dolů k zemskému povrchu, ale zpravidla dochází ke smísení se vzduchem ve vrstvě směšování ještě před dosažením země.

V menším měřítku dochází ke směšování prostřednictvím malých vírů na horní a boční straně konvekčního proudu. Mísení na vrcholové části jednotlivých stoupavých proudů mělo souvislost se zvýšeným stříhem větru napříč přestřelujícími vrcholky, což mělo za následek generování turbulence tzv. Kelvin-Helmholtzovým procesem [Stull, 2003, str. 464]. Přitom vždy malá část vzduchu ze stoupavého proudu pronikla do volné atmosféry a rozptýlila se tam.

O postranním vtahování mluvíme tehdy, když se části vzduchu z okolí stoupavého proudu dostávají horizontálně dovnitř termiky. V centru stoupavého proudu je relativně ucelené jádro, nesoucí vzduch z přízemní vrstvy nahoru k vrcholu mezní vrstvy. Kolem jádra je tenká proměnlivá vrstva, tzv. přechodová zóna, do níž proniká vzduch z okolí termického stoupavého proudu a směšuje se s ním [Stull, 2003, str. 464–465]. Proto nemůžeme u stoupavého proudu

59 *Vzájemným promícháváním vzduchu z kupovitých oblaků a vzduchu z volné atmosféry.*

zcela přesně definovat tvar průřezu. Tato proměnlivá a měnící se hranice mezi stoupajícím a klesajícím vzduchem vyúsťuje v rozmanité interpretace konvekčních struktur, jak je vidět na vizualizacích, pořízených měřeními přímo v prostoru výskytu termiky, případně pomocí měření dálkovými senzory.

Vzorkování dat z letadel ukazuje, že zjevně stoupající vzduch se nad krajinou vyskytuje nad 15–43% plochy dané oblasti, zjevně klesající pak v 20–55% [Stull, 2003, str. 465]. Zbývající procenta představují slabší cirkulaci směřovaného obecného vzduchového prostředí. Jiné studie⁶⁰ uvádějí pokrytí 36–40% prostoru se stoupajícím vzduchem, 49–52% prostoru s klesajícím vzduchem, jak nad venkovským prostředím, tak nad městy, avšak rychlost stoupavých proudů byla nad městy vyšší.

Jak již bylo uvedeno, četnosti průměrů termických stoupavých proudů, stejně jako průměrů kupovitých oblaků, mají v podstatě průběh lognormálního rozdělení. Při některých praktických měřeních se ukázalo, že během horizontálního letu se na vzdálenosti srovnatelné se z_1 nacházejí 1–3 jádra termiky. Tak se nabízí představa, že se vyskytují shluky stoupavých proudů, protože jinak je nejběžnější vzdálenost mezi jednotlivými stoupavými proudy zhruba $1,5 z_1$ [Stull, 2003, str. 465–466]. Také se ukazuje, že s rostoucí výškou klesá ve vrstvě směšování množství jasně vyjádřených stoupavých proudů. Průměr těchto stoupavých proudů se však s rostoucí výškou zvětšuje, což zřejmě ukazuje na to, že některé stoupavé proudy se postupně ve výšce slévají⁶¹ [Stull, 2003, str. 466].

Podmíněně vzorkované průměrné hodnoty vertikálních rychlostí a teploty ve stoupavých a klesavých proudech jsou zakresleny na obrázku. Jak se dá očekávat, je rozdíl virtuální teploty ve stoupavých proudech největší u země a postupně se mění až na záporný v horních partiích směšovací vrstvy. Do klesavých proudů se ve vrcholové části vrstvy směšování vtahuje teplejší vzduch z okolí, ale v nižších výškách směšovací vrstvy jsou klesavé proudy postupně chladnější, než jaká je průměrná teplota celé směšovací vrstvy. Velký rozsah hodnot, indikovaných na tomto obrázku, je jedním z důvodů, proč se někteří vědci, zabývající se tímto problémem, rozcházejí v názorech na kritéria indikačních funkcí.

Pozorování pomocí lidarů ukazují, že stoupavé proudy nabývají přibližnou podobu bublin, častěji ale mají tvar komínů určité délky, kterou si zachovávají po určitý čas. Ve skutečnosti však stoupavé proudy nemají takto ideální tvary, protože se zakrucují a horizontálně meandrují, rozdvíhají se a opětovně slévají při svém výstupu do výšky. Stoupavé proudy považujeme za anizotropické s maximem jejich energie šířeným ve vertikálním směru [Stull, 2003, str. 466]. V důsledku nerovnoměrného prohřívání zemského povrchu se formují stoupající vzduchové částice, které během výstupu vytlačují okolní vzduch stranou ze své cesty. Některé ze vzduchových částic se dostanou zpět k zemi, kde se prohřívají a mají snahu začít znovu stoupat.

60 Godowich, J.M., 1986, *Characteristic of vertical turbulence velocity in the urban atmospheric boundary layer*, *Bound. -Layer Meteorology*, 35, 387–407.

61 Podrobněji popsáno v Greenhut a Khalsa, 1987, *Convective elements in the marine atmospheric boundary layer, Part I, Conditional Sampling Statistics*, *Journal of Clim. Appl. Meteor.* 26, str. 813–822.

Tento turbulentní pohyb vede ke vzniku malých termických bublin různých tvarů a velikostí, které stoupají a klesají. Některé z nich se spojují s jinými a tak se formují mohutnější stoupavé proudy; jiné se vlivem turbulence rozpadají na menší části. Velikost vzduchových částic odpovídá v přízemní vrstvě přímo úměrně jejich výšce nad zemí. Vzduch uvnitř částice stoupá, ale současně se neustále mění ve všech třech rozměrech. Jeho pohyb se ubírá prakticky nepředpovědatelnou cestou v závislosti na kvalitativních faktorech zemského povrchu a také na pohybech sousedních vzduchových částic. Jednotlivá kvanta vzduchu se při výstupu od zemského povrchu ve vrstvě silné asi 100–200 m postupně sbíhají a spojují do větších „komínů“ stoupajícího vzduchu. Jejich velikost v turbulentní vrstvě je přibližně závislá na výšce mezní vrstvy atmosféry, přičemž horizontální průměr stoupavých proudů je mezi stovkami metrů a několika kilometry [Stull, 2003].

Jakmile na zemském povrchu existují prohřátá místa, stoupavé proudy se utvářejí hlavně nad těmito místy. Piloti kluzáků takováto místa vyhledávají jakožto indikátory trvalých stoupavých proudů. Nad vlhkými povrchy či povrchy pokrytými vegetací obsahují termické stoupavé proudy více vlhkosti, než je v jejich obecném vzduchovém okolí. Často jsou takovéto termické proudy více turbulentní. Termiku pozorujeme i nad oceány, stejně jako nad pevninou, což napovídá tomu, že prohřátá místa nemusejí být nutně jediným spouštěcím mechanismem termiky. Pokud chybějí prohřátá místa, mohou stoupavé proudy vznikat (seřazené do přímkových linií či kruhů) působením slabých mezoměřítkových pohybů zvaných sekundární cirkulace. Tyto obrazce, tvořené konvekční oblačností, jsou viditelné z družic jako oblačné dálnice či uzavřené nebo otevřené buňky [Stull, 2003].

Za pozoruhodný můžeme považovat experiment, provedený ve Francii, kde bylo sestaveno pole 105 olejových hořáků, které generovaly souhrnný tepelný výkon přes 1000 MW a toto teplo bylo šířeno z plochy přes 15000 m², nad nimiž se tvořil konvekční termický proud. Na návětrné straně teplého výstupného proudu byl pozorován chladný klesavý proud, zatímco na straně závětrné se pozoroval výstupný proud chladnějšího vzduchu. Rozdíl v tlaku vzduchu u zemského povrchu byl asi 0,1 hPa, nižší tlak byl pod teplým výstupným proudem a to bylo příčinou horizontální konvergence proudění [Stull, 2003, str. 467].

Při kombinaci prohřívání zemského povrchu a silného větru se pozoruje horizontálně „šnekovitá“ či spirálovitá cirkulace proudění v mezní vrstvě atmosféry. Tento typ proudění označujeme jako horizontální víry či rolující válce. Jejich soustava se skládá vždy z protichůdně se otáčejících sousedních párů rolujících válců. Jejich hlavní osa je vždy namířena souběžně s osou základního větru. Některé studie uvádějí, že osa těchto válců bývá odkloněna zhruba o 18° od osy geostrofického větru směrem doleva při zhruba stabilní atmosféře, avšak zmíněný úhel se snižuje, jak postupně narůstá instabilita ve směšovací vrstvě. Výškový rozsah rolujících válců odpovídá hloubce směšovací vrstvy, poměr mezi vzdáleností a výškou jednotlivých párů válců je kolem 3:1 [Stull, 2003, str. 468].

Tečné rychlosti na obvodu válců jsou obvykle menší než 1 m/s a je obtížné je měřit přímo, ačkoliv se tu vyskytují i vyšší rychlosti. V důsledku velkých rychlostí větru jsou jednotlivé konvekční proudy uspořádány do řad, které se utvářejí podél směru větru a vyskytují se v nich silné výstupné pohyby vzduchu. Pokud se ve vzduchu vyskytuje také dostatečná vlhkost, utvářejí

se podél těchto linií výstupných proudů tzv. řady kumulů⁶². Ty jsou velice zřetelně viditelné na družicových snímcích, obzvláště nad oceány, kde se nevyskytují místa s výraznou variabilitou teplotního pole podkladu, která může strukturu oblačné silnice narušit.

3.3 PROCESY V ZÓNĚ VTAHOVÁNÍ

Zóna vtahování je oblast atmosféry se stabilním zvrstvením ve vrcholové části vrstvy směšování, resp. je to rozhraní mezi směšovací vrstvou a volnou atmosférou. Do zóny vtahování se vlivem turbulence dostává vzduch shora z volné atmosféry sestupnými proudy. Současně odtud do volné atmosféry také „přestřelují“ stoupavé proudy odspodu z vrstvy směšování do volné atmosféry. Zóna vtahování může být někdy dosti silná, až 40–60% celkové tloušťky směšovací vrstvy [Stull, 2003, str. 473]. Vrchol zóny vtahování je definován prostřednictvím výšky nejvýše vystupujícího konvekčního proudu v dané oblasti. Určení spodní hranice zóny vtahování je obtížnější, jelikož se zde nevyskytuje podobně zřetelně vyjádřená některá hodnota. Za spodní hranici se obvykle považuje taková výška, v níž zhruba 5–10% vzduchu vykazuje ještě znaky volné atmosféry. Jiná definice určuje zónu vtahování jako prostor se záporným tokem vztaku w [Stull, 2003, str. 473]. Zóna vtahování je zcela zjevně a snadno měřitelná za pomoci dálkových senzorů, jako je např. lidar.

Výška „lokální směšovací vrstvy“, která je znázorněna silnou nepřerušovanou čarou na obrázku, výrazně kolísá mezi zónou vtahování a střední výškou směšovací vrstvy. Tvar této křivky připomíná sérii obrácených písmenek U, jejichž vrcholy vyznačují vršky pronikajících termických stoupavých proudů. Průměrná tloušťka směšovací vrstvy se nazývá z_i , definuje se jako výška, v níž je 50% vzduchu s charakteristikami volné atmosféry, měřeno v průměrovaném širším horizontálním měřítku. Tím se z_i nachází zhruba uprostřed mezi výškami h_2 a h_0 .

Při měření horizontálních průměrů teploty a vlhkosti pomocí letadel, letících v zóně vtahování, vychází výsledný profil procentuálního zastoupení vzduchu z volné atmosféry podél vertikální souřadnice jako hladká křivka. Avšak měření pomocí aerologických sond, které prolétají touto vrstvou vertikálně a protínají ji (při pohledu shora) jakoby v jediném bodě, vykazuje ostrou, skokovou změnu hodnot teploty, vlhkosti a větru v okamžiku, kdy prochází vrcholem směšovací vrstvy. Jelikož se takto změřená výška vrcholu směšovací vrstvy může značně lišit od zprůměrované hodnoty a závisí na místě, kudy prolétne sonda, nedoporučuje se užívat takováto jednotlivá měření k určování výšky z_i . Chyby takto vzniklé mohou dosahovat hodnot až $0,4 z_i$ [Stull, 2003, str. 474].

Do zóny vtahování zasahuje význačné množství stoupavých proudů, které jsou turbulentní a pronikají výš do neturbulentní volné atmosféry. Letadlo, které horizontálně letí v zóně vtahování, je nepravidelně ovlivňováno nerovnoměrně rozloženou turbulencí. V zóně vtahování je vedle hlavních přestřelujících stoupavých proudů také velké množství menších turbulentních

62 V meteorologickém i plachtařském slangu též nazývané „oblačné silnice“.

pohybů. Navzdory tomuto turbulentnímu rozhraní mezi zónou vtahování a volnou atmosférou je však průnik vzduchu ze směšovací vrstvy nahoru do volné atmosféry jen malý či zanedbatelný. V zóně vtahování mohou také díky turbulenci existovat Kelvin-Helmholtzovy vlny ve velkém spektru měřítek. V největším měřítku je dobře patrný rozdíl ve větru mezi sub-geostrofickým prouděním ve směšovací vrstvě a geostrofickým prouděním ve volné atmosféře. Střih větru, projevující se napříč tloušťkou zóny vtahování, je zdrojem dobrých podmínek pro vznik takovýchto vln. Kelvin-Helmholtzovy vlny mají proporce odpovídající tloušťce zóny vtahování, tj. zhruba stovky metrů, a vyvíjejí se značně pomalu. Brzdí proudění, přispívají k jeho turbulentnosti a napomáhají vtahování vzduchu do zóny vtahování. V menším měřítku se vlny mohou formovat jen při horní hranici přestřelujících stoupavých proudů, podle [Stull, 2003, str. 476]. Termické stoupavé proudy a v těchto místech již chladnější a pomaleji se pohybující vzduch ze směšovací vrstvy, který sem stoupavé proudy vynášejí, jsou ohraničeny ostrou hranicí s volnou atmosférou. Výsledkem může být velmi silná turbulence a výskyt vírů o rozměrech od 2 do 10 metrů. Kelvin-Helmholtzovy vlny se v takovéto situaci vyvíjejí rychle, jejich vlnová délka je krátká. Turbulence se formuje, brzdí i likviduje během několika minut, během nichž stoupavý proud proniká do zóny vtahování a vzápětí zde zase zaniká. Tato tenká vrstva turbulence, která zakončuje vrcholovou oblast, napomáhá k rozdrobení stoupavého proudu, ale přispívá rovněž k celkovému intenzivnímu vtahování vzduchu do vrstvy směšování z volné atmosféry [Stull, 2003, str. 476].

Když termické stoupavé proudy pronikají do stabilní zóny vtahování a do volné atmosféry, může to vyvolat vznik tzv. vnitřních vztakových vln. Tyto vlny byly pozorovány při laboratorních pokusech a také numericky modelovány v modelech, simulujících velké víry [Stull, 2003, str. 476–477]. V závislosti na stabilitě zvrstvení se mohou tyto vlny šířit vertikálně i horizontálně od termických stoupavých proudů a odvádět tak z nich kinetickou energii a hybnost. Tento jev se však objevuje tehdy, je-li množství odčerpané energie malé a tudíž se zanedbává.

Stoupavé proudy pronikající do zóny vtahování a s nimi spojená oblaka se často pohybují odlišnou rychlostí⁶³ vzhledem k rychlosti větru nad nimi ve volné atmosféře. Výsledkem toho je, že oblaka představují mechanickou překážku proudění větru kolem jejich vrcholů⁶⁴. Může se tak vytvořit stejný charakter proudění, jako při silném větru vanoucím přes horský hřeben — v podstatě mohou být generovány vlny v závětrném proudění. Takovéto vlny mohou být dokonce využity i při plachtění s větroni, jejichž piloti je pojmenovali termické vlny či konvekční vlny⁶⁵. Tyto konvekční vlny mají horizontální vlnovou délku od 5 do 15 km a rozpětí vertikální rychlosti 1–4 m/s, mohou se šířit troposférou směrem vzhůru, jsou-li v atmosféře příznivé podmínky stability. Utváření těchto vln rovněž podporuje změna směru větru o 90° poblíž hranice

63 *Zpravidla nižší.*

64 *Jedná se o analogii k obtékání pevných (orografických) překážek.*

65 *Convectively Forced Internal Gravity Waves: Result from two-dimensional numerical experiments, Quart J. Roy. Meteor. Soc. 112, str. 899–925, Clarke a kolektiv, 1986; Convection Waves: Observations of gravity wave systems over convectively active boundary layers, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 113, str. 445–468.*

z. Termické vlny se také často pozorují v předfrontálních i zafrontálních oblastech a jsou často výraznější nad řadami kumulů („oblačnými silnicemi“) než za jednotlivými ojedinělými oblaky.

Třetím typem vln jsou vlny na rozhraní zóny vtahování či uvnitř ní. Ty jsou podobné se situací, kdy je na hladinu rybníka vhozen štěrk. Pro vznik těchto vln není potřebný základní vítr či stříh proudění. Vlny o kratších vlnových délkách se vlivem nelineárních a silných interakcí s turbulencí ze směšovací vrstvy velmi rychle rozpouštějí a zanikají. Vlny delších délek však mohou přetrvat delší dobu a ovlivňovat průběh konvekce uvnitř směšovací vrstvy. Může zde dojít k rezonanci, pokud konvekce ve směšovací vrstvě a vznik oblaků probíhá ve stejné frekvenci, jako vzniklé vlnění (analogie k tomu, když nový kamínek dopadne na hladinu rybníka v okamžiku, kdy vlna dostoupí vrcholu a chystá se zase propadat dolů) [Stull, 2003, str. 476–477].

3.3.1 STRUČNĚ KE KUPOVITÉ OBLAČNOSTI

V konvekčních prouděch nenasyceného vzduchu je hlavním mechanismem směšování vzduchu mezi termikou a jejím okolním prostředím tzv. laterální vtahování, tzn. mixování vzduchu stoupajícího v termickém proudě a vzduchu z jeho okolí. Řada studií kupovitých oblaků však poukazuje na to, že u oblaků je laterální směšování pouze druhotným mechanismem, daleko podstatnější je vtahování okolního vzduchu do vrcholů oblaků. Při tomto procesu se vtahovaný vzduch mísí se vzduchem uvnitř oblaku a dochází přitom k ochlazení takto vzniklé nové směsi vzhledem k odpařování části oblačné vody [Stull, 2003, str. 559] — stejným způsobem dochází ke vzniku instability v horní části vrstvy stratokumulů. Výsledkem ochlazení vzduchu je záporný vztlak a v jeho důsledku vzniklý sestupný vzduchový proud, který klesá skrze oblak a pokračuje ve směšování se vzduchem uvnitř oblaku⁶⁶ [Stull, 2003].

Dalším důležitým projevem vtahování vzduchu do oblaku skrze jeho vrcholovou část je to, že spektrum velikostí oblačných kapiček je menší, než jaké bývá pozorováno při bočním vtahování [Stull, 2003, str. 561]. Celá řada pozorování objevila bimodální nebo dokonce multimodální rozdělení velikostí oblačných kapiček, což by také potvrdilo vtahování vzduchu do oblaku jeho horní stranou. S ohledem na to byl navržen tzv. model částicového směšování⁶⁷, v němž uvažuje vzájemně různé, avšak velmi dobře se promíchávající částice či kapsy vzduchu, které se přesouvají do příslušné hladiny nulového vztlaku, přičemž společným působením formují oblak tak, jak je znázorněno na obrázku.

Můžeme zmínit také množství přímých pozorování vírových pohybů. Byl vypouštěn upoutaný balón, díky němuž byly uvnitř kupovitých oblaků zjištěny pohyby vzduchu po proudnicích ve tvaru otazníků nebo obráceného písmena P⁶⁸ [Stull, 2003, str. 561]. U vertikální rychlosti byl

66 Pontikis a kolektiv, 1987, *Entrainment and mixing as related to the microphysical properties of shallow warm cumulus clouds*, *Journal of Atmos. Science* 44, str. 2150–2165.

67 Telford a kolektiv, 1984, *a new aspect of condensation theory*, *Pure Appl. Geophys.* 118, str. 720–742, Telford a Chai, 1980; *Entrainment at Clouds Tops and the Droplet Spectra*, *Journal of Atmos. Science* 41, str. 3170–3179.

68 Kitchen, Caughey, 1981, *Tethered balloon observations of the structure of small cumulus*

pozorován větší rozptyl v oblasti pod oblaky, než v téže hladině v prostoru mezi nimi⁶⁹. Byl také potvrzen častý výskyt sestupných pohybů podél vnějších bočních stran kumulů⁷⁰. Výstupný proud v prostředních hladinách kupovitého oblaku má menší průměr, než při jeho vrcholu, což odpovídá představě o mísení se vzduchem shora z prostoru nad oblakem a o vzájemném směšování⁷¹.

Kupovitá oblaka, nazývaná „cumulus pěkného počasí“, lze rozdělit do tří kategorií podle jejich rozvoje: vynucený, aktivní a pasivní. Tato klasifikace je však odlišná od klasifikace morfologické, založené na zhodnocení tvaru oblaku a jeho celkovém zjevu. Celkové pokrytí oblohy kupovitou oblačností, které označujeme jako pokrytí oblohy nízkou oblačností a užíváme k tomu symbolu CL, je dáno jednoduše součtem pokrytí oblohy těchto oblaků ve všech zmíněných kategoriích.

Oblaka vzniklá vynuceným výstupem se formují ve vrcholové části stoupavých proudů ve vrstvě směšování a existují jen tehdy, jestliže existuje také jejich zdrojový stoupavý proud. Tato oblaka se formují v záporně vztlakující části konvekčního proudu, tzn. ve vrstvě zádržné inverze, do které odspodu vstupuje konvekční stoupavý proud. Může však docházet k tomu, že se vlivem uvolňování latentního tepla během kondenzace tento záporný vztlak ještě změní na kladný a podpoří tak další vertikální pohyb vzduchu směrem vzhůru. Oblaka se následně mohou chovat podobně, jako v pasivním stádiu — mluvíme o kvazipasivním chování oblaku [Stull, 2003, str. 562]. Obecně ale vrcholy těchto oblaků nedosahují hladiny volné konvekce. Z hlediska tvarů jsou tato oblaka plochá, nevýrazná a obvykle se klasifikují jako cumulus humilis. Veškerý vzduch, který stoupá nad konvekční kondenzační hladinu, se zúčastňuje cirkulace uvnitř oblaku a setrvává uvnitř vrstvy směšování, tzn. žádná jeho část neproiká ven ze směšovací vrstvy. Pokud se vyskytuje slabý stříh větru, vzduch se po dosažení maximální výšky roztéká do stran a klesá podél bočních stran oblaku. Takovýto klesavý proud je spojen s odpařováním oblačných kapiček. Při výraznějším stříhu větru se dostává vzduch z oblaku směrem na závětrnou stranu za oblak, kde se víří při slabé závětrné turbulenci, přičemž zde opět dochází k odpařování oblačných kapiček. Oblak zde figuruje jako překážka proudění, které na jeho návětrné straně stoupá a v závětrí se utváří závětrný vír.

Oblaka aktivní vznikají rovněž působením termických stoupavých proudů ve směšovací vrstvě, ale část vzduchu v oblaku se již dostává nad hladinu volné konvekce, čímž vztlaková síla, vztažená k těmto vzduchovým částicím, nabývá kladné hodnoty. Takto stoupající vzduch vyvolává vlastní perturbace tlaku, které ovlivňují další vývoj oblaku — dochází například ke zvýšenému vtoku nového vzduchu do oblaku přes jeho spodní základnu [Stull, 2003, str. 563].

clouds, *Quart. Meteor. Soc.* 107, 853–874.

69 Eymard, 1984, *Radar analysis of tropical convective boundary layer with shallow cumulus clouds*, *J. Atmos. Sci.* 41, 1380–1393.

70 Brümmer, Wendel, 1987, *Observations of intermittent cumulus convection in the boundary layer*, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 113, 19–36.

71 Stith a kolektiv, 1986, *Aircraft observations of transport and diffusion in cumulus clouds*, *J. Clim. Appl. Meteor.* 25, 1959–1970.

Životnost takového oblaku je nyní řízena jeho vlastní dynamikou a interakcí s okolím. Může existovat déle, než konvekční stoupavý proud ve směšovací vrstvě, jenž byl jeho původním zdrojem. Tento typ oblaku může vynášet vzduch ze směšovací vrstvy do volné atmosféry. Vertikální rozměry těchto kupovitých oblaků jsou zhruba stejné jako jejich rozměry horizontální, anebo jsou vertikální rozměry o něco větší. Morfologicky klasifikujeme tento oblak jako *cumulus mediocris*.

Oblaka pasivní se objevují tehdy, když aktivní oblaka již zpomalují a zastavují svůj vývoj. Klasifikujeme je také jako „aktivně pasivní“. Vztlaková síla ve vrcholových částech těchto oblaků ještě může být kladná, oblaka zde dokonce mohou stále částečně narůstat, ale již se do nich nedostává vzduch odspodu ze směšovací vrstvy. Spodní část oblaků se rozptyluje vlivem vypařování oblačných kapiček a mísení vzduchu s okolním prostředím. Výsledkem je rozpad původní základny oblaku, která mizí, a výstup zbývajících vzduchu v oblaku zcela nad směšovací vrstvou a zónu vtahování, kde již není se směšovací vrstvou dynamicky interaktivní.

Každý oblak, který je součástí mezní vrstvy, působí svým stínem na zemský povrch. Nad pevnou zemí má tento jev z hlediska radiace záporný dopad, protože snížená sluneční radiace, dopadající na zemský povrch, utváří méně konvekčních stoupavých proudů a v důsledku toho narůstá vrstva směšování. Následně se pak může vyskytovat menší pokrytí oblohy kupovitou oblačností. Během dnů, kdy je nad pevnou zemí primárním zdrojem termických konvekčních proudů právě sluneční svit (tj. má větší význam, než například advekce studeného vzduchu, vliv orografie na spouštěcí mechanismy termiky nebo mechanické vynucené stoupání), má oblačná pokrývka tendenci přibývat. Odpovídající procentuální pokrytí oblohy je nejčastěji kolem 10–90%, ne však 100%.

Aktivní oblaka vtahují vzduch ze směšovací vrstvy a to je příčinou pomalejšího narůstání vrstvy směšování, případně úplného zastavení jejího růstu [Stull, 2003, str. 563].

Takováto záporná zpětná vazba omezuje počet nově vznikajících konvekčních proudů, tedy i nově vznikajících kupovitých oblaků. Existují také dvě kladné zpětné vazby, které lze zmínit. Aktivní oblaka mají tendenci vynášet vlhkost ze směšovací vrstvy a zanechávat ji ve volné atmosféře. Pokud je volná atmosféra vlhčí, pak se pasivní oblaka odpařují pomaleji, a naopak. Počet aktivních a pasivních oblaků tak může stále narůstat vlivem nově přibývajících kupovitých oblaků, přičemž ale stará kupovitá oblaka setrvávají stále delší dobu, protože se kvůli vyšší vlhkosti ve volné atmosféře hůře odpařují. Nesrážkové kupovité oblaky také zatahují chladnější vzduch ze směšovací vrstvy do vrstvy oblaků. Do prostoru mezi oblaky přináší subsidence teplejší vzduch z volné atmosféry dolů na úroveň hladiny vrcholové části směšovací vrstvy, odkud může být vtažen do samotné vrstvy směšování. Výsledkem je, že vrstva směšování se prohřívá a volná atmosféra ochlazuje (v okolí rozhraní mezi směšovací vrstvou a volnou atmosférou) a v důsledku toho se může stát labilní celý systém směšovací vrstvy a volné atmosféry, tzn. vertikální rozsah kupovitých oblaků se může značně zvýšit, počasí přejít do bouřek.

Lze říci, že teplota a obsah vlhkosti se v každém konvekčním proudu liší vlivem různorodosti podkladu zemského povrchu. Konvekční proudy proto dostupují do různých výšek a mívají i různé výšky konvekční kondenzační hladiny. Vertikální rozsah horních hranic konvekčních proudů je také nazýván zónou vtahování. Podobně pak můžeme nazývat rozsah výšek kon-

vekčních kondenzačních hladin jako zóna KKH⁷².

První kupovitá oblaka v daném dni se formují tehdy, jestliže horní hranice zóny vtahování dostoupí do výšky spodní hranice zóny KKH, jelikož v tom okamžiku již některé stoupavé proudy přesahují výšku KKH. s tím, jak se zóna vtahování dostává stále výš nad úroveň KKH, dochází ke zvětšování pokrytí oblohy kupovitou oblačností. Když se celá zóna vtahování dostane nad úroveň KKH, pak může být pokryta i značná část oblohy (více než 95%), jelikož všechny konvekční proudy zasahují nad jejich KKH a zanechávají pouze nesmíšený vtahovaný vzduch v podobě mezioblačných trhlin a děr v jinak souvislé oblačné pokrývce [Stull, 2003, str. 564].

Funkce hustoty pravděpodobnosti určení výšky vrcholu konvekčních proudů v zóně vtahování je dobře vyjádřená dvojitě-exponenciální funkcí. Vrchol funkce se nachází v průměrné výšce směšovací vrstvy, tzn. ve výšce z_r , a rozsah funkce odpovídá tloušťce zóny vtahování. Tato funkce ukazuje, že vrcholy konvekčních proudů se nejčastěji nacházejí právě ve výšce z_r , méně často pak kdekoli nad či pod touto hladinou. Podobná dvojitě-exponenciální funkce popisuje také výšky KKH.

72 Wilde a kolektiv, 1985, *The LCL Zone and cumulus onset*, *Journal of Clim. Appl. Meteor.* 24, str. 640–657.

4 ZPRACOVÁNÍ DAT

Cílem této práce je ověřit vztah mezi teplotním zvrstvením v daném dni a vertikálními rychlostmi ve směru nahoru i dolů, tj. srovnání teplotního zvrstvení s profilem vertikálních rychlostí konvekčních výstupných a sestupných proudů, a zpřesnění rovnice, určující vztah mezi CAPE a vertikálními rychlostmi, pro podmínky České republiky.

Data z letových měření byla získávána ze souborů *.igc, které jsou veřejně k dispozici na stránkách [<http://www.pgweb.cz>]. Příponu souborů lze změnit na txt a potom soubory převést do programu Microsoft Excel; všechny použité datové soubory jsou na přiloženém CD v této práci, jak ve formátu txt, tak ve formátu xls.

Tyto soubory, získané měřením pomocní přístrojů GPS, vkládají piloti bezmotorových pádákových kluzáků v rámci soutěže Český pohár paraglidingu na internetové stránky⁷³. Měření přístroji GPS probíhá v pravidelných intervalech, zpravidla 5 nebo 10 vteřin, tzn. ze dvou po sobě jdoucích hodnot zaznamenané výšky lze vypočítat zhlazenou vertikální rychlost v příslušném časovém intervalu. Tuto vertikální rychlost potom přiřadíme k dotyčné nadmořské výšce a obdržíme soubor dat, z něhož statisticky získáme profil průměrné vertikální rychlosti jak při stoupavém, tak při klesavém letu.

Následně hledáme vztahy mezi různými řadami dat, zejména mezi vertikální rychlostí směrem nahoru (zde označovanou jako w_{nahoru}) a hodnotami CAPE, teplotního rozdílu $T_p - T_e$, výšky hladiny nulového vztlaku, atd. (viz tabulky v příloze). Zjišťovány byly tyto údaje: průměrná vertikální rychlost w_{nahoru} a $w_{\text{dolů}}$; rozptyl w_{nahoru} a $w_{\text{dolů}}$; směrodatná odchylka w_{nahoru} a $w_{\text{dolů}}$; průměrná odchylka w_{nahoru} a $w_{\text{dolů}}$; u aerologických sondáží byla vypočítávána hodnota CAPE, určena hladina nulového vztlaku, průměrná vertikální tloušťka vrstvičky vzduchu zi mezi dvěma měřeními aerologické sondy; průměrná dostupná energie konvekce pro tuto průměrnou vrstvičku; poměr mezi CAPE a w_{nahoru} ; poměr mezi w_{nahoru} a $w_{\text{dolů}}$; u letových měření bylo zjišťováno: maximální dosažená výška v daném dni, průměrná výška letu, nejčtenější výška letu, nejčtenější w_{nahoru} , nejčtenější $w_{\text{dolů}}$, maximální teoretická rychlost stoupání vzduchu v konvekčním proudu $w_{\text{max teoretická}}$, průměrný, maximální a nejčtenější rozdíl mezi teplotou vzduchové částice a jejím okolím $T_p - T_e$; odhad tloušťky přízemní vrstvy a vertikální teplotní gradient v této přízemní vrstvě. Dále byly vyčísleny vertikální rychlosti w_{nahoru} pro intervaly po 0,5 m/s od rychlosti 0 m/s do rychlosti 10 m/s.

V příloze této práce jsou vypočtené hodnoty, grafy aerologické sondáže, grafy vertikálních rychlostí jako funkce nadmořské výšky, mapy přízemní synoptické situace v termínu 12 UTC a družicové snímky ve viditelném oboru spektra v nejbližším možném termínu k 12 UTC, na kterých je vidět množství a typ oblačnosti nad Českou republikou. Tento výzkum by vyžadoval měření uvedených hodnot v rozsahu alespoň několika roků, ale to by značně překračovalo možnosti této práce; zde se spokojíme s celkem 236 letovými měřeními pro období březen až září 2007 a březen až květen 2008. Pro každý den, v němž byly uletěny plachtařské přelety, byla

73 <http://www.pgweb.cz>, kde jsou data volně ke stažení.

stažena data pro 3 až 8 přeletů, seskupena do jednoho datového souboru pro každý takový den, a statisticky vyhodnocena. Obvyklý počet údajů výšky a vertikální rychlosti pro každý jeden takový let se pohybuje v počtu 3000–5000, v některých případech dosahuje i 12000 údajů (v případě silné termiky a dlouhých letů), v jiných případech obsahuje naměřená sada dat méně než 1000 údajů (v případě slabé termiky a krátkých přeletů). Lze se domnívat, že ze statistického hlediska se jedná o dostatečné množství dat a vyhodnocené výsledky jsou pro praxi dobře využitelné. Pro vyhodnocování byla stahována data z přeletů jednak delších než 50 km a trvajících déle než 2 hodiny, při nichž byl předpoklad tzv. silných termických podmínek s vyššími vertikálními rychlostmi, jednak z přeletů krátkých, při tzv. slabých termických podmínkách, s nízkými vertikálními rychlostmi a malými výškovými dostupy kluzáků. Důvodem je zajištění širšího spektra vertikálních rychlostí.

5 DISKUSE A ZÁVĚR

Bylo hodnoceno 151 letových měření za rok 2007 (39 termických dní) a 85 letů za rok 2008 (15 termických dní), tzn. celkově 236 letů za období 54 termických dnů.

Dále bylo mimo uvedený výčet zpracováno také měření celkem 32 letů ze dnů 5.8.2007, 18.8.2007, 30.8.2007, 10.6.2008, 1.7.2008 a 30.8.2008; tato měření se zabývala zjištěním rozdílů mezi lety v horských či jinak orograficky členitých oblastech, a nad nížinami nebo rovinným terénem. Zde bylo k dispozici 166016 údajů výšky a vertikální rychlosti, tj. 83008 dvojic dat. Pro porovnávání letů nad horskou či rovinnou krajinou byly počítány vždy 2 nebo 3 lety nad každým z těchto dvou typů krajiny. Na výsledky porovnávání hory-roviny však musíme pohlížet spíše jako na orientační než na objektivní, protože jednak jsme nezavedli přesnou definici horského a rovinného terénu, jednak se zejména horské lety odbyvaly zčásti i nad rovinami, stejně jako lety nad rovinami vedly částečně i nad členitým terénem, a nebylo možno přesně odfiltrovat jednotlivé úseky letu nad typem krajiny, který nevyhovoval zamýšlenému zadání.

Celkový počet vyhodnocených dvojic dat „nadmořská výška — vertikální rychlost směrem nahoru“ je 387412. Nejprve byl zkoumán profil průměrných vertikálních rychlostí ve směru nahoru $w_{\text{nahoru}}(z)$ i dolů $w_{\text{dolů}}(z)$ v závislosti na nadmořské výšce (obrázek 19). Proložení hodnot vertikálních rychlostí polynomem 2. stupně obdržíme křivku, popsanou rovnicí

$$w_{\text{nahoru}}(z) = -0,0000001251 z^2 + 0,000515 z + 1,598 \quad (31)^{74}$$

kde $w_{\text{nahoru}}(z)$ je průměrná vertikální rychlost stoupavých proudů, z je výška v metrech. Obdobně se získá rovnice, popisující průměrné vertikální rychlosti klesavých proudů v závislosti na nadmořské výšce:

$$w_{\text{dolů}}(z) = 0,0000000674 z^2 - 0,0001943 z - 0,871 \quad (32)$$

Prvními derivacemi rychlostí $w_{\text{nahoru}}(z)$, resp. $w_{\text{dolů}}(z)$, podle vertikální souřadnice z získáme výšku, v níž leží maximální absolutní hodnota těchto rychlostí. Nejvyšší vertikální rychlost ve směru vzhůru tak vychází ve výšce 2058 m AMSL, nejvyšší vertikální rychlost ve směru dolů vychází ve výšce 1441 m AMSL, obě při rozsahu zkoumané vrstvy 600 až 3000 m AMSL. Procentuálně vyjádřeno tedy nacházíme maximální rychlost stoupavých proudů v přibližně 61% rozsahu vrstvy 600–3000 m, maximální rychlost klesavých proudů ve zhruba 35% této vrstvy. Pokud vezmeme alespoň orientačně v úvahu průměrnou výšku terénu v České republice 430 m AMSL [zdroj: www.tourism.cz], a za průměrnou horní hranici konvektivní mezní vrstvy stanovíme nadmořskou výšku 3000 m, pak průměrné maximum vertikální rychlosti směrem nahoru nacházíme v 68% a průměrné maximum vertikální rychlosti směrem dolů ve 42% průměrné

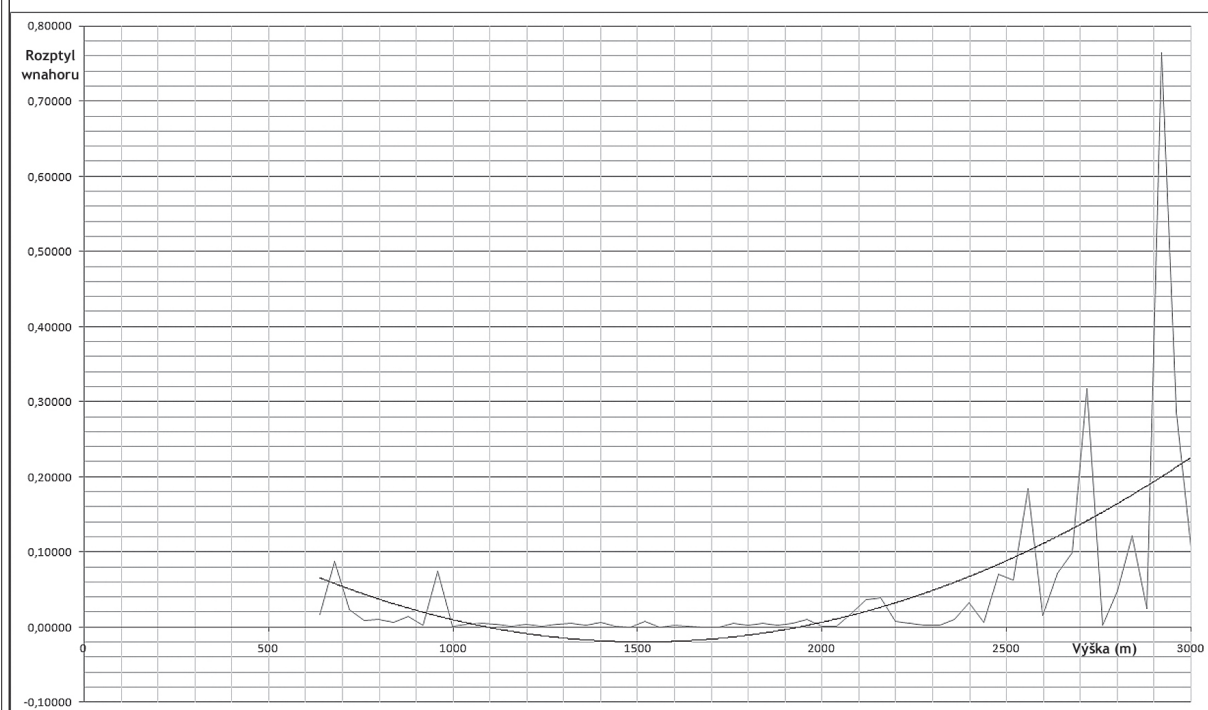
⁷⁴ V tomto textu označujeme průměrnou vertikální rychlost výstupu částice v konvekčním proudu buďto w'_{nahoru} nebo výrazem „průměrná w_{nahoru} “. Slovo „průměrná“ tedy nahrazuje apostrof v symbolice písmena w .

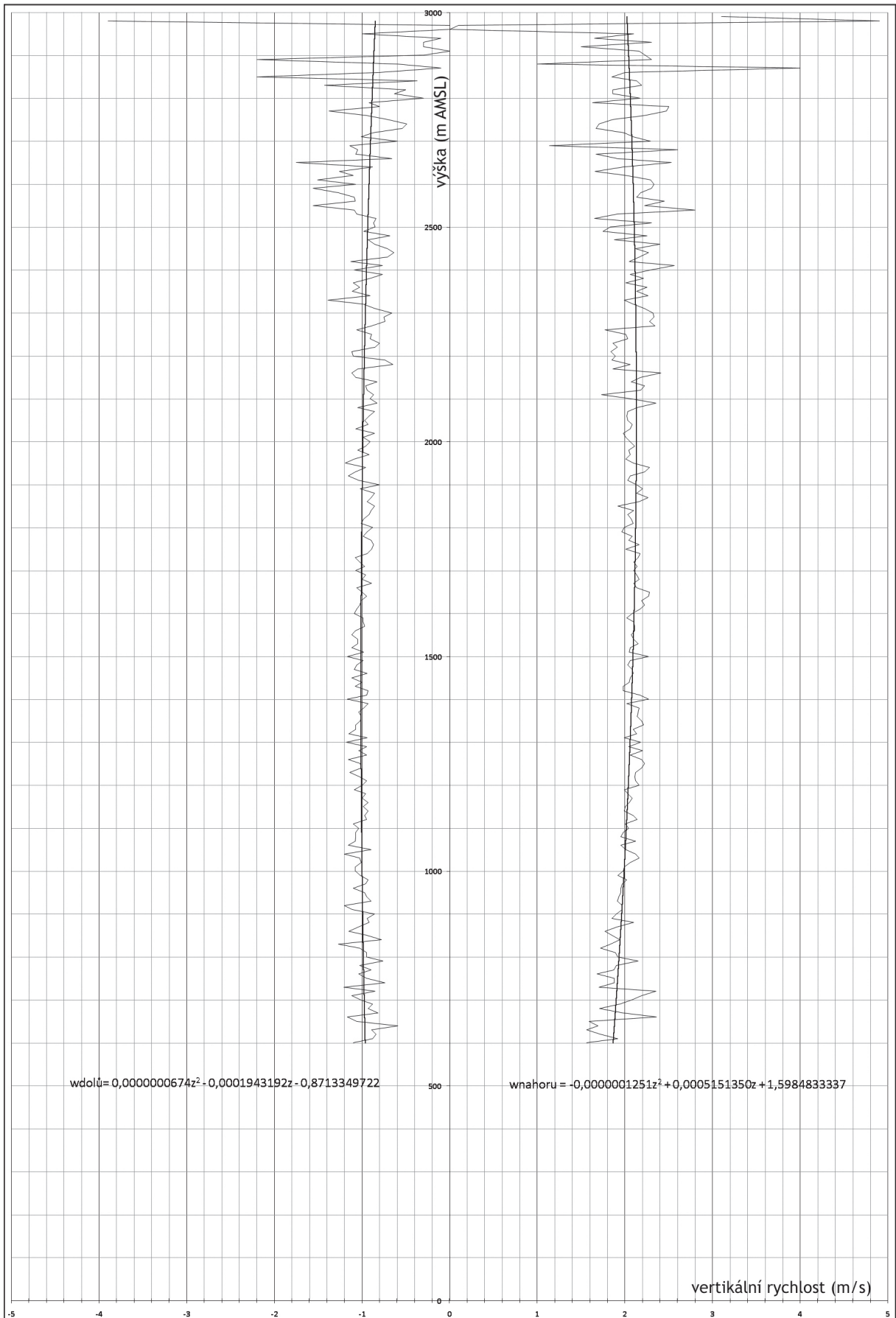
tloušťky konvektivní mezní vrstvy. Průměrná w_{nahoru} na spodní hranici zkoumaného intervalu, tj. v 600 m AMSL, vychází 1,86 m/s, ve výšce 2058 m je průměrná w_{nahoru} 2,13 m/s a ve výšce 3000 m potom 2,01 m/s. Průměrná rychlost $w_{\text{dolů}}$ je ve výšce 600 m rovna -0,96 m/s, ve výšce 1441 m je -1,01 m/s a ve výšce 3000 m -0,84 m/s. Rozdíly mezi vertikálními rychlostmi na okrajích zkoumané vrstvy a ve výšce maximálních hodnot nejsou velké, přičemž křivka, popsaná vztahem (31), je více zakřivená, než (32). Rychlost stoupavých proudů se tedy bude obecně podél vertikály více měnit, než rychlost klesavých proudů, jejíž průměr je blízký konstantě.

Dále byly zkoumány hodnoty rozptylu w_{nahoru} podél vertikální souřadnice, vždy po úsecích výšky 40 m, tzn. rozptyl byl vypočten ze 4 průměrných hodnot w_{nahoru} pro jednotlivé výšky s krokem 10 m. Ukazuje se, že zvýšené hodnoty rozptylu se vyskytují v intervalu 600 až 1000 m AMSL, kde nabývají hodnoty 0,031; úsek 1010 až 2000 m AMSL vykazuje zanedbatelný rozptyl w_{nahoru} v hodnotě 0,0066, ve větších výškách do 3000 m AMSL pak rozptyl narůstá a v nejvyšších partiích vrstvy je maximální. V intervalu výšek 2010 až 3000 m AMSL nabývá rozptyl w_{nahoru} průměrné hodnoty 0,288. Z průběhu hodnot rozptylu průměrných w_{nahoru} lze usuzovat na intenzitu termické turbulence v jednotlivých vrstvách konvektivní mezní vrstvy. Rozptyl w_{nahoru} je zobrazen na grafu; graf je proložen regresní křivkou 2. stupně. Část této regresní křivky vede v záporných hodnotách — tento interval samozřejmě nemůžeme pokládat za platný a regresní křivka má pouze ilustrativní charakter, naznačující celkové chování perturbace vertikální rychlosti (obrázek 18).

Četnosti jednotlivých hodnot vertikální rychlosti w_{nahoru} v intervalech po 0,1 m/s ukazuje graf a následující tabulka. Byla sestavena z průměrných w_{nahoru} pro každý výškový interval s krokem 10 m pro celý zkoumaný rozsah od výšky 600 m do výšky 3000 m AMSL, tzn. celkový počet hodnot byl 240. Nejčetněji (25,6%) se vyskytuje hodnota vertikální rychlosti 2,1 m/s.

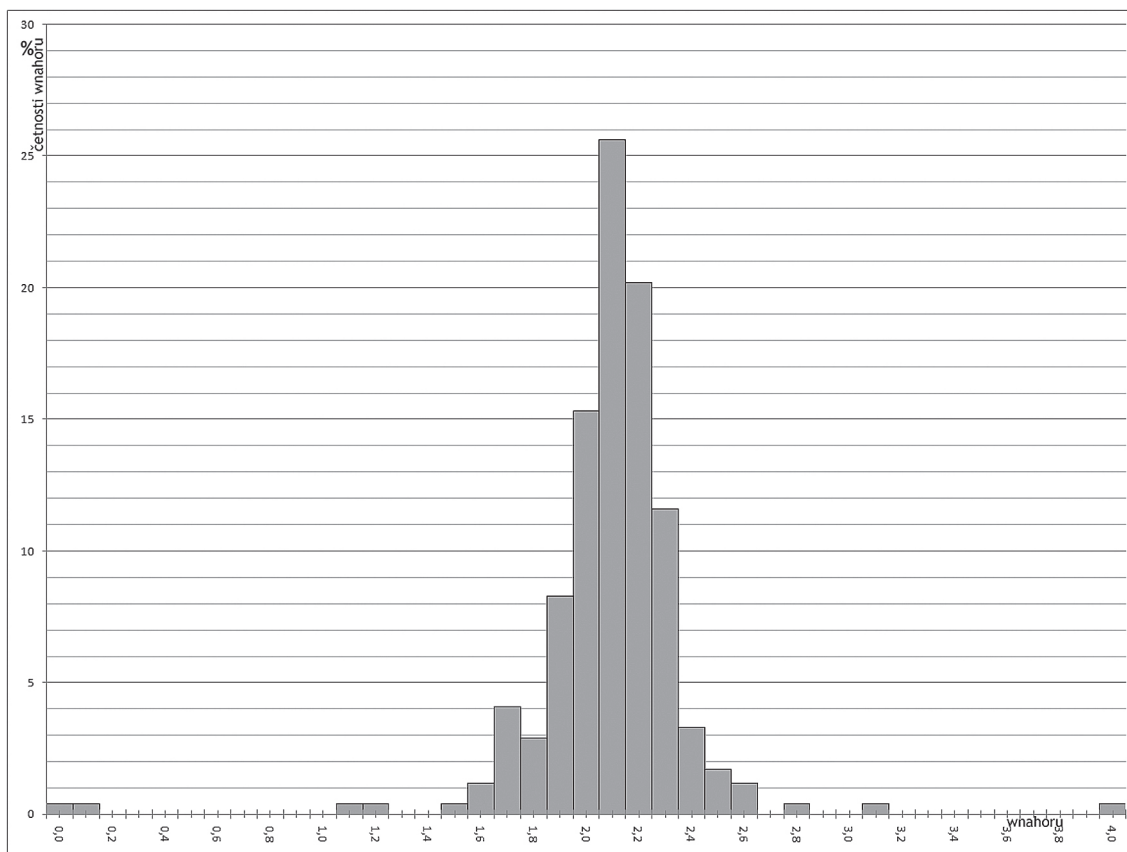
Obrázek 18 — Graf rozptylu w_{nahoru} proložený regresní křivkou.





Obrázek 19 — Zprůměrované vertikální rychlosti dolů (levá část) a nahoru ze všech měření po úsecích výšky 10 m.

W_{nahoru}	četnost	četnost %
0,00	1	0,4
0,10	1	0,4
0,20	0	0
0,30	0	0
0,40	0	0
0,50	0	0
0,60	0	0
0,70	0	0
0,80	0	0
0,90	0	0
1,00	0	0
1,10	1	0,4
1,20	1	0,4
1,30	0	0
1,40	0	0
1,50	1	0,4
1,60	3	1,2
1,70	10	4,1
1,80	7	2,9
1,90	20	8,3
2,00	37	15,3
2,10	62	25,6
2,20	49	20,2
2,30	28	11,6
2,40	8	3,3
2,50	4	1,7
2,60	3	1,2
2,70	0	0
2,80	1	0,4
2,90	0	0
3,00	0	0
3,10	1	0,4
3,20	0	0
3,30	0	0
3,40	0	0
3,50	0	0
3,60	0	0
3,70	0	0
3,80	0	0



Obrázek 20 — Graf četností výskytu jednotlivých průměrných vertikálních rychlostí w_{nahoru} ze všech měření.

3,90	0	0
4,00	1	0,4

Intervaly spolehlivosti (hladina spolehlivosti byla nastavena na 0,95), směrodatné odchylky a počet naměřených průměrných hodnot pro jednotlivé sady dat vertikální rychlosti w_{nahoru} a odpovídající nadmořské výšky, náležející k výškovým intervalům, zobrazuje následující tabulka:

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
600	1,08	32	0,374
610	1,392	37	0,449
620	1,198	36	0,391
630	0,939	42	0,284
640	1,127	40	0,349
650	0,998	42	0,302
660	1,093	45	0,319
670	0,973	45	0,284
680	0,886	46	0,256
690	0,818	50	0,227

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
700	0,749	50	0,208
710	0,814	50	0,226
720	0,901	51	0,247
730	0,676	50	0,187
740	0,637	51	0,175
750	0,613	52	0,167
760	0,609	52	0,166
770	0,565	52	0,154
780	0,662	52	0,18
790	0,643	53	0,173
800	0,451	53	0,121
810	0,469	53	0,126
820	0,44	53	0,118
830	0,39	53	0,105
840	0,394	53	0,106
850	0,385	54	0,103
860	0,344	54	0,092
870	0,454	54	0,121
880	0,422	54	0,113
890	0,347	54	0,093
900	0,423	54	0,113
910	0,406	54	0,108
920	0,334	54	0,089
930	0,377	54	0,101
940	0,275	54	0,073
950	0,334	54	0,089
960	0,264	54	0,07
970	0,289	54	0,077
980	0,29	54	0,077
990	0,378	54	0,101
1000	0,362	54	0,097
1010	0,314	54	0,084
1020	0,282	54	0,075
1030	0,402	54	0,107
1040	0,4	54	0,107
1050	0,435	54	0,116
1060	0,417	53	0,112
1070	0,347	54	0,093
1080	0,432	54	0,115
1090	0,291	54	0,078

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
1100	0,321	54	0,086
1110	0,359	54	0,096
1120	0,355	54	0,095
1130	0,32	54	0,085
1140	0,288	54	0,077
1150	0,327	54	0,087
1160	0,421	54	0,112
1170	0,303	54	0,081
1180	0,339	54	0,09
1190	0,35	54	0,093
1200	0,261	54	0,07
1210	0,352	54	0,094
1220	0,3	54	0,08
1230	0,284	54	0,076
1240	0,31	54	0,083
1250	0,27	54	0,072
1260	0,279	54	0,074
1270	0,259	54	0,069
1280	0,271	54	0,072
1290	0,252	54	0,067
1300	0,247	54	0,066
1310	0,255	54	0,068
1320	0,358	54	0,095
1330	0,295	54	0,079
1340	0,323	54	0,086
1350	0,258	54	0,069
1360	0,451	54	0,12
1370	0,33	54	0,088
1380	0,367	54	0,098
1390	0,297	54	0,079
1400	0,323	54	0,086
1410	0,26	54	0,069
1420	0,309	54	0,082
1430	0,279	54	0,074
1440	0,252	54	0,067
1450	0,236	54	0,063
1460	0,28	54	0,075
1470	0,237	54	0,063
1480	0,424	53	0,114
1490	0,374	54	0,1

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
1500	0,323	54	0,086
1510	0,355	53	0,096
1520	0,34	53	0,092
1530	0,255	53	0,069
1540	0,264	53	0,071
1550	0,379	53	0,102
1560	0,363	52	0,099
1570	0,288	53	0,078
1580	0,386	52	0,105
1590	0,29	53	0,078
1600	0,446	52	0,121
1610	0,367	52	0,1
1620	0,332	53	0,089
1630	0,473	51	0,13
1640	0,416	53	0,112
1650	0,38	53	0,102
1660	0,376	52	0,102
1670	0,443	52	0,12
1680	0,388	53	0,104
1690	0,292	53	0,079
1700	0,371	52	0,101
1710	0,279	52	0,076
1720	0,229	52	0,062
1730	0,295	52	0,08
1740	0,377	51	0,103
1750	0,219	52	0,06
1760	0,319	52	0,087
1770	0,389	52	0,106
1780	0,273	51	0,075
1790	0,264	51	0,072
1800	0,223	51	0,061
1810	0,265	51	0,073
1820	0,319	51	0,088
1830	0,283	51	0,078
1840	0,309	51	0,085
1850	0,297	51	0,082
1860	0,286	51	0,078
1870	0,319	51	0,088
1880	0,301	51	0,083
1890	0,289	51	0,079

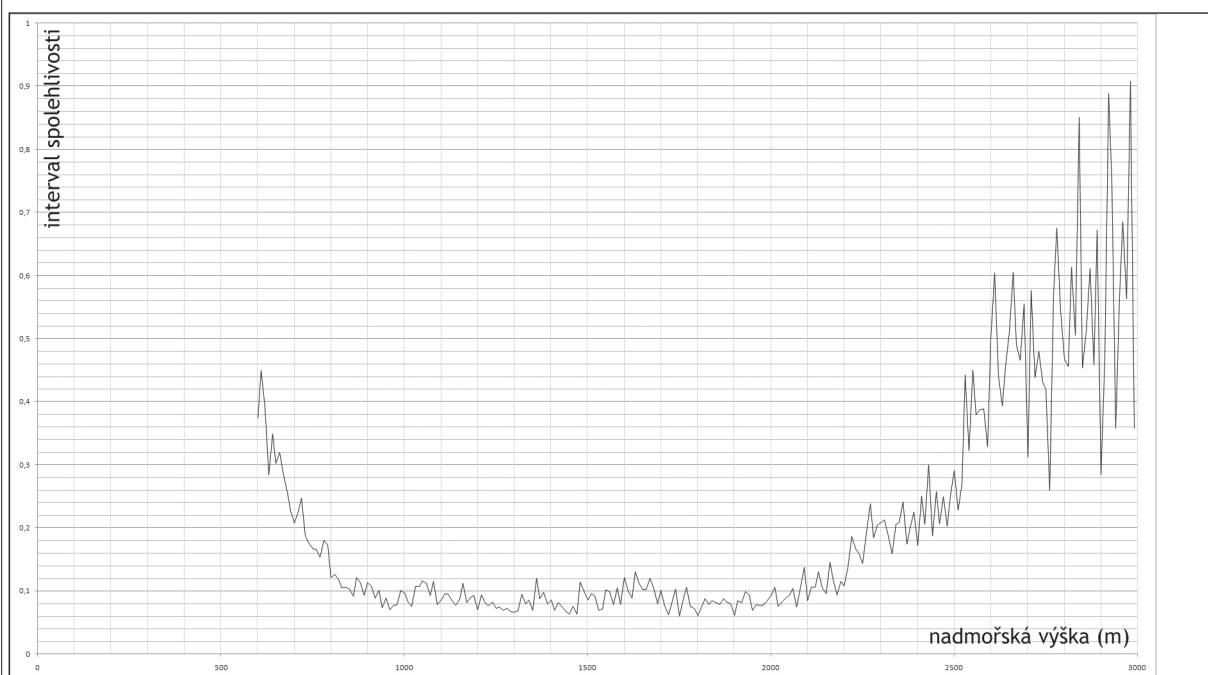
z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
1900	0,223	51	0,061
1910	0,311	51	0,085
1920	0,298	51	0,082
1930	0,36	51	0,099
1940	0,343	51	0,094
1950	0,25	51	0,069
1960	0,283	51	0,078
1970	0,277	51	0,076
1980	0,285	51	0,078
1990	0,308	51	0,085
2000	0,334	50	0,093
2010	0,377	49	0,106
2020	0,272	50	0,075
2030	0,298	49	0,083
2040	0,318	49	0,089
2050	0,336	49	0,094
2060	0,372	49	0,104
2070	0,263	49	0,074
2080	0,38	49	0,106
2090	0,49	49	0,137
2100	0,302	49	0,085
2110	0,371	47	0,106
2120	0,371	47	0,106
2130	0,453	47	0,13
2140	0,369	47	0,105
2150	0,337	47	0,096
2160	0,506	46	0,146
2170	0,4	45	0,117
2180	0,327	46	0,094
2190	0,397	46	0,115
2200	0,374	46	0,108
2210	0,469	45	0,137
2220	0,635	45	0,186
2230	0,571	45	0,167
2240	0,536	43	0,16
2250	0,478	43	0,143
2260	0,616	39	0,193
2270	0,759	39	0,238
2280	0,595	40	0,184
2290	0,657	40	0,204

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
2300	0,674	40	0,209
2310	0,687	40	0,213
2320	0,61	41	0,187
2330	0,514	40	0,159
2340	0,655	39	0,206
2350	0,648	37	0,209
2360	0,737	36	0,241
2370	0,54	37	0,174
2380	0,602	35	0,199
2390	0,688	36	0,225
2400	0,534	37	0,172
2410	0,754	35	0,25
2420	0,631	36	0,206
2430	0,892	34	0,3
2440	0,556	34	0,187
2450	0,754	33	0,257
2460	0,597	32	0,207
2470	0,707	31	0,249
2480	0,564	30	0,202
2490	0,678	28	0,251
2500	0,786	28	0,291
2510	0,616	28	0,228
2520	0,703	26	0,27
2530	1,171	27	0,442
2540	0,788	23	0,322
2550	1,053	21	0,45
2560	0,906	22	0,379
2570	0,925	22	0,387
2580	0,928	22	0,388
2590	0,784	22	0,328
2600	1,193	22	0,499
2610	1,344	19	0,604
2620	1,003	20	0,44
2630	0,876	19	0,394
2640	1,015	19	0,456
2650	1,135	19	0,51
2660	1,31	18	0,605
2670	1,06	18	0,49
2680	1,008	18	0,466
2690	1,132	16	0,555

z(m)	sm. odch.	n	interval spolehlivosti
2700	0,693	19	0,312
2710	1,246	18	0,576
2720	0,921	17	0,438
2730	1,01	17	0,48
2740	0,88	16	0,431
2750	0,829	15	0,42
2760	0,511	15	0,259
2770	1,007	12	0,57
2780	1,242	13	0,675
2790	0,962	12	0,544
2800	0,792	11	0,468
2810	0,735	10	0,456
2820	0,939	9	0,613
2830	0,814	10	0,505
2840	1,228	8	0,851
2850	0,731	10	0,453
2860	0,782	9	0,511
2870	0,935	9	0,611
2880	0,62	7	0,459
2890	0,907	7	0,672
2900	0,383	7	0,284
2910	0,632	7	0,468
2920	1,013	5	0,888
2930	0,934	6	0,747
2940	0,447	6	0,358
2950	0,709	6	0,567
2960	0,782	5	0,685
2970	0,703	6	0,563
2980	1,135	6	0,908
2990	0,409	5	0,358

kde z je spodní hranice jednotlivých výškových intervalů s krokem 10 m, sm. odch. je směrodatná odchylka, zjištěná ze souboru dat průměrných vertikálních rychlostí pro daný výškový interval a pro všechny měřené dny. Interval spolehlivosti je spočten pro týž soubor dat ze všech měřených dnů pro příslušnou nadmořskou výšku. Na grafu, kde je zobrazena závislost velikosti těchto intervalů spolehlivosti na nadmořské výšce je vidět, že tyto intervaly jsou nejnižší v úseku zhruba 1000 až 2000 m AMSL, kde tedy budou vycházet odhady vertikálních rychlostí statisticky nejpřesněji.

Zkoumáme-li závislost rychlostí w_{nahoru} na průměrné rychlosti větru ve vrstvě GND – 950 hPa, kdy předpokládáme vliv mechanické turbulence na impulsy, vedoucí k odpoutávání vzducho-



Obrázek 21 — Graf velikostí intervalů spolehlivosti v závislosti na nadmořské výšce.

vých částic od země a jejich vertikální zrychlení, obdržíme hodnoty, které zobrazuje následující graf. Tyto hodnoty popisuje regresní křivka, vyjádřená vztahem

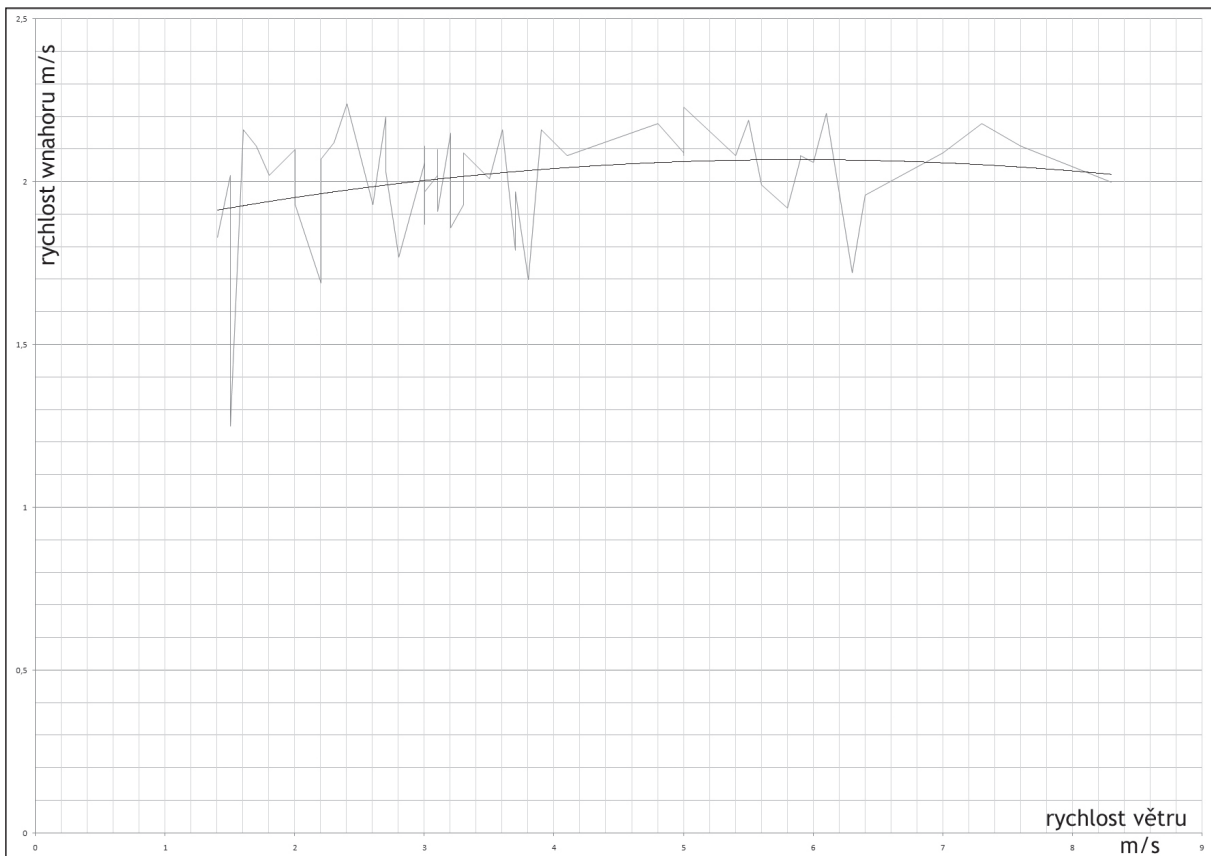
$$w'_{\text{nahoru}} = -0,007640 v^2 + 0,089852 v + 1,803 \quad (33)$$

kde w'_{nahoru} je idealizovaná hodnota průměrné vertikální rychlosti w_{nahoru} pro celou konvektivní mezní vrstvu, v je průměrná rychlost větru ve vrstvě od země do hladiny 950 hPa podle sondáže z Prahy-Libuše vždy ve 12 hod UTC v daném dni. Položením $dw'_{\text{nahoru}}/dv = 0$ zjistíme, že nejvyšší průměrné rychlosti výstupu dosahuje vzduchová částice při průměrném větru 5,9 m/s (mezi zemí a hladinou 950 hPa). Podotkněme, že výška hladiny 950 hPa ležela v průměru okolo 600 m AMSL, nadmořská výška zemského povrchu v Praze-Libuši je 304 m a průměrná tloušťka vrstvy země-950 hPa je okolo 300 m. Korelační koeficient mezi oběma řadami dat (průměrná w_{nahoru} a průměrná rychlost větru ve vrstvě GND–950 hPa) je 0,228, tj. přibližně 23%.

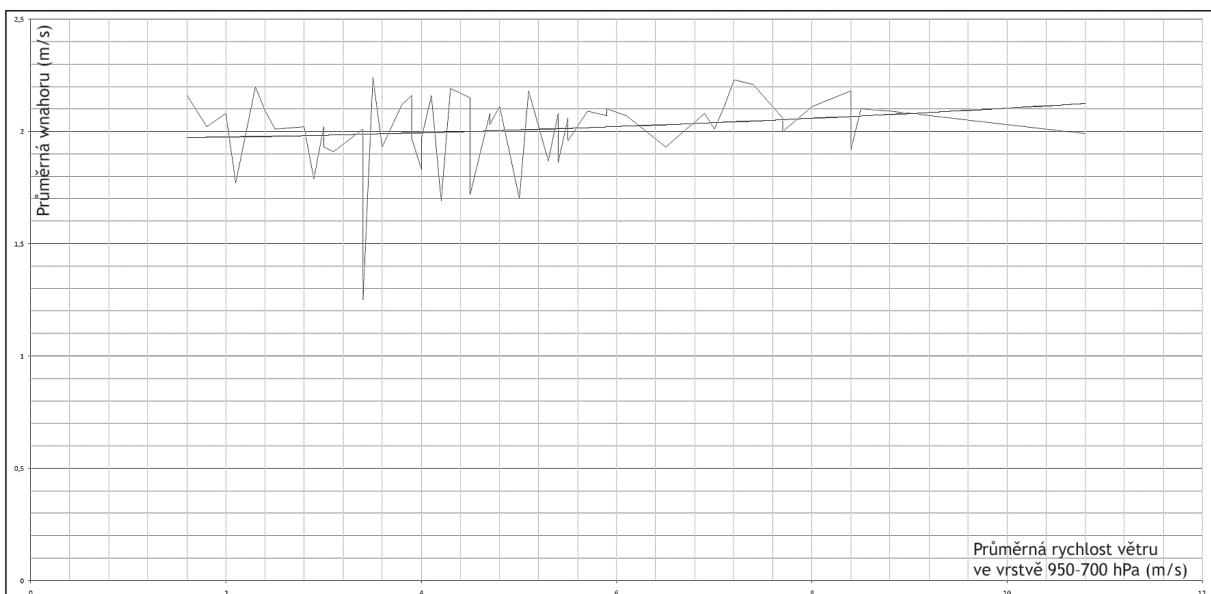
Obdobně můžeme zkoumat vztah mezi průměrnou w_{nahoru} a rychlostí větru ve vrstvě 950–700 hPa. Regresní křivka je popsána vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,001099v^2 + 0,0029162v + 1,9655 \quad (34)$$

kde je použita stejná symbolika, jako v (33). Závislost w_{nahoru} na průměrné rychlosti výškového větru ve vrstvě 950–700 hPa je takřka lineární, jak je vidět na grafu. Se vzrůstající průměrnou rychlostí větru ve zmíněné vrstvě roste také průměrná w_{nahoru} . Vztahy (33) a (34) můžeme diskutovat tak, že nejvyšších výstupních rychlostí termiky je dosahováno, jestliže se rychlost větru ve vrstvě od země do hladiny 950 hPa (orientačně do výšky asi 300 m nad zemí) pohybuje ko-



Obrázek 22 — Graf závislosti w'_{nahoru} na průměrné rychlosti větru ve vrstvě GND–950 hPa.



Obrázek 23 — Graf závislosti w'_{nahoru} na průměrné rychlosti větru ve vrstvě 950 hPa–700 hPa.

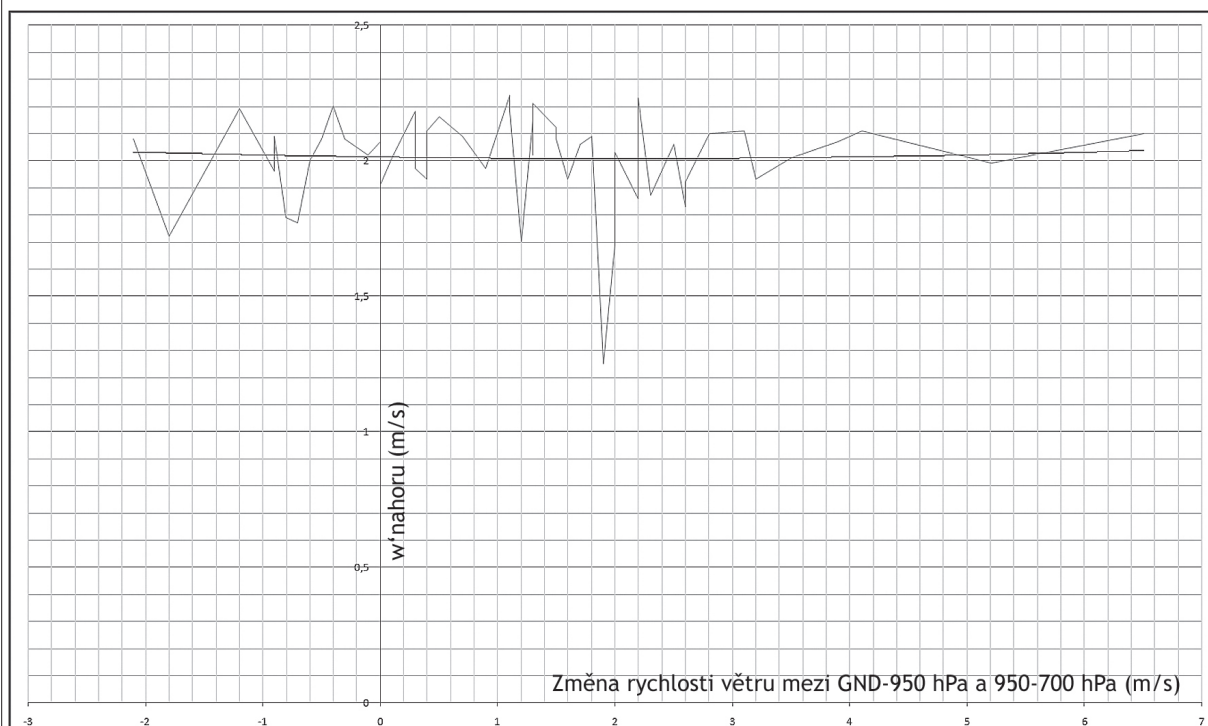
lem 6 m/s, současně lze říci, že vyšších výstupních rychlostí dosahují konvekční proudy s vyšší průměrnou rychlostí větru ve vrstvě 950–700 hPa; tyto poznatky se týkají intervalu rychlostí větru 0–12 m/s a průměrných vertikálních rychlostí do 2,5 m/s.

Zkoumáme-li, zda existuje vliv vertikálního stříhu větru na průměrnou w_{nahoru} , kdy vyjádříme závislost w_{nahoru} na rozdílu průměrné rychlosti větru ve vrstvě 950–700 hPa (horní vrstva)

a GND–950 hPa (dolní vrstva), dostaneme vztah

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,001498(\Delta v)^2 - 0,005990(\Delta v) + 2,013 \quad (35)$$

kde Δv představuje rozdíl průměrných rychlostí mezi horní a dolní vrstvou. Z grafu je vidět, že vliv změny průměrné rychlosti větru s výškou na průměrnou vertikální rychlost stoupavých proudů je prakticky nulový.



Obrázek 24 — Graf závislosti w'_{nahoru} na změně průměrné rychlosti větru mezi vrstvami GND–950 hPa a 950 hPa – 700 hPa.

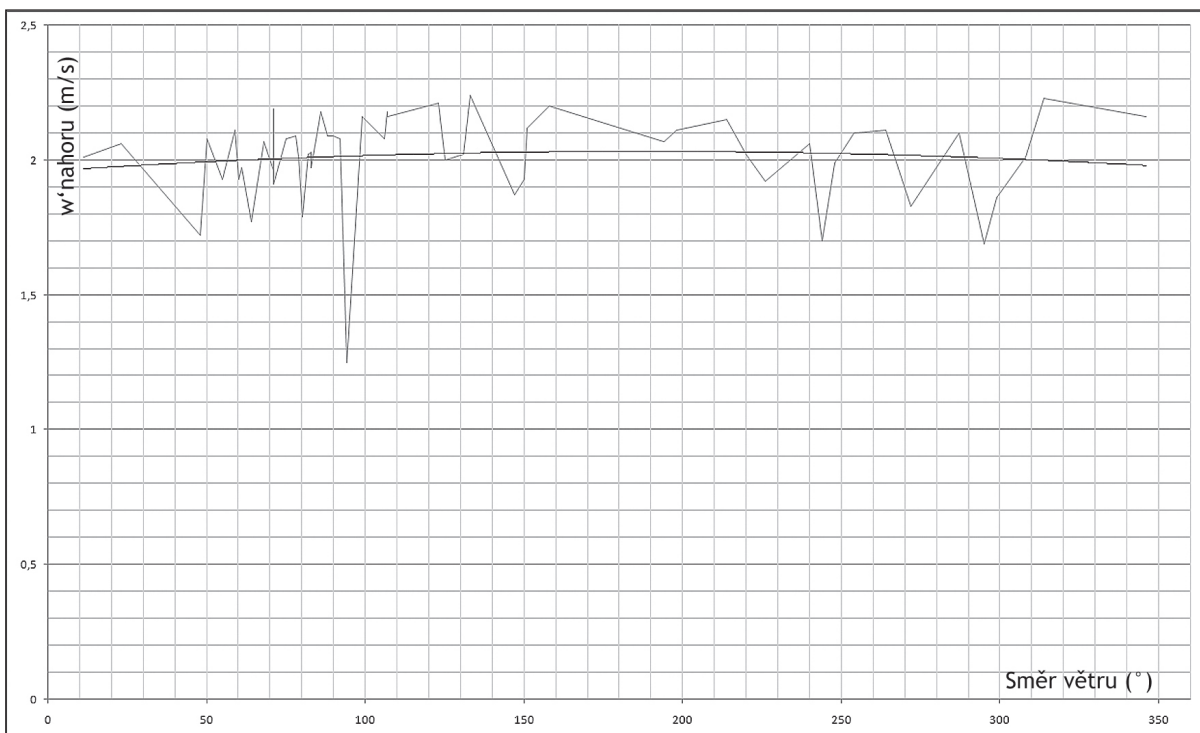
Závislost průměrné w'_{nahoru} na směru větru ve vrstvě GND–950 hPa vyjadřuje vztah

$$w'_{\text{nahoru}} = -0,000002d^2 + 0,000754d + 1,9615 \quad (36)$$

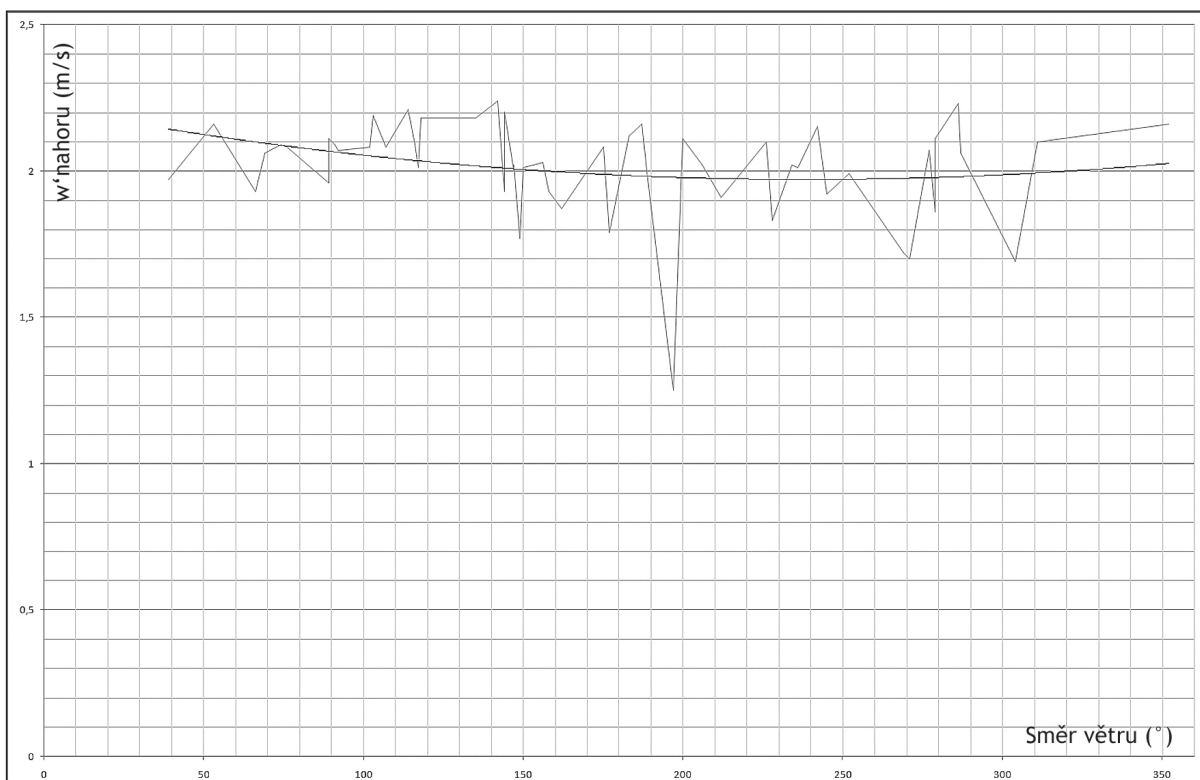
kde písmeno d značí směr větru ve stupních (0° = severní směr, 90° východní, 180° jižní, 270° západní, atd.). V tomto vztahu odpovídá maximální w'_{nahoru} směru větru 189° , tj. prakticky přesně jižnímu směru. Při tomto směru větru vychází hodnota průměrné w'_{nahoru} 2,17 m/s. Obdobně můžeme zkoumat závislost w'_{nahoru} na směru větru v horní vrstvě 950–700 hPa:

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,000004d^2 - 0,002058d + 2,2156 \quad (37)$$

Maximální hodnoty průměrné w'_{nahoru} se objevují při směru větru okolo 50° v této horní vrstvě; nejmenší průměrná vertikální rychlost stoupavých proudů odpovídá směru větru 257° , tj. přibližně jihozápadnímu až západnímu.



Obrázek 25 — Graf závislosti w'_{nahoru} na průměrném směru větru ve vrstvě GND–950 hPa.

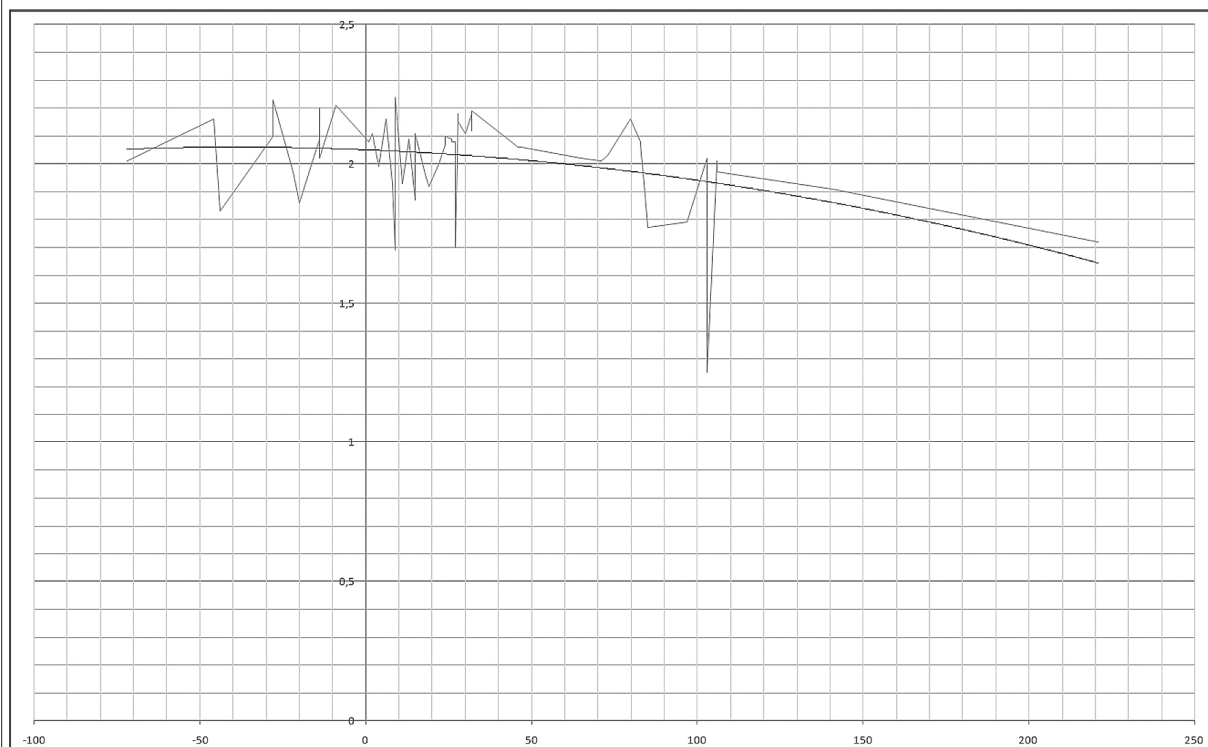


Obrázek 26 — Graf závislosti w'_{nahoru} na průměrném směru větru ve vrstvě 950 hPa–700 hPa.

Poněkud výrazněji se ukazuje závislost w'_{nahoru} na změně směru větru s výškou, která je popsána vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = -0,000006d'^2 - 0,000479d' + 2,0509 \quad (38)$$

kde d' značí rozdíl průměrného směru větru mezi horní a dolní vrstvou ve stupních. Nejvyšší w'_{nahoru} odpovídá průměrné změně směru větru -40° , tzn. stočení větru s rostoucí výškou doleva. Čím je stočení větru doleva nižší než -40° , resp. čím větší je stočení směru větru doprava, tím nižší odpovídají průměrné hodnoty w'_{nahoru} . Tento ukazatel může být také interpretován jako závislost na typu advekce teploty, kdy studené advekci odpovídá stáčení směru větru s rostoucí výškou doleva a současně při ní nastávají podmínky vhodné pro rozvoj termické konvekce (viz kapitola 3, vztahy 8 až 14).



Obrázek 27 — Graf závislosti w'_{nahoru} na změně průměrného směru větru mezi vrstvami GND–950 hPa a 950 hPa–700 hPa.

Zkoumejme vazbu mezi vertikálními rychlostmi konvekčních stoupavých proudů a průměrným zvrstvením mezi zemí a hladinou nulového vztlaku. Průměrná hodnota vertikálního teplotního gradientu atmosféry byla spočtena jako

$$\gamma = \Sigma(\gamma'/n) \quad (39)$$

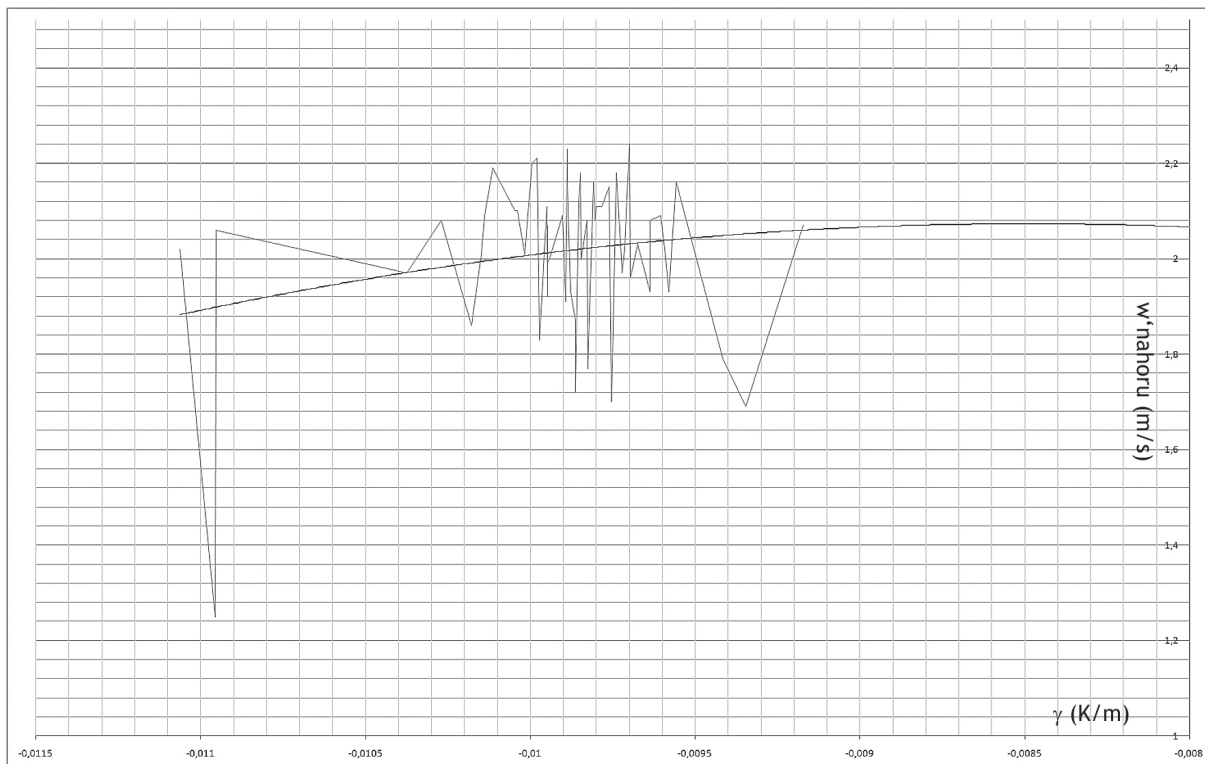
přičemž se jedná o sumu všech jednotlivých dílčích vertikálních gradientů teploty atmosféry γ' , změřených mezi dvěma sousedními měřeními aerologické sondy, a písmeno n značí počet těchto měření. Bylo by možno postupovat i jednodušeji tímto výpočtem:

$$\gamma = (T_{\text{HNV}} - T_{\text{GND}}) / \Delta z \quad (40)$$

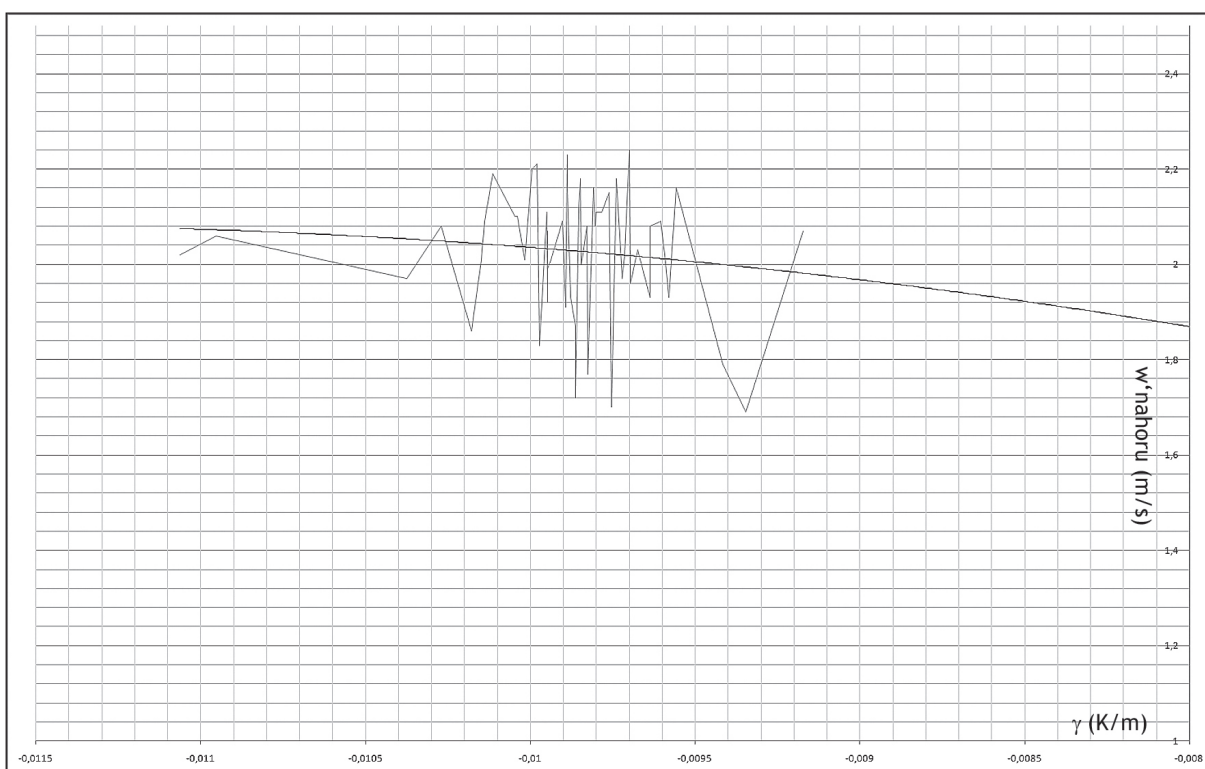
kde T_{HNV} je teplota vzduchu v hladině nulového vztaku a T_{GND} je teplota vzduchu ve 2 m nad zemí, Δz je pak výškový rozdíl mezi hladinou nulového vztaku a zemí, ale rozdíl mezi výsledky rovnice (39) a (40) byl obvykle v řádu jednotek procent. Byla proto použita rovnice (39), zkoumána byla vazba mezi průměrnou w_{nahoru} a vertikálním teplotním gradientem ve vrstvách GND–950 hPa a GND–HNV. Dvojice dat γ a w_{nahoru} jsou v této tabulce:

2,02 -0,011062614	1,25 -0,010954976	2,06 -0,010952049	1,97 -0,010373319
2,08 -0,010269012	1,86 -0,010177524	2,01 -0,01014679	2,09 -0,010137894
2,19 -0,010113328	2,1 -0,010046741	2,1 -0,010038314	2,01 -0,010015794
2,2 -0,009995053	2,21 -0,009978427	1,83 -0,009972172	2,11 -0,009948942
1,92 -0,00994698	2,07 -0,009946345	1,99 -0,009946036	2,01 -0,009937394
2,09 -0,009901642	1,91 -0,009891019	2,23 -0,009887611	2,16 -0,009886162
1,93 -0,009877551	1,87 -0,00986205	1,72 -0,009861481	2,12 -0,00985311
2,18 -0,009846631	2 -0,009844919	2,08 -0,009826516	1,77 -0,009825143
2,16 -0,009806488	2,08 -0,009802104	2,11 -0,009800851	2,11 -0,00978345
2,15 -0,009760733	1,7 -0,009754144	2,18 -0,009738712	1,97 -0,009721348
2,02 -0,009713752	2,06 -0,009710276	2,24 -0,009698898	1,96 -0,00969519
2,03 -0,009673653	1,93 -0,009635943	2,08 -0,009635124	2,09 -0,009604179
1 -0,009591603	2,0 -0,009579637	2,93 -0,009556274	2,16 -0,009414959
1,79 -0,00934499	1,69 -0,009170896		

Grafické znázornění této závislosti neodpovídá očekávané relaci „čím vyšší γ , tím vyšší w_{nahoru} “. Hodnoty však mohou být zkresleny náhodnými vlivy či vlivy, které v našem výzkumu nejsme schopni rozlišit. Když ze souboru např. vyřadíme hodnotu průměrně $w_{\text{nahoru}} = 1,25 \text{ m/s}$ (druhou v pořadí v tabulce), která se výrazně odchyľuje od ostatních hodnot, vychází závis-

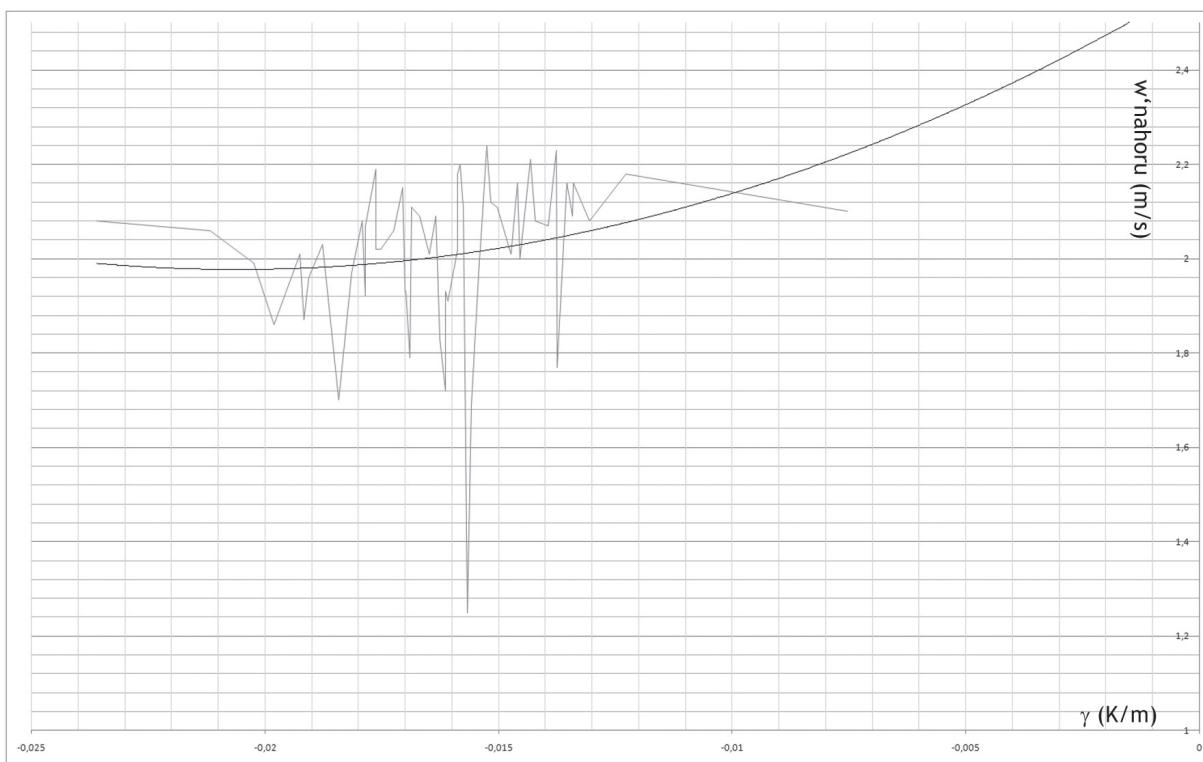


Obrázek 28 — Graf závislosti w'_{nahoru} na vertikálním gradientu teploty vzduchu ve vrstvě GND–HNV. Dole tentýž graf s vyřazenou hodnotou vertikální rychlosti 1,25 m/s.



lost vertikálních rychlostí na γ již podle očekávání, tzn. vyššímu γ odpovídá vyšší průměrná w_{nahoru} . K zařazení výrazně odchylné hodnoty průměrné w_{nahoru} mohlo dojít například tak, že data z příslušného dne byla získána z přeletů, které se odbývaly v oblasti s nižšími průměrnými vertikálními rychlostmi konvekčních proudů, zatímco aerologická sondáž v Praze-Libuši mohla zaznamenat parametry naopak v oblasti termicky výraznější. Značná rozmanitost mnoha vlastností termických stoupavých proudů nad jednotlivými oblastmi krajiny (turbulence, vertikální rychlosti, průměry konvekčních proudů, vzdálenosti jednotlivých konvekčních proudů od sebe, dokonce i výška KKH, atd.) je z letecké praxe dobře známa.

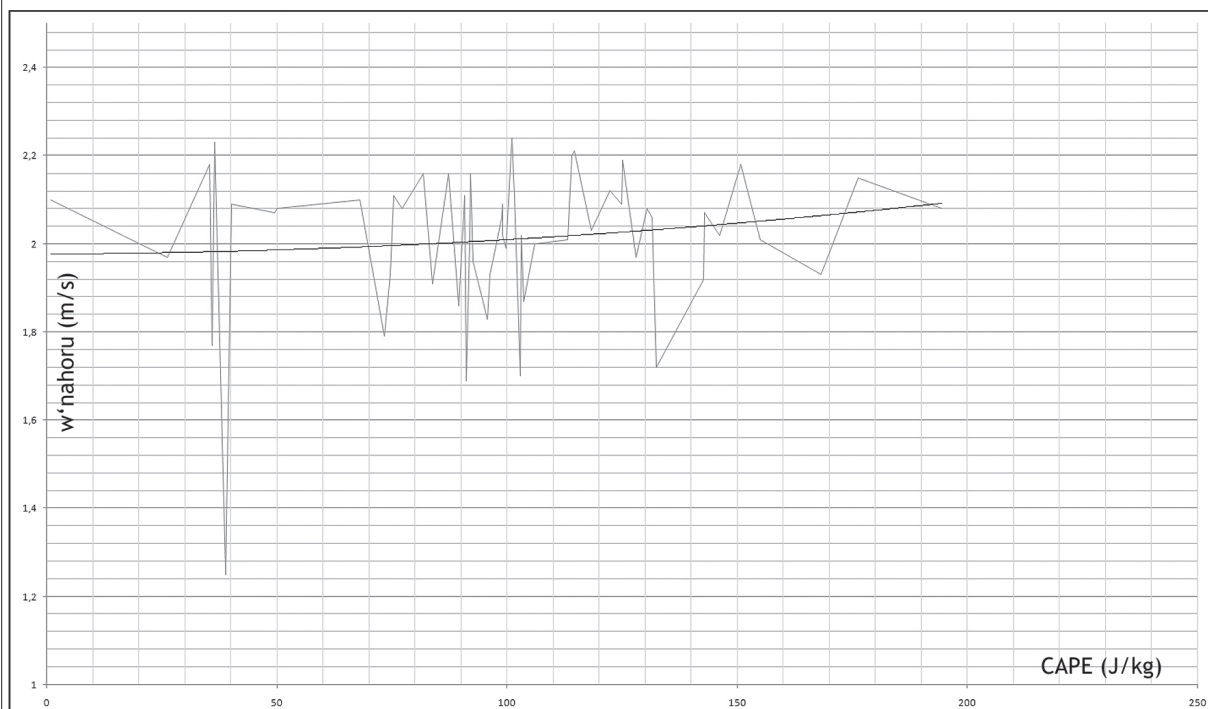
Zkoumání závislosti průměrné w_{nahoru} na vertikálním teplotním gradientu atmosféry γ ve vrstvě od země do tlakové hladiny 950 hPa ukazuje následující graf. Opět však naznačuje, že čím rychleji ubývá teplota vzduchu s rostoucí výškou v dané vrstvě atmosféry, tím nižší jsou průměrné w_{nahoru} . To může mít několik důvodů. Nejvíce pravděpodobným důvodem může být fakt, že pro vyšší rychlosti w_{nahoru} je spíše než γ důležitý inicializační impuls, který vystupující částici udělí počáteční vertikální rychlost, kterou si následně částice udržuje až k horní hranici konvektivní mezní vrstvy přibližně v souladu s (31). Strmý vertikální gradient teploty atmosféry γ může mít za následek vznik neuspořádané chaotické a značně turbulentní cirkulace v přízemní vrstvě, zatímco na zahájení a udržení výstupu větších vzduchových částic od zemského povrchu do výšky má vliv spíše charakter terénu, utvářející plošně výraznější teplotní nehomogenity (např. na území o rozměrech v řádu stovek x stovek metrů či větších), v součinnosti s inicializačními impulsy.



Obrázek 29 — Graf závislosti w'_{nahoru} na vertikálním gradientu teploty vzduchu ve vrstvě GND–950 hPa.

Velký důraz při zkoumání průměrných vertikálních rychlostí konvekčních proudů bychom mohli položit na hodnoty CAPE, jež jsou součástí předpovědí numerických modelů a jsou provoznímu meteorologovi běžně k dispozici. Použijeme-li všechny dvojice hodnot CAPE a w'_{nahoru} obdržíme následující graf (obrázek 30). Regresní křivka 2. stupně, proložená hodnotami w'_{nahoru} v tomto grafu, je popsána vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,000003 (\text{CAPE})^2 + 0,000046 (\text{CAPE}) + 1,976 \quad (41)$$



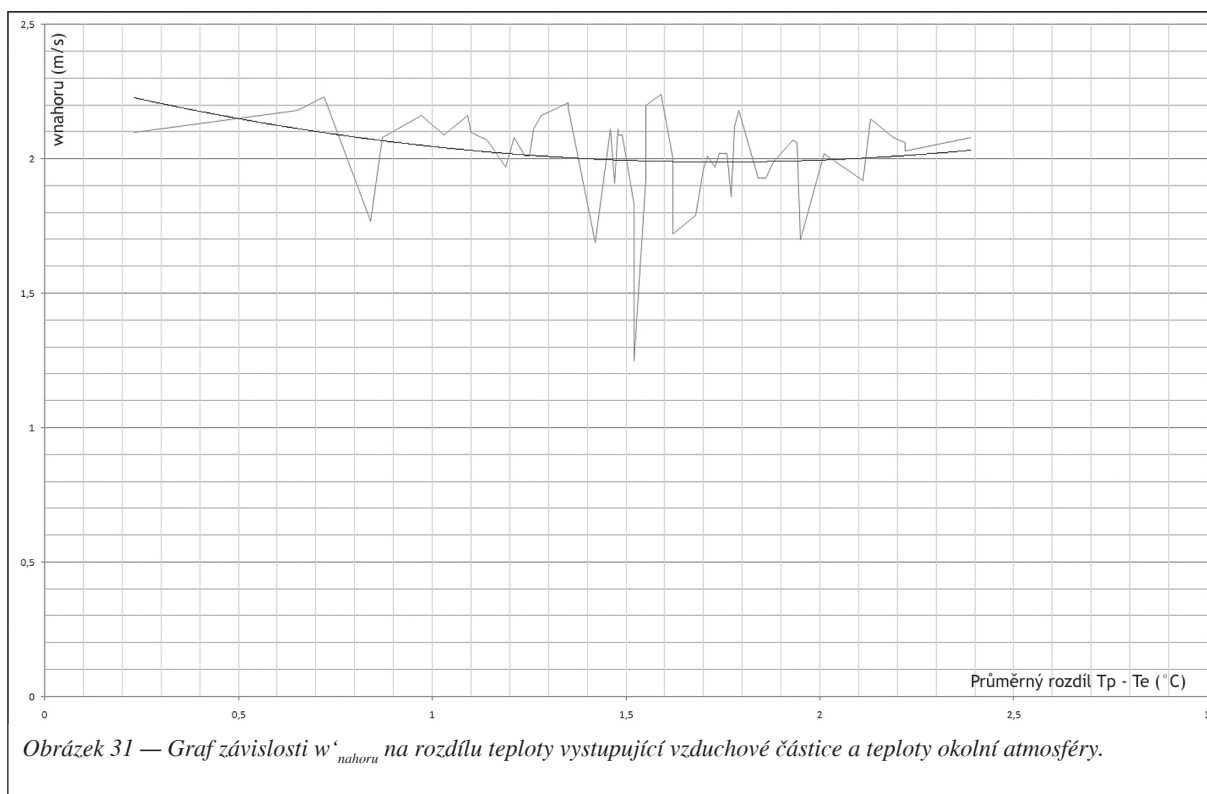
Obrázek 30 — Graf závislosti w'_{nahoru} na CAPE.

Průměrná hodnota CAPE pro všechna zkoumaná měření je 98,5 J/kg, čemuž odpovídá průměrná výstupná rychlost w'_{nahoru} 2,01 m/s. Dosadíme-li zkusmo do (41) hodnoty CAPE, které jsou v podmínkách střední Evropy obvyklé pro mírnou až silnou konvekci⁷⁵, obdržíme průměrnou w'_{nahoru} 3,08 m/s pro CAPE=600 J/kg, 20,8 m/s pro CAPE=2500 J/kg, což zhruba odpovídá představám o vertikálních rychlostech v těchto situacích. Rozptyl hodnot w'_{nahoru} v námi zkoumaných případech činí 0,02867, průměrná směrodatná odchylka od střední hodnoty činí 8,4% z této hodnoty. Pro CAPE=600 J/kg tedy lze předpokládat, že w'_{nahoru} se bude pohybovat v rozmezí 2,8 až 3,4 m/s, pro CAPE=2500 J/kg pak bude průměrná w'_{nahoru} v intervalu 19,0 až 22,6 m/s.

Hodnota CAPE závisí podle (4) na rozdílu teploty vystupující vzduchové částice T_p a teploty okolní atmosféry T_e , a dále na výškovém rozsahu mezi hladinou volné konvekce a hladinou

⁷⁵ Zhruba 600 – 2500 J/kg pro krupobití, downburst, tornáda, přívalové srážky [<http://www.chmi.cz/PL/rpp/cape/cape.htm>].

nulového vztlaku. Při rozvinuté termické konvekci leží zpravidla hladina volné konvekce na zemském povrchu. Provedme nyní posouzení jednak závislosti průměrné vertikální rychlosti w_{nahoru} na průměrném rozdílu $T_p - T_e$ a dále na výšce vrstvy, sahající od země do hladiny nulového vztlaku. Nadmořskou výškou zemského povrchu rozumějme 304 m, tj. výšku aerologické stanice Praha-Libuš. Graf naznačuje, že závislost průměrné w_{nahoru} na rozdílu teploty suchoa-



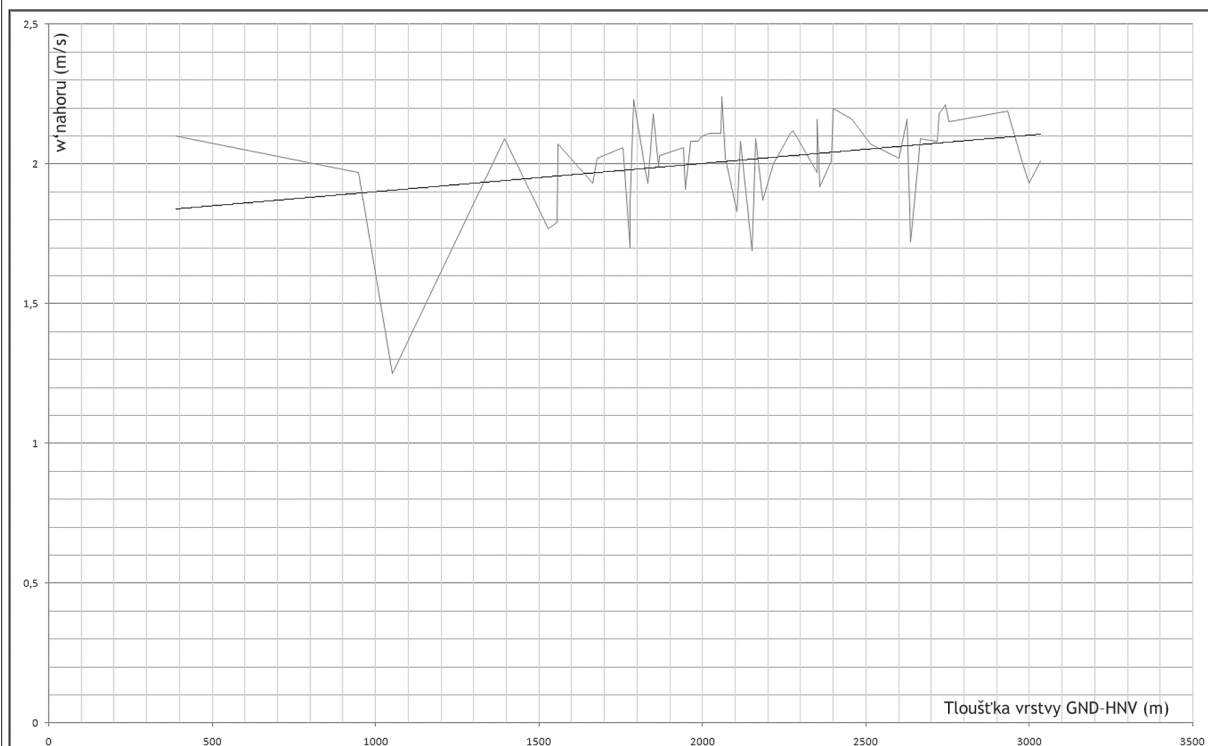
diabaticky vystupující částice (jejíž počáteční teplota je totožná s teplotou vzduchu ve výšce 304 m AMSL) a teploty vzduchu okolního prostředí není příliš silná. Lze ji popsat vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,1056(\Delta T)^2 - 0,3643(\Delta T) + 2,305 \quad (42)$$

kde ΔT je rozdíl $T_p - T_e$, tj. průměrný přebytek teploty vystupující vzduchové částice vůči okolní atmosféře, v rozsahu od země do hladiny nulového vztlaku. Nejvyšší průměrná vertikální rychlost w_{nahoru} podle (42) odpovídá přebytku teploty částice 1,73 °C. Tento přebytek teploty však nemá příliš velký význam v určení průměrné vertikální rychlosti vystupující částice. Významněji se svým vlivem na průměrnou w_{nahoru} zřejmě uplatňuje vertikální mohutnost vrstvy od země do hladiny nulového vztlaku. Vztah mezi w'_{nahoru} a mocností této vrstvy je popsán lineárním vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,00010065 \Delta z + 1,8 \quad (43)$$

kde Δz je tloušťka vrstvy GND–HNV v metrech. Tuto závislost zobrazuje následující graf. Proto-



Obrázek 32 — Graf závislosti w'_{nahoru} na tloušťce vrstvy GND-HNV.

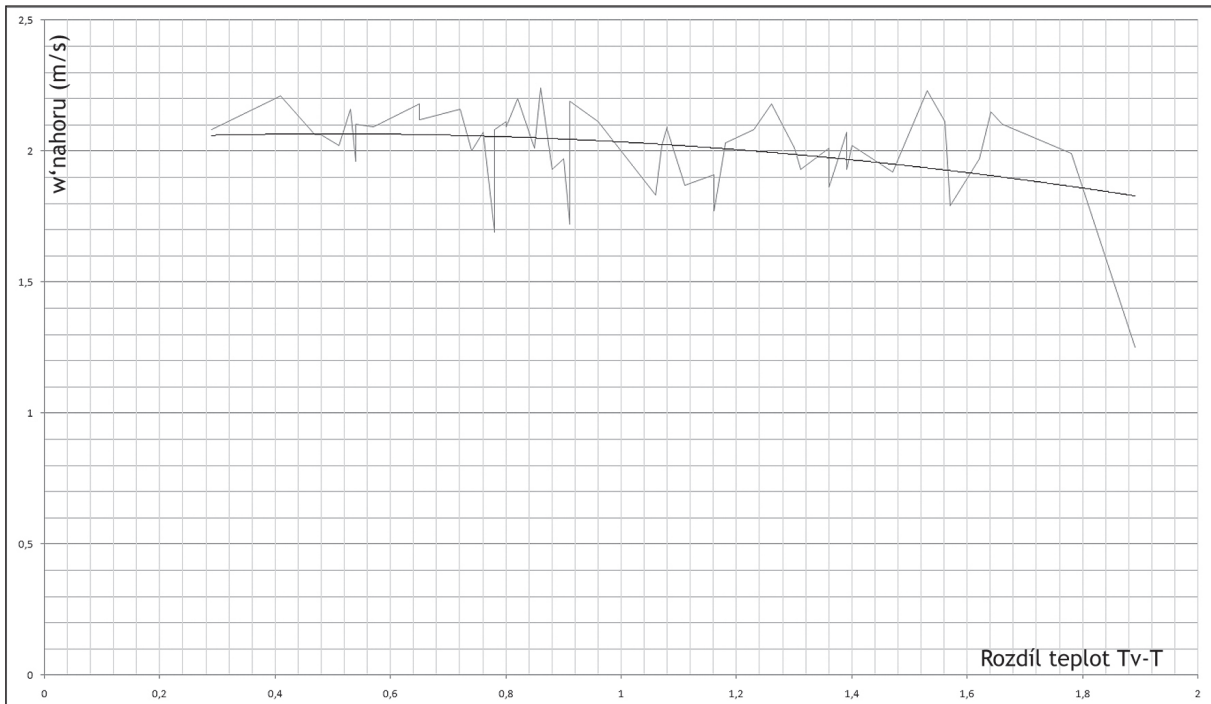
že jsme neměli k dispozici data pro větší výšky než 3000 m AMSL, je nutné omezit rovnici (43) na interval od země do nadmořské výšky 3000 m, protože pro případy hluboké konvekce s vývojem Cb by (43) byla spíše vyjádřena polynomem 2. stupně se vzrůstající hodnotou w'_{nahoru} při rostoucí výšce hladiny nulového vztlaku. Případné rozšíření platnosti rovnice (43) nad horní hranici zkoumaného intervalu je však provázáno neznámou důvěryhodností takového vztahu. Rovněž pro případ, kdy hladina nulového vztlaku leží na zemském povrchu, by z (43) vyplývala průměrná $w'_{\text{nahoru}} = 1,8$ m/s, což není možné. Považujeme proto rovnici (43) za platnou jen pro případy, kdy již existuje termická konvekce a hladina nulového vztlaku se nachází ve výškách větších než zemský povrch a maximálně 3000 m AMSL, orientačně $600 \text{ m} < \Delta z \leq 3000 \text{ m}$ (výšky jsou nadmořské).

Na dalším grafu (obrázek 33) můžeme vyzorovat také určitý vliv vlhkosti vzduchu na w'_{nahoru} . Vztah mezi w'_{nahoru} a rozdílem virtuální teploty a teploty vzduchu $T_v - T$ v hladině 304 m AMSL popisuje rovnice

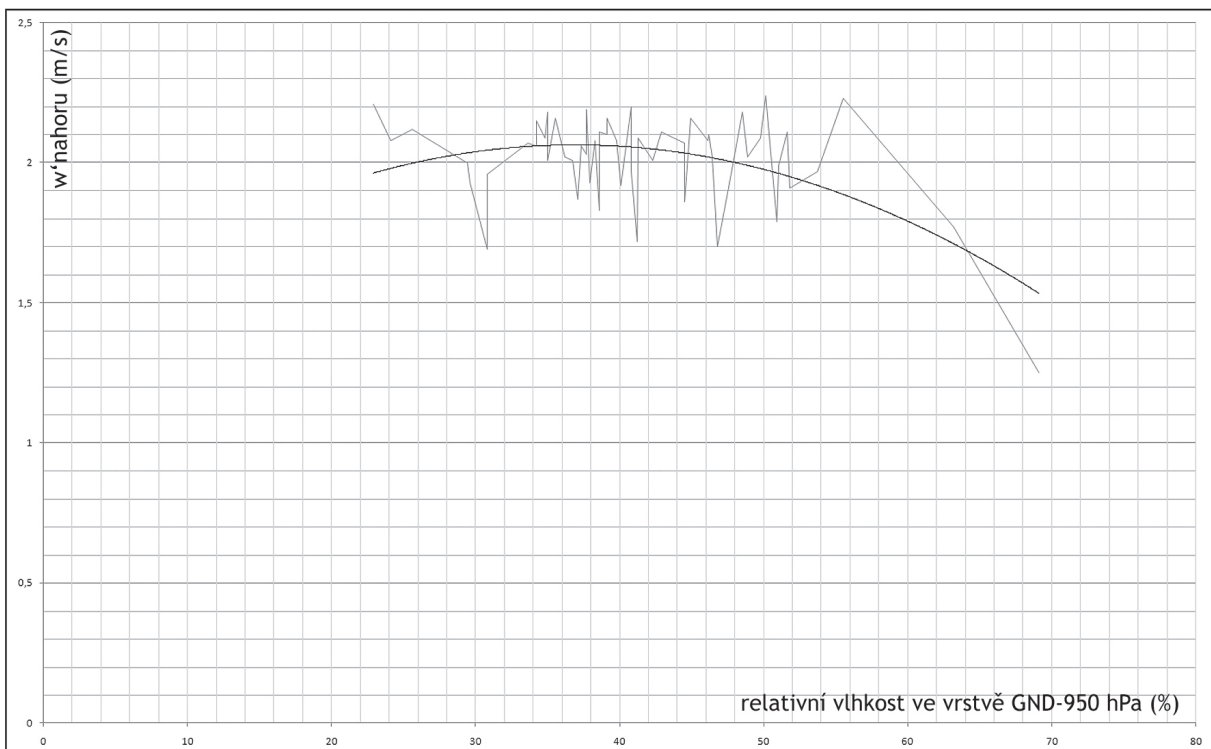
$$w'_{\text{nahoru}} = -0,12252(\Delta T)^2 + 0,12264(\Delta T) + 2,0338 \quad (44)$$

kde $\Delta T = T_v - T$. Z grafu je patrné, že zvětšující se rozdíl ΔT znamená klesající w'_{nahoru} . Podobně můžeme zkoumat vliv průměrné relativní vlhkosti ve vrstvě od země do hladiny 950 hPa na w'_{nahoru} , jenž je popsán vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = -0,000511 h_{\text{rel}}^2 + 0,03775 h_{\text{rel}} + 1,3662 \quad (45)$$



Obrázek 33 — Graf závislosti w'_{nahoru} na rozdílu teplot T_v a T .

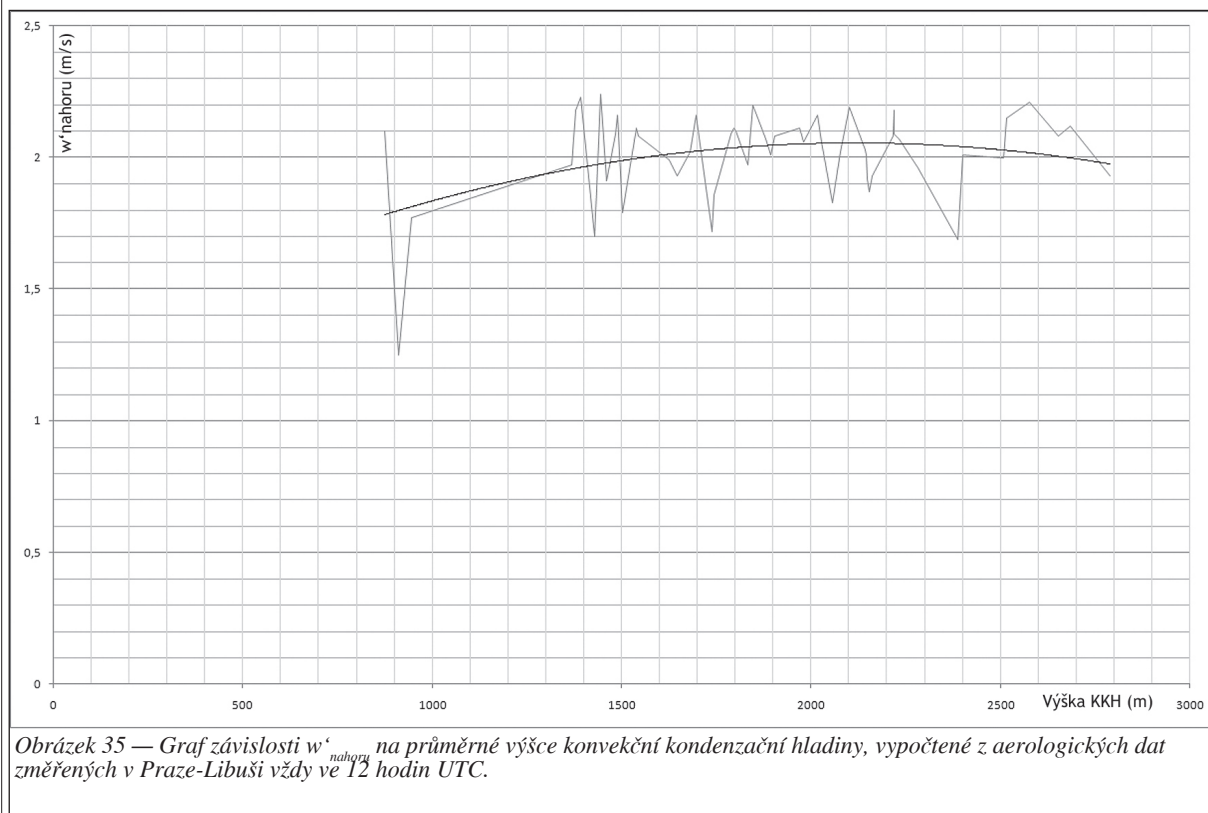


Obrázek 34 — Graf závislosti w'_{nahoru} na průměrné relativní vlhkosti ve vrstvě GND-950 hPa, spočtené z aerologických měření v Praze-Libuši v příslušných dnech ve 12 hod UTC.

kde h_{rel} značí relativní vlhkost v procentech. Maximální průměrná hodnota w'_{nahoru} odpovídá průměrné $h_{rel} = 37\%$. K tomuto faktu je možno přihlédnout např. při odhadu rozvoje termické konvekce během dne, kdy se mění relativní vlhkost v blízkosti zemského povrchu, případně při nehomogenním poli vlhkosti v rozsáhlejších územích. Protože má vlhkost vliv na výšku konvekční kondenzační hladiny, můžeme zkoumat i vazbu mezi w'_{nahoru} a touto výškou KKH, který je popsán rovnicí

$$w'_{nahoru} = -0,0000001766 z_{KKH} + 0,00074757 z_{KKH} + 1,26 \quad (46)$$

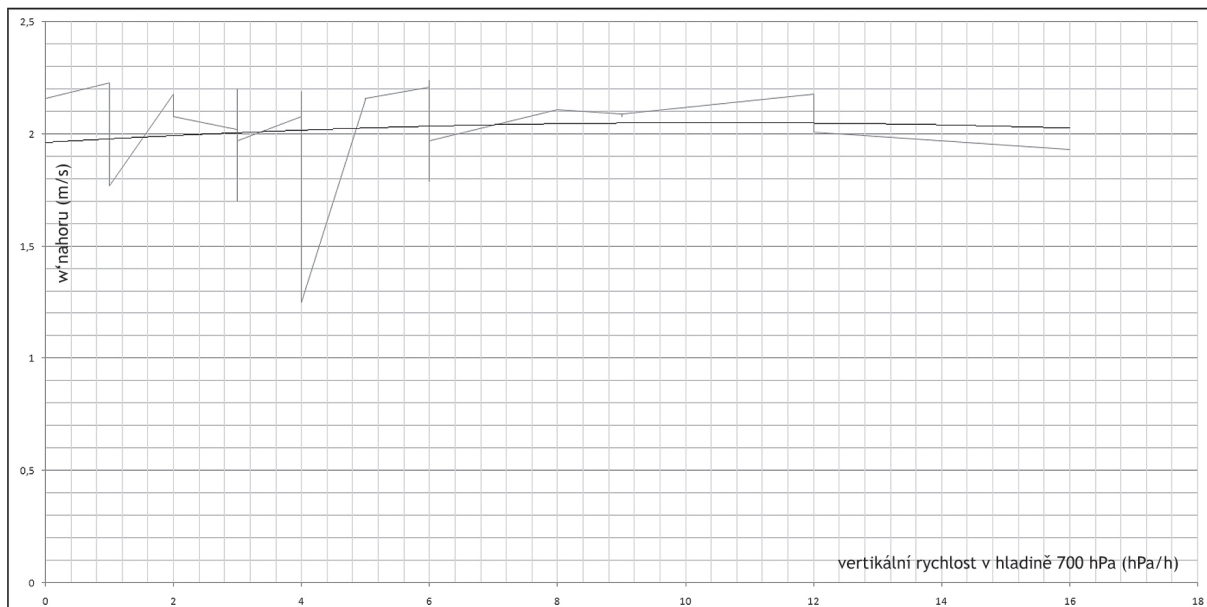
kde z_{KKH} je nadmořská výška KKH v metrech. Maximální w'_{nahoru} vychází pro $z_{KKH} = 2116$ m. Ze statistiky však nevyplývá, zda platnost (46) plyne např. z různých hodnot rozdílu teploty a rosného bodu za jinak stejných podmínek v jednotlivých zkoumaných dnech, anebo zda je možno ji uplatnit i např. na zohlednění denního chodu výšky z_{KKH} , tzn. že by během dne při obvyklém zvyšování výšky KKH vzrůstala i průměrná vertikální rychlost v termických proudech, ale v od-



poledních hodinách, kdy by výška z_{KKH} překročila hodnotu přibližně 2100 až 2200 m AMSL, by průměrná vertikální rychlost začala pozvolna slábnout až do večerního zániku termické konvekce. Proto je nutné k rovnici (46) přistupovat rovněž jen jako k orientační.

Dále zkoumáme vliv makrosynoptických vertikálních rychlostí (subsidence v oblastech anti-cyklonálně zakřivených izohyps či velkoplošné výstupné pohyby vzduchu v oblastech izohyps zakřivených cyklonálně) v tlakové hladině 700 hPa. Pro účely této práce se podařilo získat

pouze data předpovězených hodnot z numerického modelu GFS⁷⁶, nikoliv data z analýzy výškových map. Graf (obrázek 36) ukazuje prakticky konstantní hodnotu w'_{nahoru} pro všechny hodnoty těchto velkoplošných vertikálních rychlostí, tzn. subsidence nebo velkoplošné výstupné pohyby vzduchu nad rozsáhlým územím na vertikální rychlosti konvekčních proudů nemají v podstatě



Obrázek 36 — Graf závislosti w'_{nahoru} na makrosynoptické vertikální rychlosti v hladině 700 hPa.

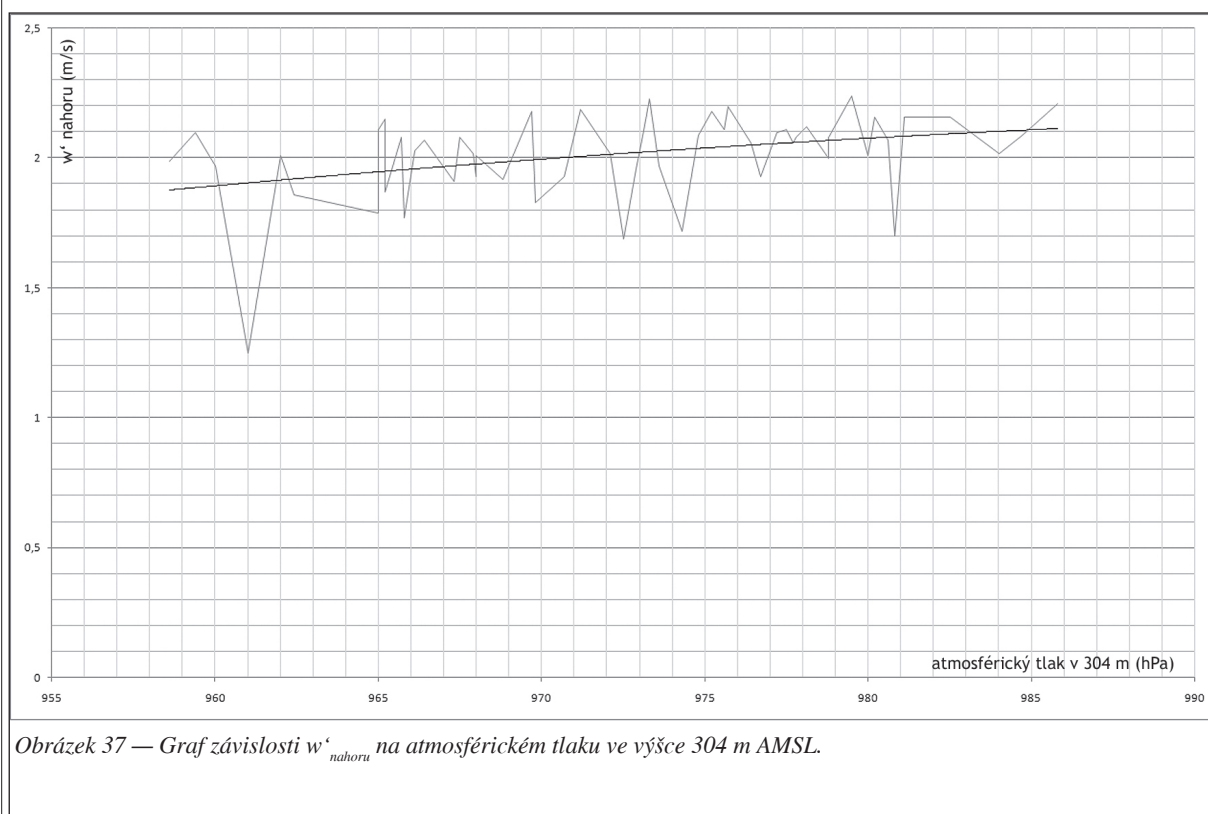
žádný statistický vliv. Jistý vliv na průměrnou w_{nahoru} ale můžeme zjistit u atmosférického tlaku, což je vidět také na grafu (obrázek 37). Tuto závislost můžeme vyjádřit lineárním vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,00878 p - 6,526 \quad (47)$$

kde p je atmosférický tlak v hPa, změřený v Praze-Libuši ve 12 hodin UTC. Obecně ze (47) vyplývá, že čím je atmosférický tlak vyšší, tím vyšší jsou průměrné vertikální rychlosti v konvekčních proudech. Tento poznatek je možno uplatnit v rozhodování, zda se v následujícím dni budou průměrné vertikální rychlosti termických stoupavých proudů zvyšovat či snižovat, známe-li předpověď atmosférického tlaku.

V závěru diskutujeme ještě rozdíly mezi průměrnými w_{nahoru} v konvekčních proudech nad rovinami a v horských oblastech. Za lety nad rovinným terénem byly považovány přelety z Rané u Loun, které vedly nad severočeskou pánví nebo Žateckem, případně lety v oblasti jižních Čech. Lety v horských oblastech probíhaly převážně nad Krkonoši, Ještědsko-Kozákovským hřebenem a výjimečně nad Českomoravskou vysočinou. Podmínkou bylo, aby v daném dni byla

⁷⁶ Data byla zjišťována z map, publikovaných na www.profi.wetteronline.de, kde jsou k dispozici 12hodinové předpovědi z 0 hod UTC daného dne na 12. hodinu UTC téhož dne. Odečet byl prováděn pro oblast Prahy.



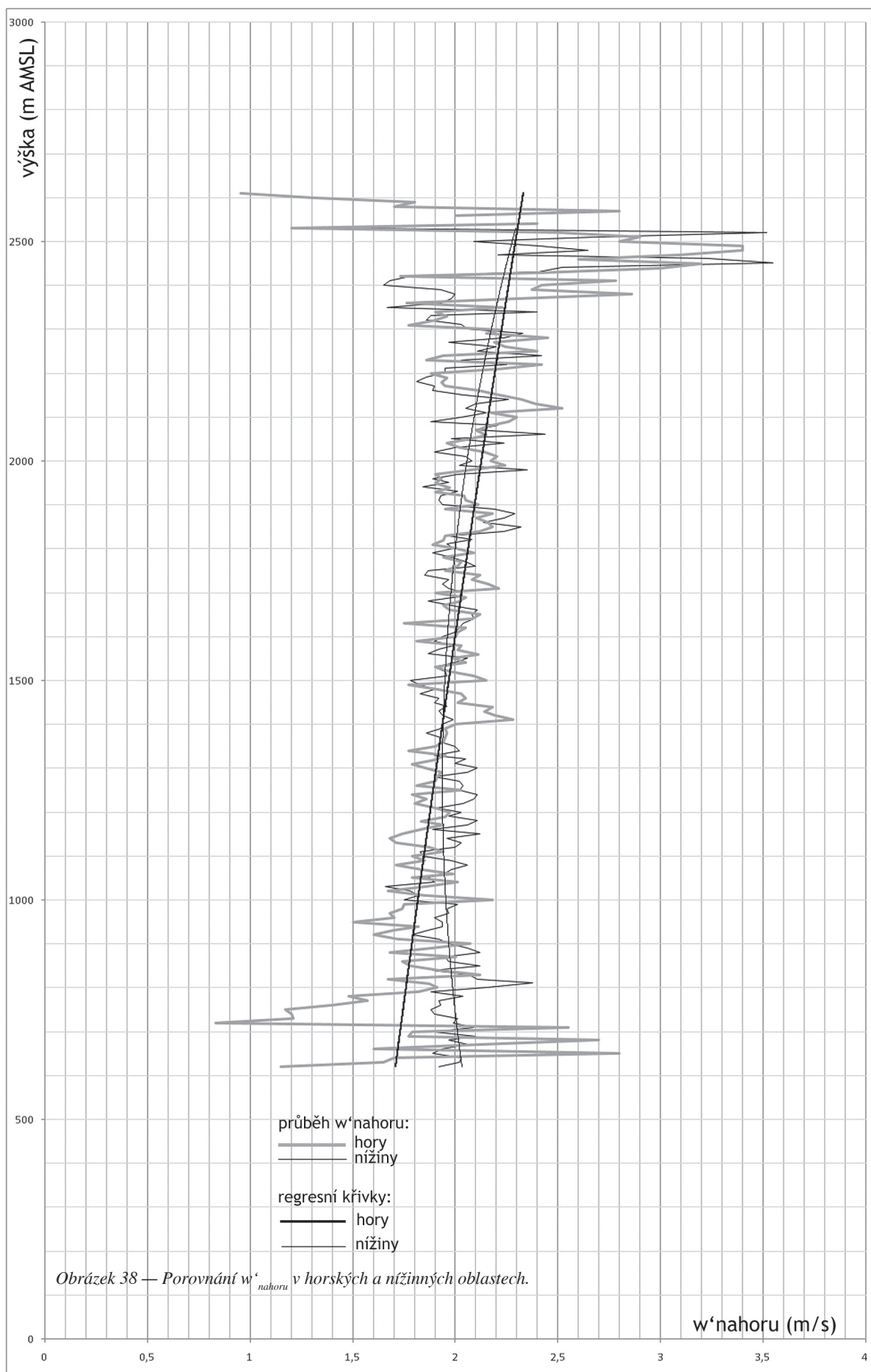
k dispozici data jak z letů nad rovinami, tak nad horami. Tato podmínka byla ale jen obtížně splněna, protože současných letů nad oběma typy terénu proběhlo velmi málo. Část letů nad horským terénem také vedla nad rovinami v předhůří. Posouzení vzájemných rozdílů proto musíme kvůli nedostatku relevantních dat považovat jen za orientační. Vertikální profil průměrné w'_{nahoru} v oblasti nížin je popsán vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,00000022 z^2 - 0,00057069 z + 2,3025 \quad (48)$$

a v oblasti hor vztahem

$$w'_{\text{nahoru}} = 0,00000002 z^2 + 0,0002614 z + 1,5401 \quad (49)$$

Maximální průměrné vertikální rychlosti nacházíme shodně pro nížiny i hory v horní části zkoumaného intervalu, kolem výšky 2500 m AMSL. Střední a vrchní část průběhu obou křivek (graf na obrázku 38) jsou si podobné, od výšky 1400 m AMSL vychází statisticky vyšší průměrná vertikální rychlost nad horami, pod hladinou 1400 m AMSL je naopak vyšší w'_{nahoru} v oblasti rovin, avšak zde se velmi pravděpodobně výrazně projevuje zkreslení, dané velkým rozptylem hodnot vertikálních rychlostí nad horami. Zatímco v nížinných oblastech je nadmořská výška mezi 600 a 1400 m AMSL dostatečně vysoko nad zemským povrchem, v horských oblastech se zpravidla jedná o vrstvy vzduchu bezprostředně nad zemským povrchem, kde předpokládáme silnou turbulenci. Ta je zřejmě také příčinou velkého rozptylu w'_{nahoru} nad horami. Hodnota tohoto rozptylu, spočteného pro výškový interval 600 až 1400 m AMSL, je pro



nížiny 0,011 a pro hory 0,082, tj. zhruba 7,4 krát vyšší. Ve vyšších hladinách konvektivní mezní vrstvy, tzn. ve výškách, kde již není bezprostřední vliv ani nížinného, ani horského terénu, vycházejí hodnoty rozptylů v podstatě shodně. Rozptyl w'_{nahoru} pro interval 1400–2200 m AMSL je pro nížiny 0,017, pro hory 0,018⁷⁷. Horní partie zkoumané vrstvy, 2200–2530 m AMSL, vykazuje rozptyl v nížinných oblastech 0,226 a v horách 0,255⁷⁸. Toto zjištění poměrně věrohodně dokládá⁷⁹ v praxi pozorovanou častou silnou termickou turbulenci nad osluněnými horskými svahy. Také se nemá za prokázané, že v horní polovině konvektivní mezní vrstvy je nad horami vyšší průměrná vertikální rychlost konvekčních proudů, alespoň v případech mělké konvekce. Statistiku letových měření a aerologických sondáží ukazuje následující tabulka (je také v souboru xls na CD v příloze této práce včetně zpracovávaných dat):

korel. koef. mezi w'_{nahoru} a CAPE (%)	19,8
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a HNV (%)	39,8
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a T ve 2 m (%)	-7,9
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a $(T_p - T_e)$ průměrný (%)	-13,2
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a $(T_p - T_e)$ max (%)	-10
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a teoretickou w'_{max} (%)	18
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a $(d)_{\text{přízemní vrstva}}$ (%)	5,6
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a $z_{\text{přízem}}$ (%)	8,1
korel. koef. mezi CAPE a rozptylem w'_{nahoru} (%)	7,2
korel. koef. mezi $(T_p - T_e)_{\text{průměrný}}$ a rozptylem w'_{nahoru} (%)	-24,4
korel. koef. mezi w'_{nahoru} a rozptylem w'_{nahoru} (%)	72
korel. koef. mezi $w'_{\text{nahoru max}}$ a teoretickou $w'_{\text{nahoru max}}$	10,6
$w'_{\text{nahoru}} / w'_{\text{dolů}}$	2,1
w'_{nahoru} celková	2
HNV _{průměrná} / w'_{nahoru}	1072,821
průměrné četnosti w_{nahoru} 0,0–0,5 m/s (%)	14,01
průměrné četnosti w_{nahoru} 0,6–1,0 m/s (%)	11,5
průměrné četnosti w_{nahoru} 1,1–1,5 m/s (%)	13,87
průměrné četnosti w_{nahoru} 1,6–2,0 m/s (%)	14,58
průměrné četnosti w_{nahoru} 2,1–2,5 m/s (%)	14,69
průměrné četnosti w_{nahoru} 2,6–3,0 m/s (%)	11,74
průměrné četnosti w_{nahoru} 3,1–3,5 m/s (%)	8,41
průměrné četnosti w_{nahoru} 3,6–4,0 m/s (%)	5,16

77 Vzájemný poměr $D_{\text{hory}} / D_{\text{nížiny}}$, kde D_{hory} je rozptyl průměrných vertikálních rychlostí v horských oblastech a $D_{\text{nížiny}}$ je týž rozptyl pro oblast nížin, je 1,05.

78 Vzájemný poměr $D_{\text{hory}} / D_{\text{nížiny}}$ je 1,13.

79 Věrohodnost může být částečně zpochybněna malým počtem měření a skutečností, že část naměřených dat pochází z letů, které vedly jen částečně nad horami a částečně nad rovinným terénem v předhůří.

průměrné četnosti w_{nahoru}	4,1—4,5 m/s (%)	2,93
průměrné četnosti w_{nahoru}	4,6—5,0 m/s (%)	1,47
průměrné četnosti w_{nahoru}	5,1—5,5 m/s (%)	0,89
průměrné četnosti w_{nahoru}	5,6—6,0 m/s (%)	0,35

Ukazuje se, že ze všech porovnávaných řad je nejvyšší korelace mezi w_{nahoru} a výškou hladiny nulového vztaku, tj. 39,8 %. Tento korelační koeficient by pravděpodobně vyšel ještě vyšší v případě, kdybychom do souboru měření přidali další data, získaná z přeletů při tzv. slabých termických podmínkách. Takovýchto letů však bylo k dispozici málo a s malým množstvím dat (lety za nevhodných termických podmínek trvaly jen krátce, piloti často využili jen jeden nebo dva stoupavé proudy). Postupným přidáváním dalších letových měření do souboru všech letů se tento korelační koeficient zvyšoval a to naznačuje silnou závislost mezi výškou HNV a w_{nahoru} . Další zvýšení jmenovaného korelačního koeficientu by pravděpodobně přišlo se zahrnutím dat z měření vertikálních rychlostí v bouřkových oblacích, ale tato data nejsou v rámci této práce k dispozici, protože měření v těchto podmínkách je potřeba získat jinou metodou, než létáním sportovních kluzáků.

Poměr mezi průměrnou výstupnou rychlostí konvekčního proudu a průměrnou výškou HNV je 1072,821. Vzhledem k velkému rozptylu vertikálních rychlostí a běžným výškám HNV při počasí bez výskytu oblaků Cb, lze bez velké chyby použít koeficientu 1000. Průměrnou rychlost termických stoupavých proudů tedy zjistíme z podílu výšky HNV/1000, resp. přesněji poměrem výšky HNV/1073. Nutno upozornit, že se jedná o vertikální rychlost samotného vzduchu, nikoli rychlost, kterou indikují přístroje v kluzáku, jehož vertikální rychlost je nižší o klesavost letadla.

Výsledky tohoto výzkumu naznačují, že pro předpověď očekávaných vertikálních rychlostí v termických stoupavých proudech lze zohlednit předpověď tloušťky mezní vrstvy, řešenou v ČHMÚ modelem Aladin. Vzhledem k tomu, že korelační koeficienty jsou poměrně nízké, závisejí vertikální rychlosti na každém testovaném parametru jen zčásti a z toho plyne, že tyto rychlosti jsou určovány několika spolupůsobícími faktory (např. čím větší tloušťka přízemní vrstvy, čím vyšší CAPE, čím vyšší vertikální teplotní gradient v přízemní vrstvě, atp., tím vyšší rychlost výstupu vzduchové částice). Můžeme se domnívat, že tato rychlost může záviset na sérii na sebe navazujících faktorů, např. na rozměrech stoupající vzduchové částice, tyto rozměry mohou být určovány tloušťkou přízemní vrstvy, ta může být dána konfigurací terénu a polohy slunce, směru větru, apod. Bližší objasnění problematiky této práce by vyžadovalo detailní zkoumání přízemní vrstvy měřením v různých terénech např. přístroji na mobilním stožáru, což je ale nad rámec možností autora této práce. i tak se ale domnívám, že výsledky této práce mohou napomoci zpřesnit předpověď pro sportovní létání, vydávanou Odborem letecké meteorologie ČHMÚ a že práce v odpovídajícím rozsahu splnila svůj účel.

REFERENCE

Andreev V., Panchev S., Non-Adiabatic Thermal Convection in Moist Air as a Cloud-Formation Process: One-Dimensional Model, Dept. of Meteorology, University of Sofia, 1971

Angevine W. M. a kol., The Flatland Boundary Layer Experiments, Bulletin of The American Meteorological Society, březen 1998

Angevine W. M., Thermal Structure and Behavior, http://cires.colorado.edu/~angevine/thermals_2006.htm, 2006

Bednář J., Pozoruhodné jevy v atmosféře, Academia Praha, 1989

Bednář J., Fyzika mezní vrstvy atmosféry, Academia Praha, 1985

Bednář J., Meteorologie, Portál Praha, 2003

Couvreux F., Hourdin F., Menut L., Parametrization of the Dry Convective Boundary Layer Based on a Mass Flux Representation of Thermals, Laboratoire do Météorologie Dynamique, SNRS Paris, 2000

Daniels P. G., Rathnanather J. T., Reversed Flow Calculations of High Prandtl Number Thermal Boundary Layer Separation, Dept. of Mathematic, City University, London, 4th International Symposium on Transport Phenomena in Heat and Mass Transfer, University of New South Wales, Sydney, Australia. July 14-18, 1991

Du Y. B., Tong P., Enhanced Heat Transport in Turbulent Convection over A Rough Surface, Department of Phycics, Oklahoma State University, Stillwater; Physical Review Letters, 1998

Dufková J., Studie vertikálního profilu rychlosti větru, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, výzkumný záměr MSM 432100001, 2002

Golitsyn G. S., Kadygrov E. N., Kuznetsova I. N., Microwave Remote Sensing Investigation of the Atmospheric Boundary Layer Thermal Regime Above an Urban Area, 12th ARM Science Team Meeting Proceedings, St. Petersburg, Florida, April 8-12, 2002

Háza L., Kostka O., Meteorologie pro sportovní letce, Naše vojsko, Praha, 1960

Horák J., Krlín L., Raidl A., Deterministický chaos a podivná kinetika, Academia, Praha, 2007

Christen A., Atmospheric Turbulence and Surface Energy Exchange in Urban Environments,

Results from the Basel Urban Boundary Layer Experiment, disertační práce, Filozoficko-přírodovědná fakulta Univerzity Basilej, 2005

Christen A., Partitioning Of Turbulent Fluxes over Different Urban Surfaces, Geographica Helvetica, Fifth International Conference on Urban Climate, Lodz, 2003

Chromov S. P., Meteorológia a klimatológia, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava, 1968

Joseph J. G., Prognoz pogody dlja aviacii, Gidrometeorologičeskoje izdatěl'stvo, Leningrad, 1966

Kadygrov E. N., Kadygrov V. E., Lykov A. D., Miller E. A., Troitsky A. V., Investigation of the Atmospheric Boundary Layer Thermodynamics on the Base of Microwave Remote Sensing, 11th ARM Science Team Meeting Proceedings, Atlanta, Georgia, March 19-23, 2001

Koldovský M., Kopáček J., Meteorologie pro piloty závěsných kluzáků, Svazarm Praha, 1981

Kolektiv, Meteorologický slovník výkladový a terminologický, MŽP ČR, 1993

Kolektiv, Metodika leteckého výcviku na kluzácích, díl II – pokračovací výcvik, V-PL-5, Svazarm, Praha, 1975

Kuchera E., Moist Convective Initiation from Mesoscale Boundary Layer Processes, <http://www.wxforecasting.org/papers/CI.htm>, 2002

Novák M., Úvod do meteorologie a klimatologie, UJEP, Ústí n. Labem, 2004

Punčochář P., Model pro výpočet komponent radiační bilance, ČVUT Praha, 2006

Roberts P. J. W., Webster D. R., Turbulent Diffusion, in Environmental Fluid Mechanics Theories and Application, ASCE Press, Reston, Virginia, 2002

Roulet Y.-A., Validation and Application of an Urban Turbulence Parameterisation Scheme for Mesoscale Atmospheric Models, disertační práce, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 2004

Řezáčová D. a kol., Severe convective phenomena in the territory of the Czech Republic, Grant Agency CR under the No. 205/00/1451, Praha, 2002

Řezáčová D., Kašpar M., Setvák M., Fyzika oblaků a srážek, Academia, Praha, 2007

Salmond J. A. a kolektiv, Comparison of Turbulent Fluxes from Roof Top Versus Street Canyon Locations Using Scintillometers and Eddy Covariance Techniques, *Geographica Helvetica*, Fifth International Conference on Urban Climate, Lodz, 2003

Setton O. G., *Mikrometeorologija, Gidrometeorologičeskoje izdatělstvo, Leningrad, 1958*

Shannon H. D. a kol., Measurements of Thermal Updraft Intensity Over Complex Terrain Using White American Pelicans and Simple Boundary Layer Model, Department of Meteorology, The Pennsylvania State University, 2001

Sněhota M., Šanda M., *Hydropedologie, přednáška, katedra meliorací a krajinného inženýrství Fakulty stavební ČVUT*

Stage S. A., Weller R. A., The Frontal Air-Sea Interaction Experiment; část II: experimental plan; *Bulletin of American Meteorological Society*, 67, str. 16–20; 1976

Stull R. B., *An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 1988, reprinted 2003*

Sulan J., Pešice P., Staša P., Výpočet konvektivní dostupné potenciální energie CAPE a možnosti jejího využití v provozu ČHMÚ, *Meteorologické zprávy č. 3/2004, ČHMÚ, 2004*

Sýkora R., Úvod do vlhkosti plynů, bulletin firmy Comet System s.r.o., 2006

Young G. S., Turbulence Structure of the Convective Boundary Layer. Part II: Phoenix 78 Aircraft Observations of Thermals and Their Environment, Department of Meteorology, The Pennsylvania State University, 1987

Zverev A.S., *Synoptická meteorológia, Alfa Bratislava, 1986*

PŘÍLOHY

PŘÍLOHY

VYHODNOCENÍ JEDNOTLIVÝCH LETOVÝCH DNÍ

Vysvětlivky

wnahoru prům wnahoru max rozptyl, směrodatná odchylka, průměrná odchylka	průměrná rychlost stoupání vzduchu v termice ze všech letů daného dne maximální dosažená rychlost stoupání vzduchu v termice ze všech letů daného dne statistika ze souboru všech naměřených dat z daného letového dne (stoupání vzduchu)
wdolů prům wdolů max rozptyl, směrodatná odchylka, průměrná odchylka	průměrná rychlost klesání vzduchu ze všech letů daného dne maximální rychlost klesání vzduchu zjištěná ze všech letů daného dne statistika ze souboru všech naměřených dat z daného letového dne (klesání vzduchu)
Teplota u země	teplota vzduchu ve 2 m nad zemí na meteorologické stanici 11520 Praha-Libuš ve 12 hodin UTC daného dne
CAPE	hodnota dostupné energie konvekce, vypočtená z aerologických dat sondáže ze stanice 11520 Praha-Libuš ve 12 hodin UTC daného dne
Hladina nulového vztlaku	hodnota vypočtená z aerologických dat sondáže ze stanice 11520 Praha-Libuš ve 12 hodin UTC daného dne
CAPE / wstoupání prům průměrná tloušťka vrstvičky $z_{\text{vrstvička}}$	podíl těchto dvou hodnot (analogicky též další podíly hodnot v tabulce)
průměrná energie vrstvičky CAPE $z_{\text{vrstvička}}$	průměrný rozestup dvou výškových hladin, ve kterých provedla aerologická sonda záznam hodnot díleč dostupná energie konvekce, připadající na jednu průměrnou vrstvičku
max. dosažená výška průměrná výška letu nejčastější výška letu	maximální dosažená výška ze všech letů kluzáků v daném dni průměrná výška, vypočtená ze všech letů kluzáků v daném dni výška, vypočtená ze všech letů kluzáků v daném dni, v níž se kluzáky nejčastěji při přeletu vyskytovaly
nejčastější wstoupání nejčastější wklesání teoretická w_{max}	nejčastější rychlost stoupání vzduchu, zjištěná ze všech letů kluzáků v daném dni nejčastější rychlost klesání vzduchu, zjištěná ze všech letů kluzáků v daném dni maximální rychlost stoupání vzduchu, vypočtená podle vztahu 29 na straně 89
teoretická výška KKH	výška konvektivní kondenzační hladiny, vypočtená podle vztahu 39 na str. 97 pro stanici 11520 Praha-Libuš
skutečná výška KKH Průměrný rozdíl $T_p - T_e$	výška konvektivní kondenzační hladiny, změřená na stanici 11518 Praha-Ruzyně průměrný rozdíl mezi suchoadiabatickou teplotou, vycházející z přízemní teploty na aerologickém diagramu, a teplotou okolního ovzduší, danou křivkou zvrstvení ze sondáže na stanici 11520 Praha-Libuš ve 12 hodin UTC daného dne
maximální rozdíl $T_p - T_e$ nejčastější rozdíl $T_p - T_e$	analogicky k předchozí vysvětlivce, maximální zjištěný rozdíl analogicky k předchozí vysvětlivce, nejčastější zjištěný rozdíl

Grafy na pravých stranách zobrazují četnosti vertikálních rychlostí, zjištěné ze všech letů v daném dni. Zjištěné hodnoty jsou proloženy polynomem 2. stupně a tato funkce je zobrazena plnou čarou v grafu. Vyjadřuje závislost vertikální rychlosti na výšce. Rovnice této závislosti je uvedena v grafu. Levý graf zobrazuje klesání vzduchu, pravý graf pak stoupání vzduchu. Vodorovné osy grafů zobrazují vertikální rychlost v m/s, svislé osy grafů zobrazují nadmořskou výšku v m.

Přízemní synoptická mapa na levých stranách je přejata z archivu [B17].

Družicové snímky na pravých stranách laskavě poskytl družicové oddělení ČHMÚ v Praze-Libuši. Snímky jsou ve viditelném oboru spektra, slouží k posouzení pokrytí a rozvoje kupovité oblačnosti v době sondáže.

Poznámka

Je potřeba upozornit na to, že výpočty byly zjišťovány ze sondáže stanice 11520 Praha-Libuš, zatímco měření výšky oblačnosti z pozorování na stanici 11518 Praha-Ruzyně. Rozdíly nejsou podstatné a mohou se lišit pouze o rozdíl nadmořských výšek obou stanic.

Dále je potřeba upozornit na to, že všechny vertikální rychlosti se týkají **pohybu vzduchu**, nikoliv **pohybu kluzáků**. Všechna naměřená data z GPS umístěných na kluzácích, byla opravena o jednotnou hodnotu 1,3 m/s, tj. o průměrnou hodnotu klesavosti těchto kluzáků. Je-li vertikální rychlost kluzáku -1,3 m/s, pak vertikální rychlost vzduchu je 0 m/s. Jestliže se kluzák udržuje dlouhodobě ve vzduchu a letí na přeletu, musí vzduch v prostoru, v němž se kluzák pohybuje, stoupat rychlostí alespoň 1,3 m/s.

31.3.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	11,3
<i>rozptyl</i>	2,2
<i>směrodatná odchylka</i>	1,48
<i>průměrná odchylka</i>	1,12

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-8,9
<i>rozptyl</i>	0,78
<i>směrodatná odchylka</i>	0,88
<i>průměrná odchylka</i>	0,65

Aerologická sondáž

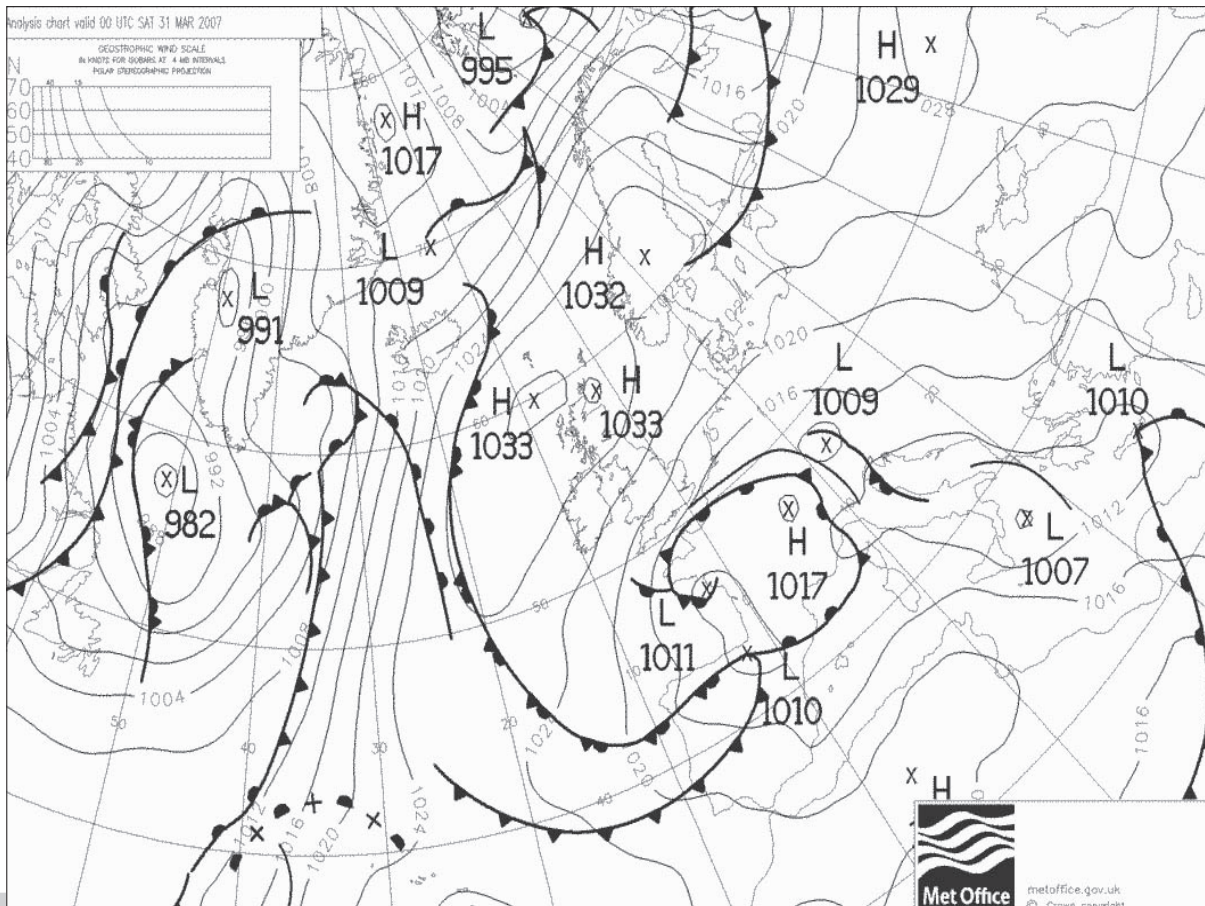
<i>Teplota u země (°C)</i>	13,3
<i>CAPE (J/kg)</i>	35,41
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1850
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	16,86
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-32,19
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,52
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	28
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	0,6
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	3,5

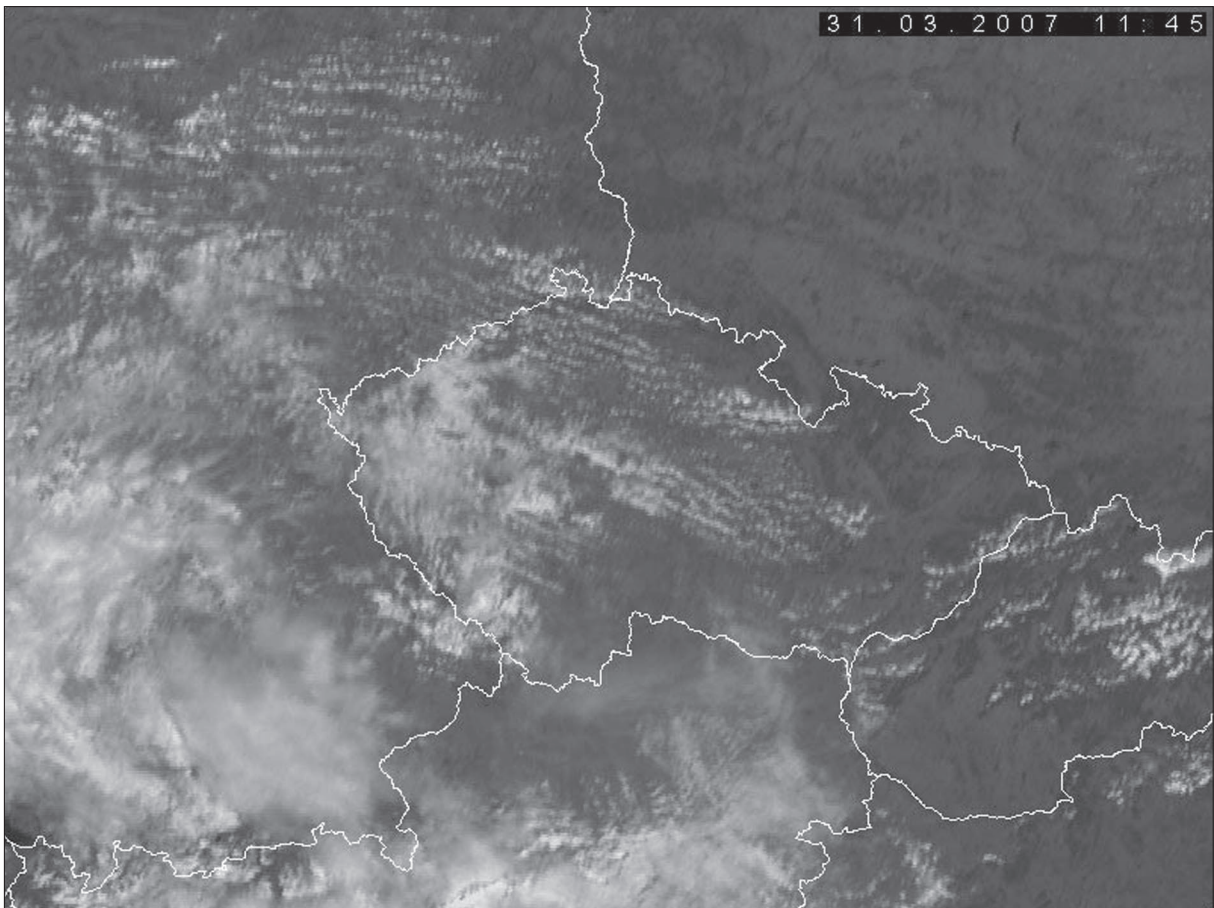
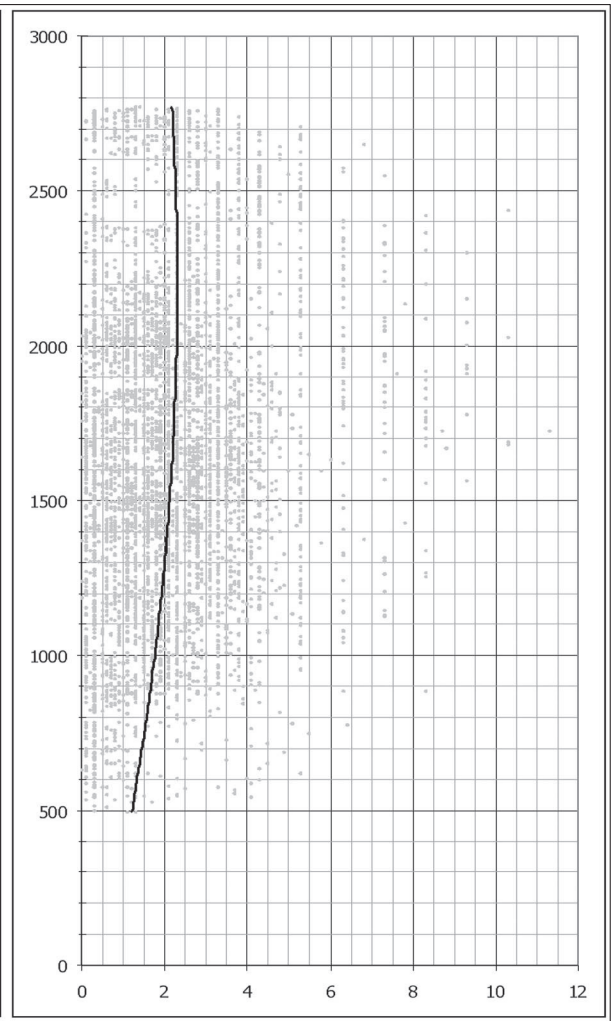
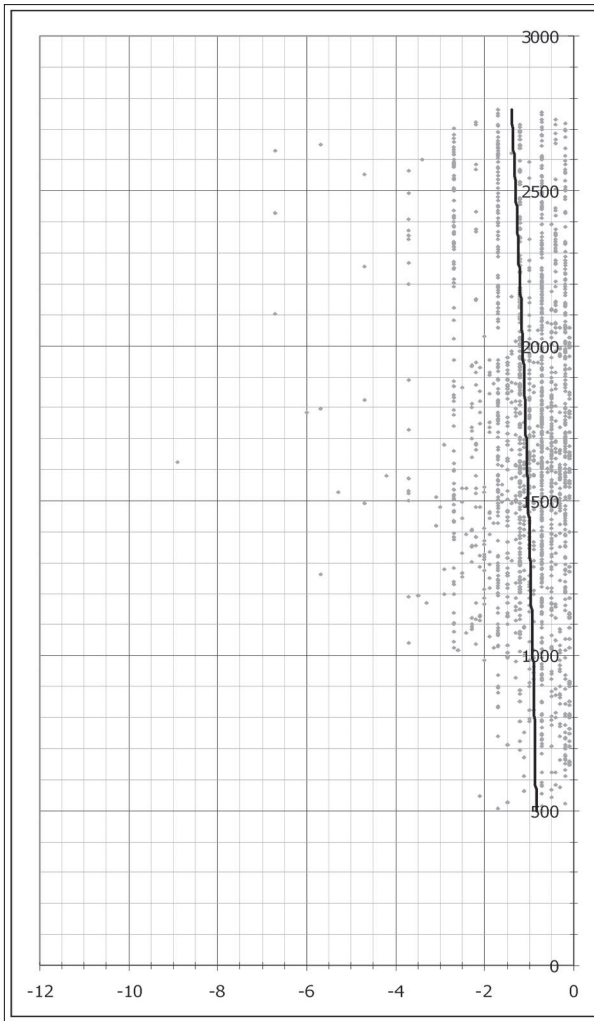
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2769
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1647
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	620
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	4,2

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1401	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1300	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	0,6	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	0,9	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	0,8	





1.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	6,6
rozptyl	1,49
směrodatná odchylka	1,22
průměrná odchylka	0,99

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-4,5
rozptyl	0,33
směrodatná odchylka	0,57
průměrná odchylka	0,45

Aerologická sondáž

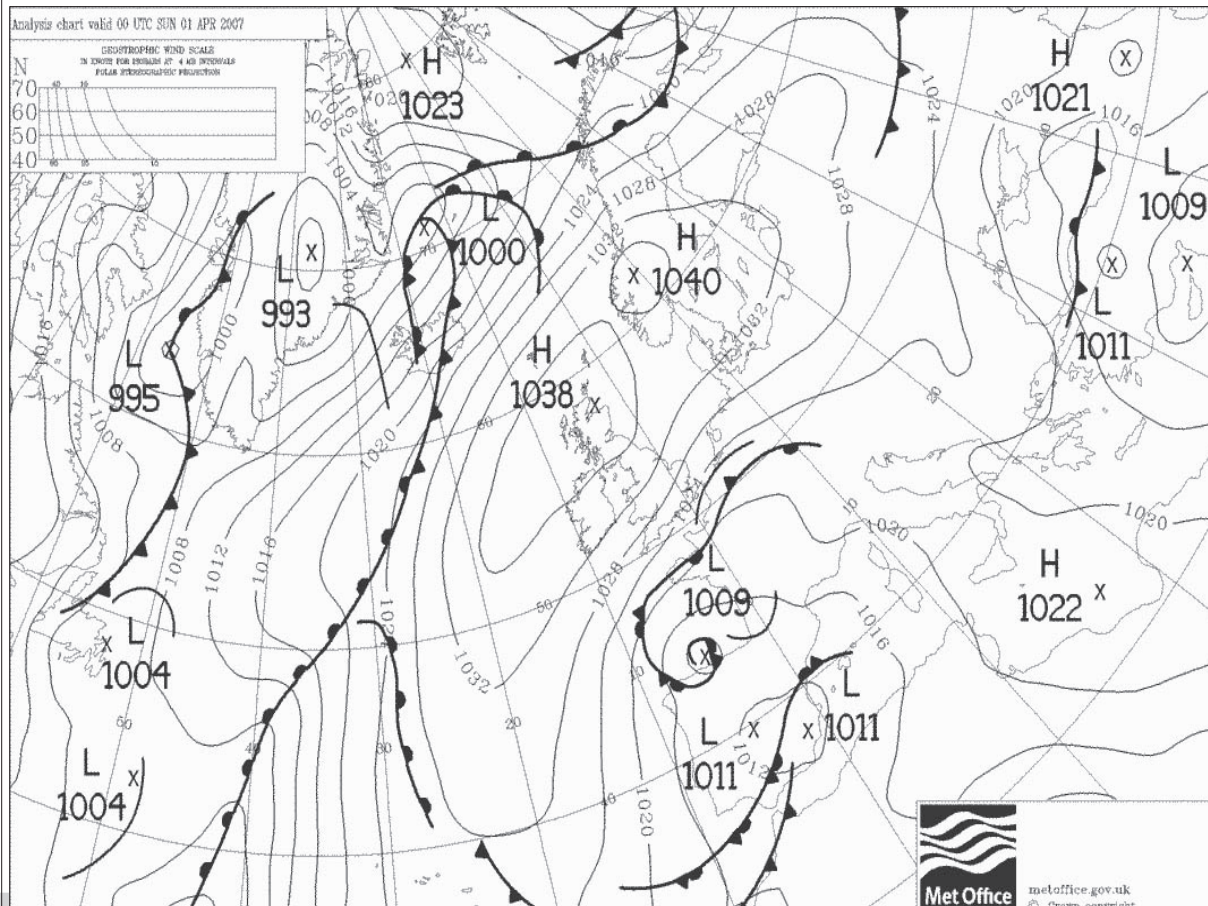
Teplota u země (°C)	14,6
CAPE (J/kg)	40,05
Hladina nulového vztlaku (m)	1400
CAPE/wstoupání průměrné	20,03
CAPE/wklesání průměrné	-50,06
wklesání/wstoupání	-0,4
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	29
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,1
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,82

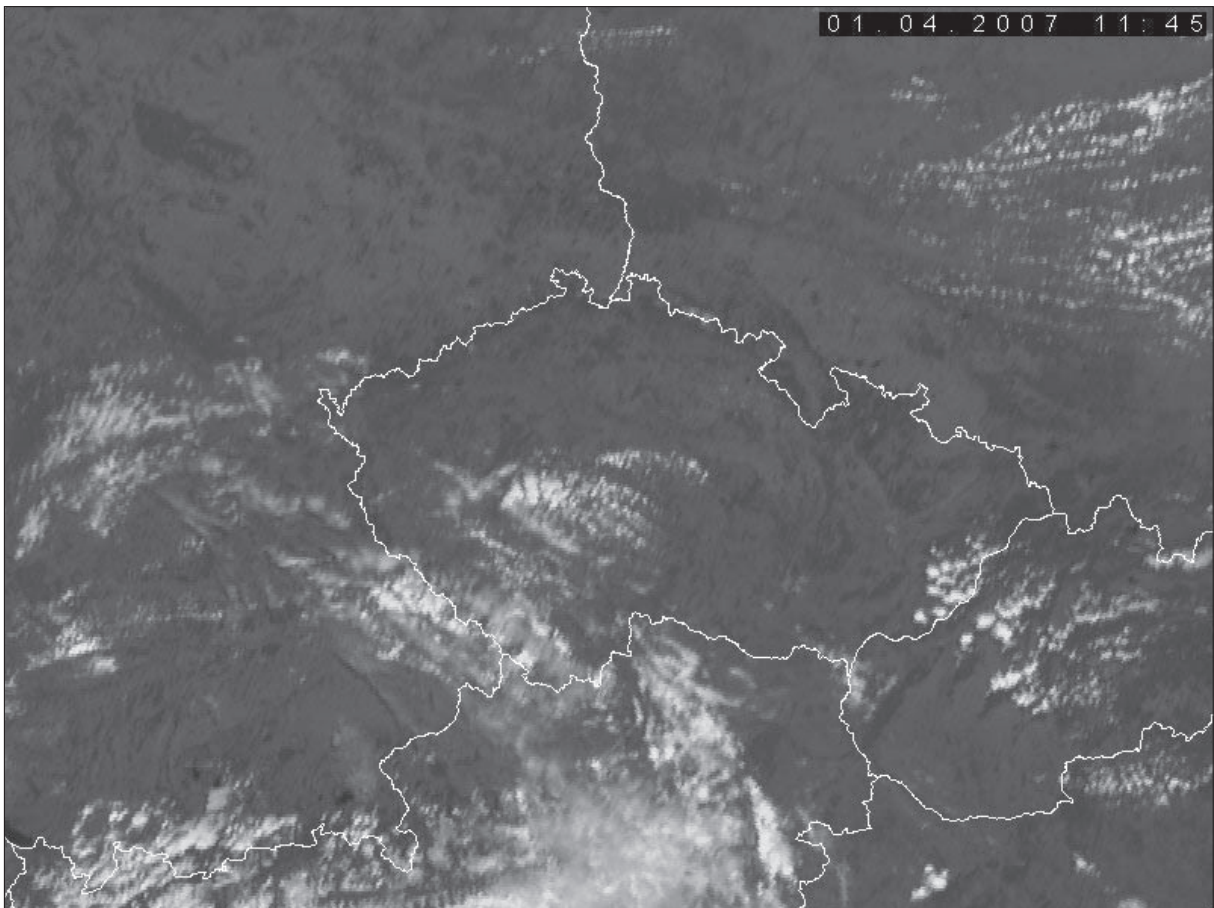
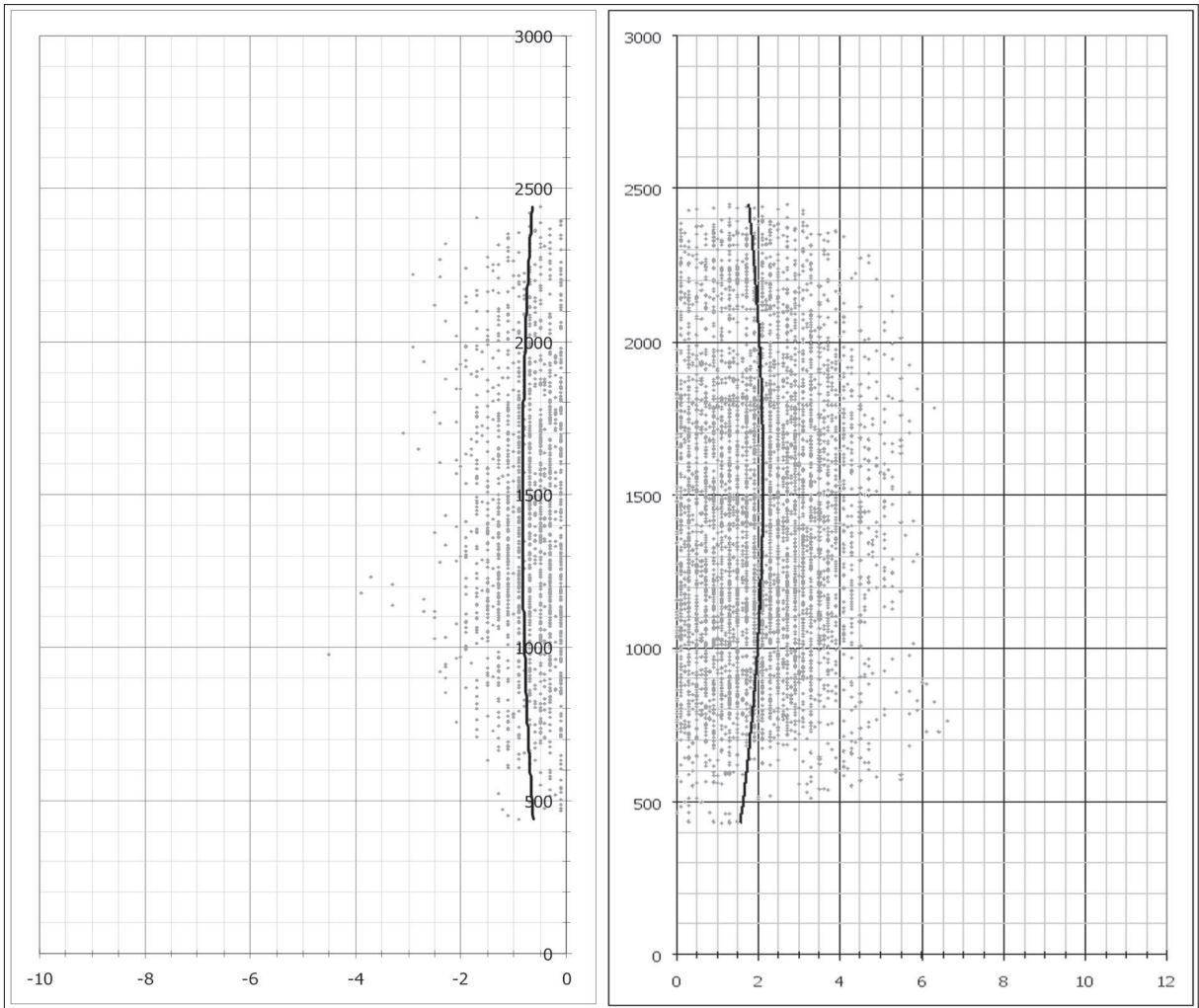
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2449
průměrná výška letu (m)	1432
nejčtetnější výška letu (m)	1813
nejčtetnější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,1
teoretická wmax (m/s)	4,4

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1752	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1	
maximální rozdíl Tp-Te	1,3	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	1,2	





2.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	8,8
rozptyl	1,71
směrodatná odchylka	1,31
průměrná odchylka	1,05

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-6,2
rozptyl	0,66
směrodatná odchylka	0,81
průměrná odchylka	0,65

Aerologická sondáž

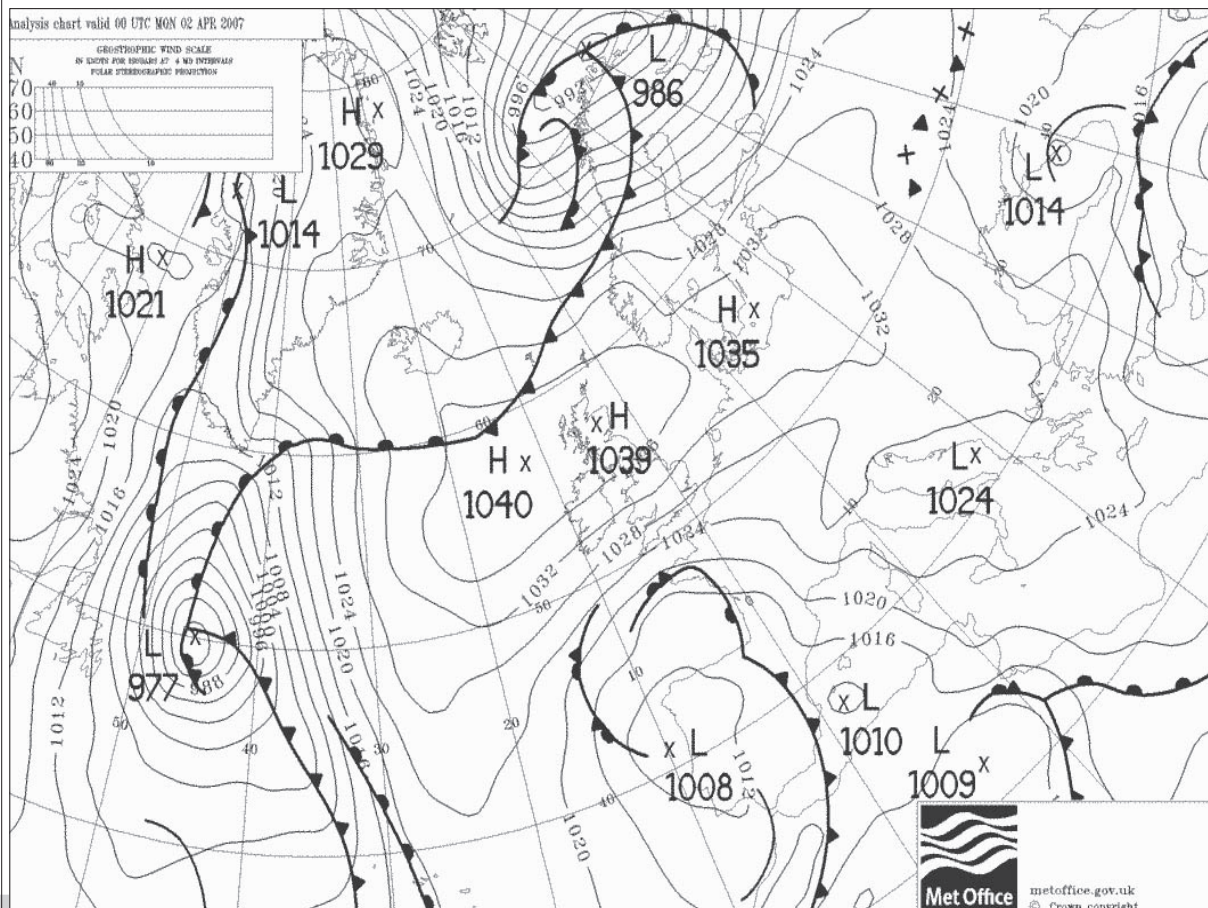
Teplota u země (°C)	16,9
CAPE (J/kg)	114,58
Hladina nulového vztlaku (m)	2750
CAPE/wstoupání průměrné	57,29
CAPE/wklesání průměrné	-114,58
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	25
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,2
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,67

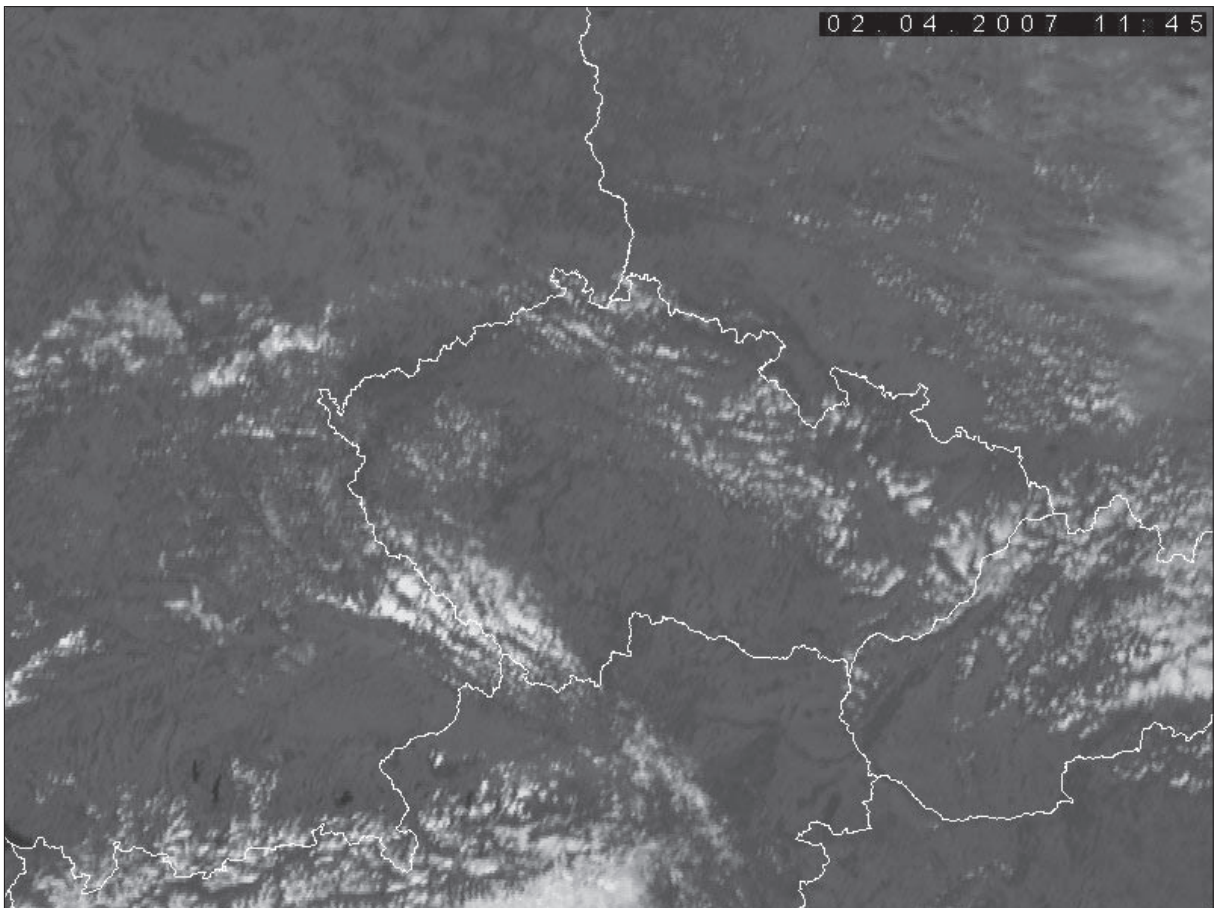
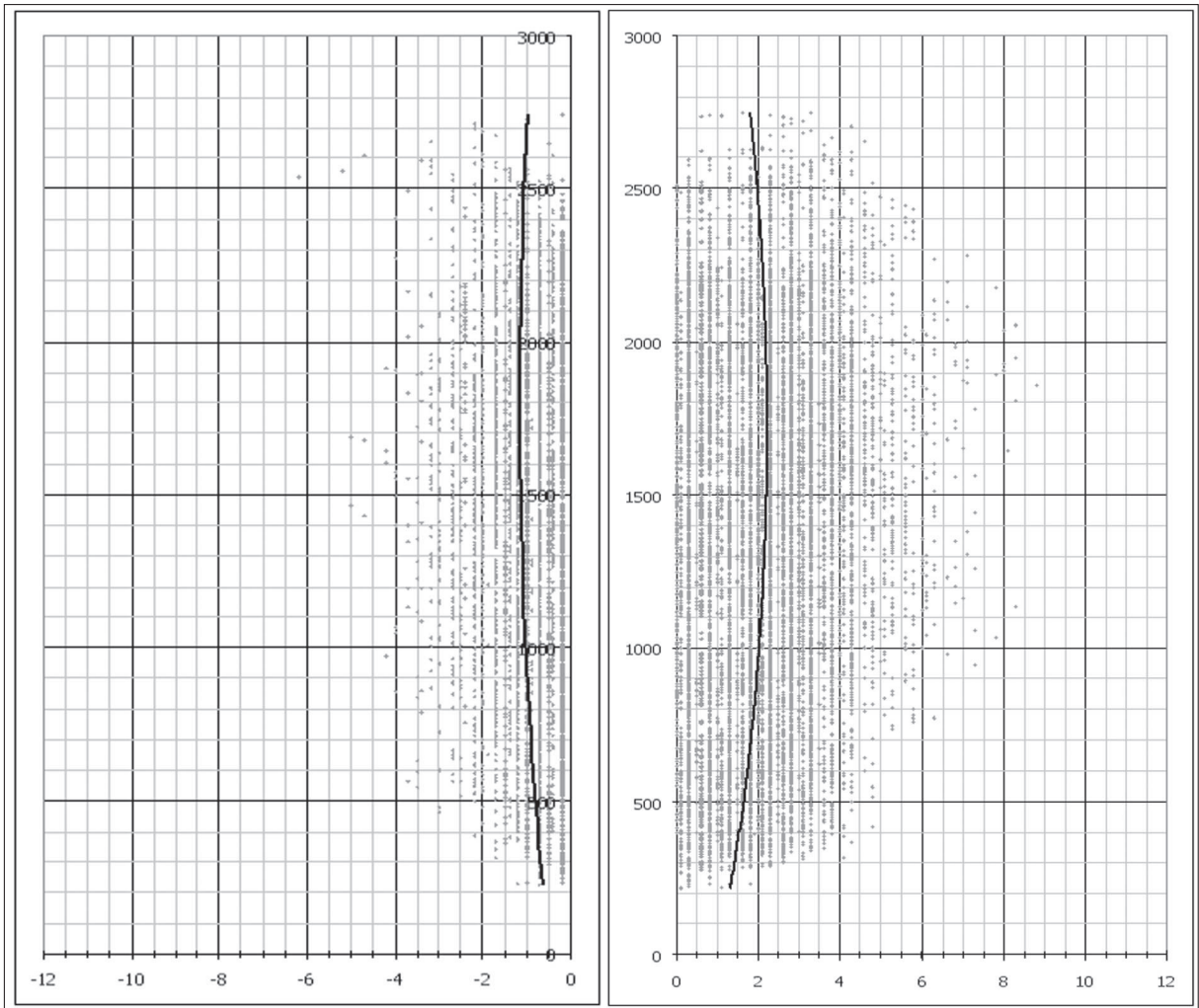
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2747
průměrná výška letu (m)	1350
nejčtenější výška letu (m)	985
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,2
teoretická wmax (m/s)	7,5

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2715	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	2000	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,4	
maximální rozdíl Tp-Te	1,7	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,6	





14.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	8,3
rozptyl	1,26
směrodatná odchyłka	1,12
průměrná odchyłka	0,9

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-4,5
rozptyl	0,5
směrodatná odchyłka	0,71
průměrná odchyłka	0,57

Aerologická sondáž

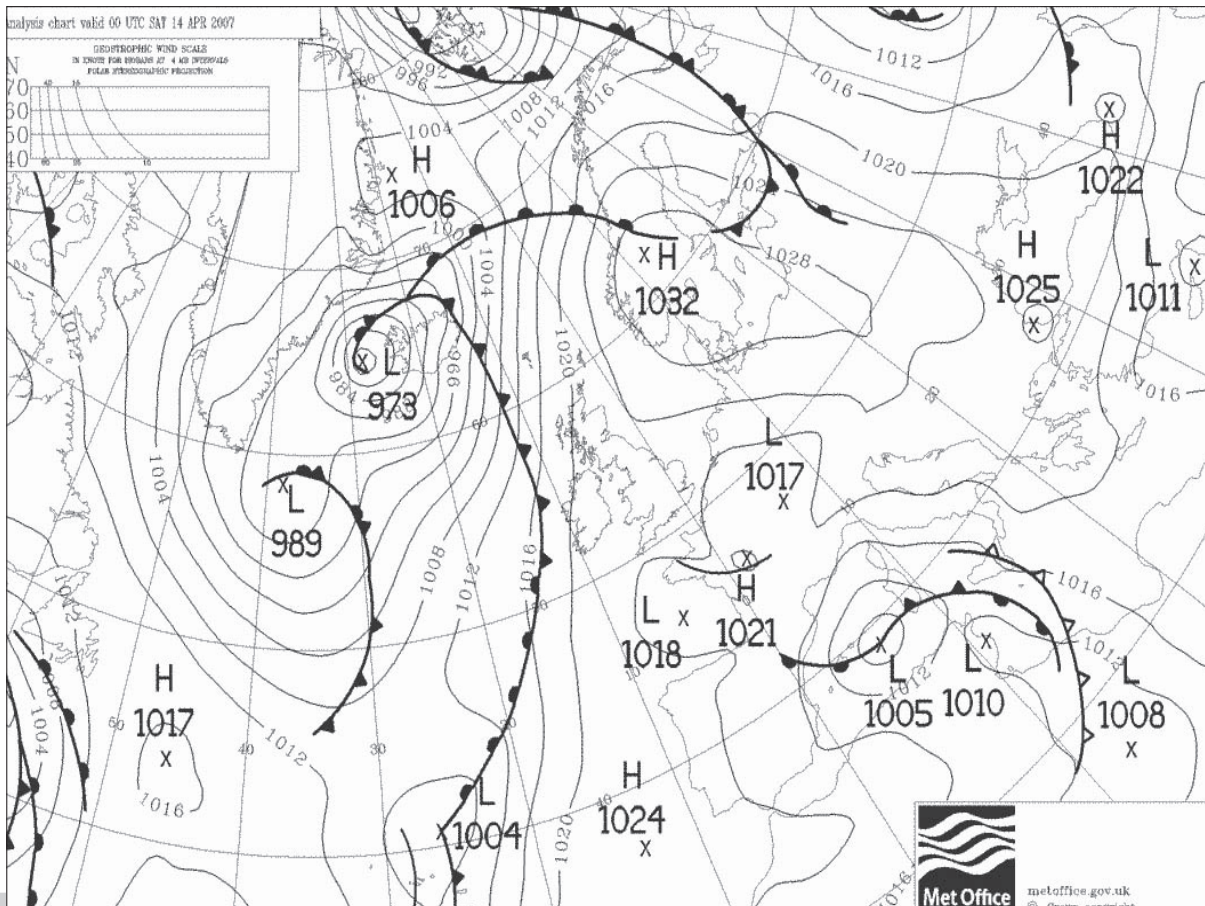
Teplota u země (°C)	22,1
CAPE (J/kg)	49,48
Hladina nulového vztlaku (m)	1560
CAPE/wstoupání průměrné	24,74
CAPE/wklesání průměrné	-49,48
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	27
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,1
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,82

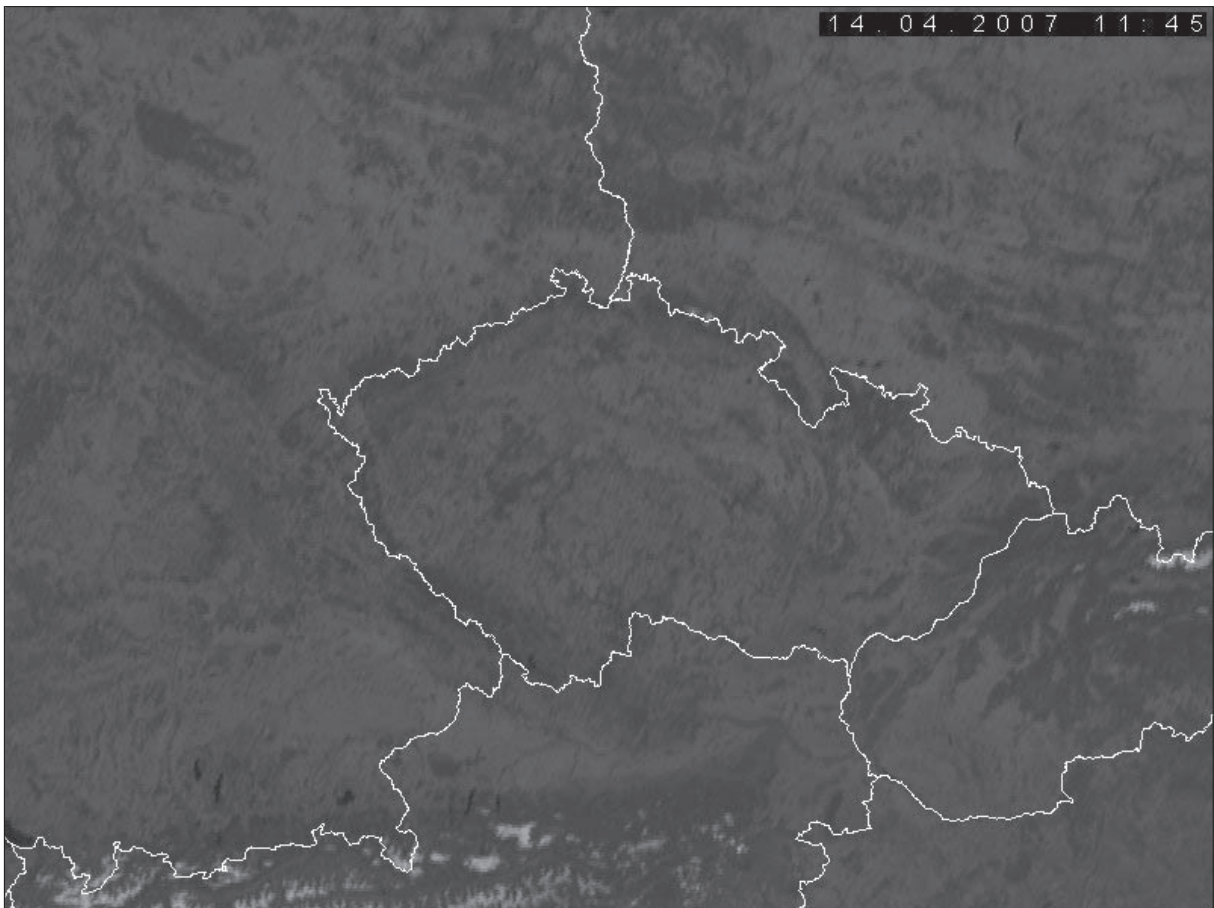
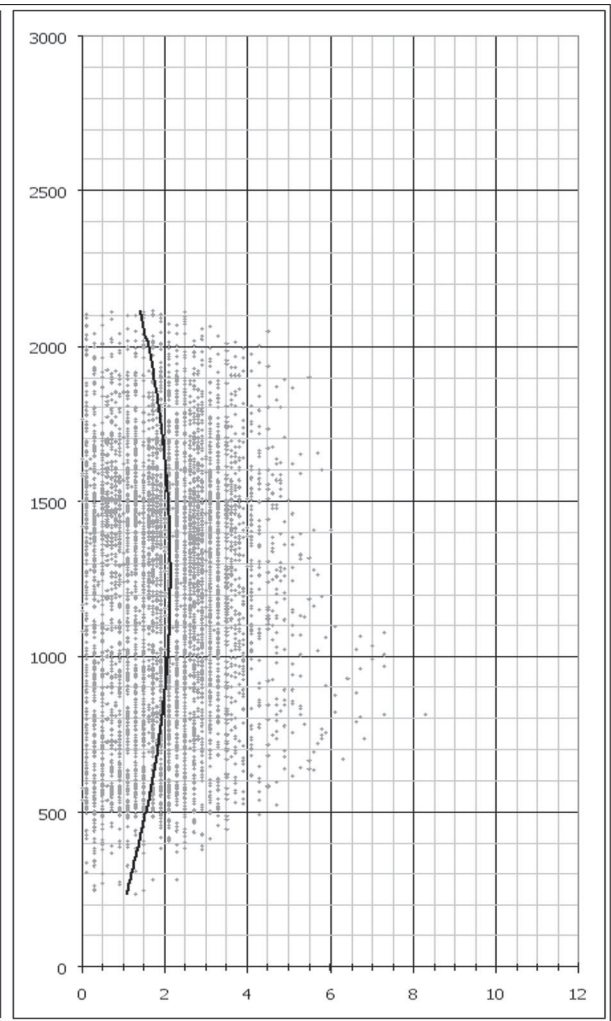
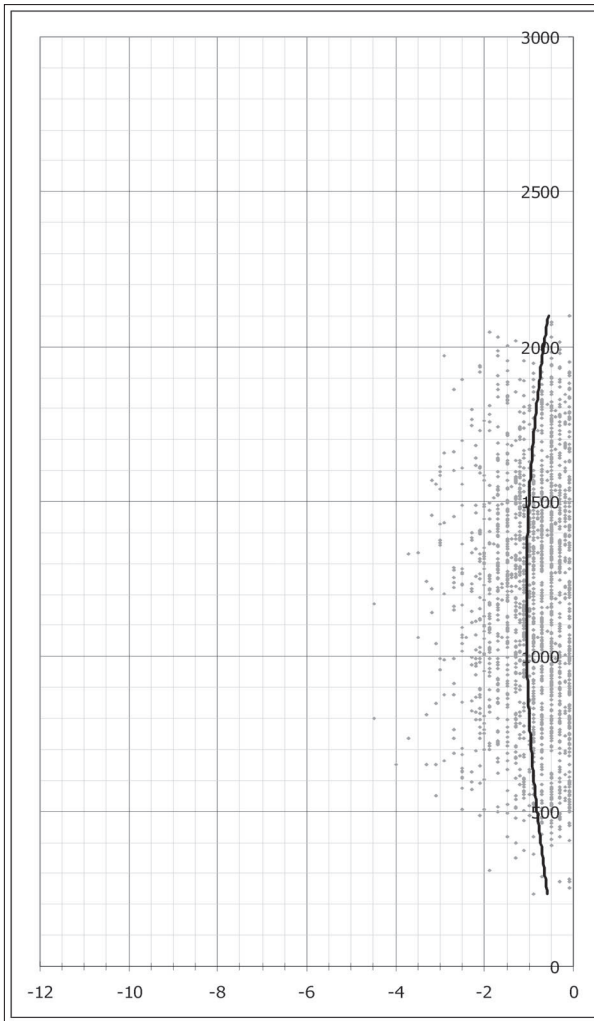
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2114
průměrná výška letu (m)	1178
nejčtenější výška letu (m)	515
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	4,9

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2217	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	0	0/8
průměrný rozdíl Tp-Te	1,1	
maximální rozdíl Tp-Te	1,5	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1	





17.4.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,8
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,3
<i>rozptyl</i>	1,39
<i>směrodatná odchylka</i>	1,18
<i>průměrná odchylka</i>	0,97

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-8,5
<i>rozptyl</i>	0,58
<i>směrodatná odchylka</i>	0,76
<i>průměrná odchylka</i>	0,55

Aerologická sondáž

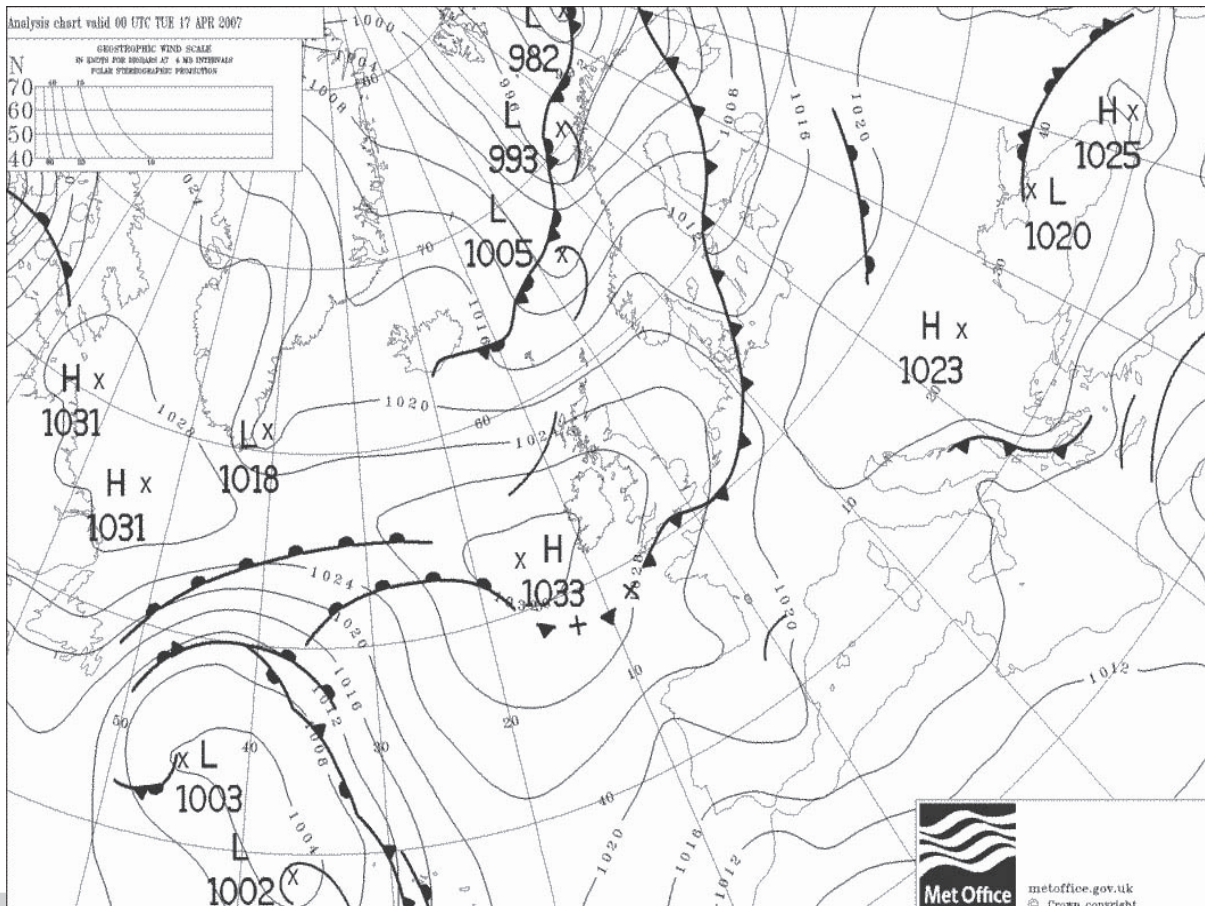
<i>Teplota u země (°C)</i>	23,1
<i>CAPE (J/kg)</i>	91,15
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2160
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	50,64
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-91,15
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,56
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,5
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,2

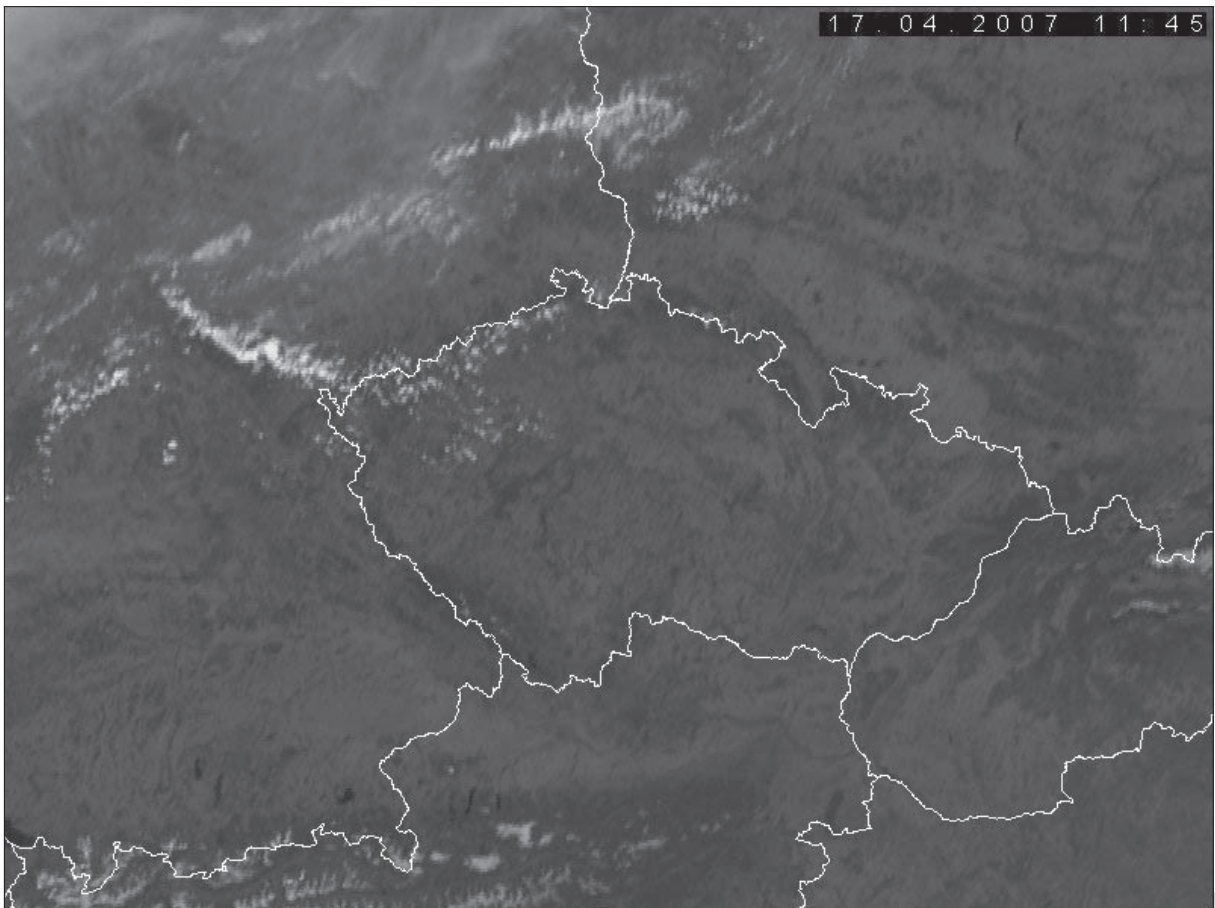
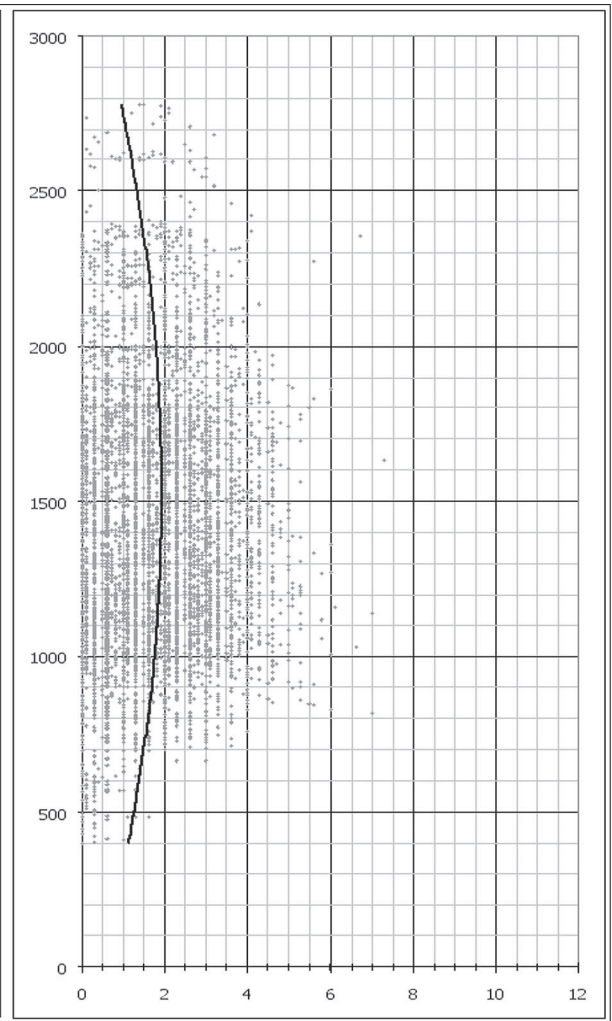
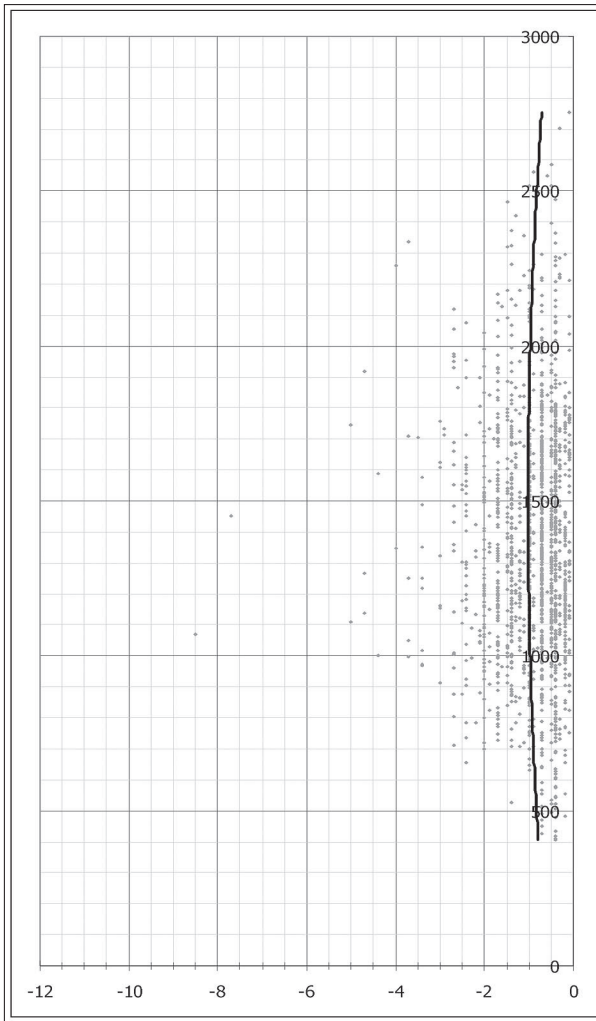
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2780
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1421
<i>nejčtetnější výška letu (m)</i>	1134
<i>nejčtetnější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtetnější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2420	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	2400	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,4	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>nejčtetnější rozdíl Tp-Te</i>	1,7	





19.4.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,3
<i>rozptyl</i>	1,67
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,29
<i>průměrná odchyłka</i>	1,06

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-5,5
<i>rozptyl</i>	0,59
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,77
<i>průměrná odchyłka</i>	0,6

Aerologická sondáž

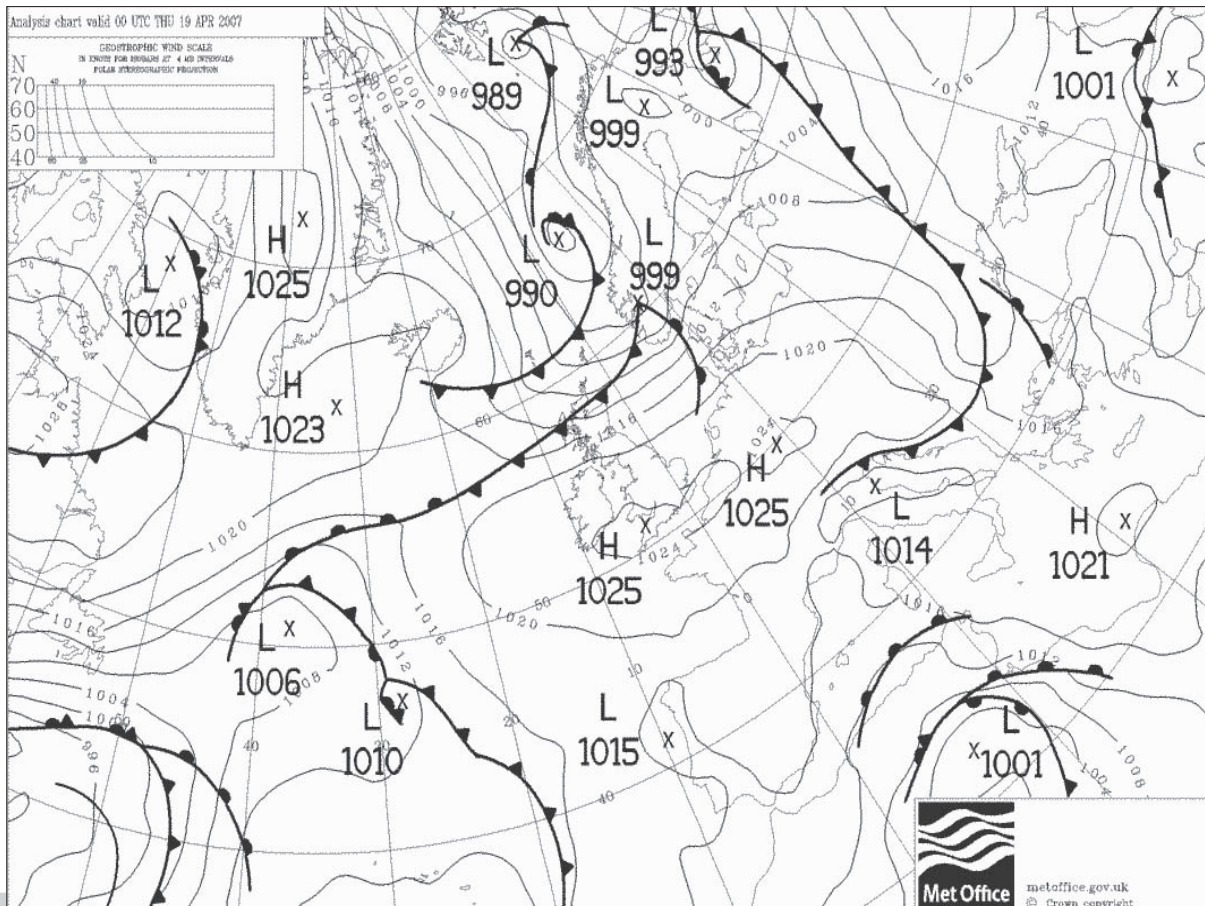
<i>Teplota u země (°C)</i>	13,9
<i>CAPE (J/kg)</i>	131,53
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1950
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	65,77
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-119,57
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,55
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	35
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2,8
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	0,71

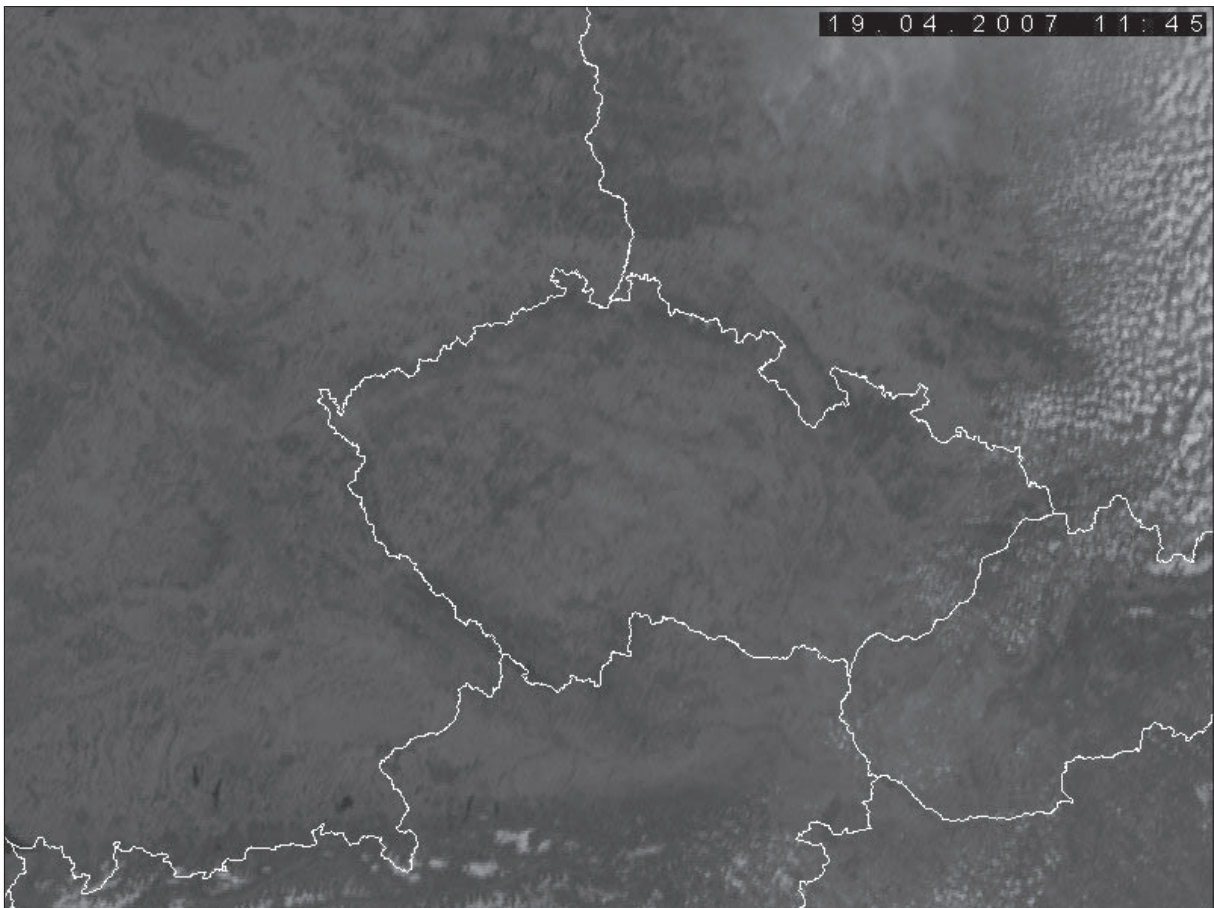
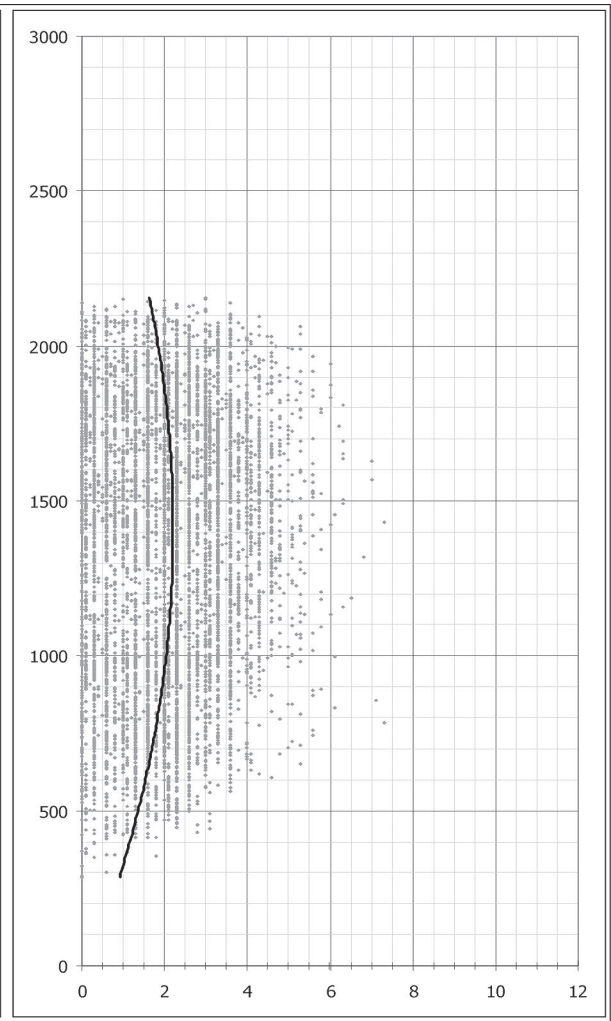
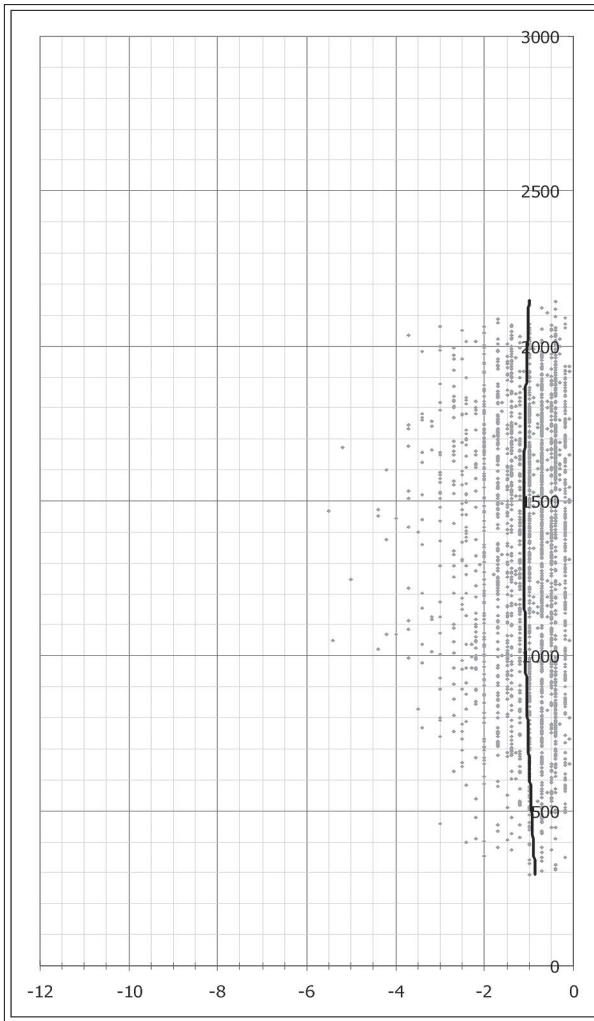
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2155
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1360
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1793
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,6
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	8

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1904	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	0	0/8
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	2,2	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,5	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,5	





22.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	9,8
rozptyl	1,45
směrodatná odchyłka	1,2
průměrná odchyłka	0,99

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-9,7
rozptyl	0,56
směrodatná odchyłka	0,75
průměrná odchyłka	0,51

Aerologická sondáž

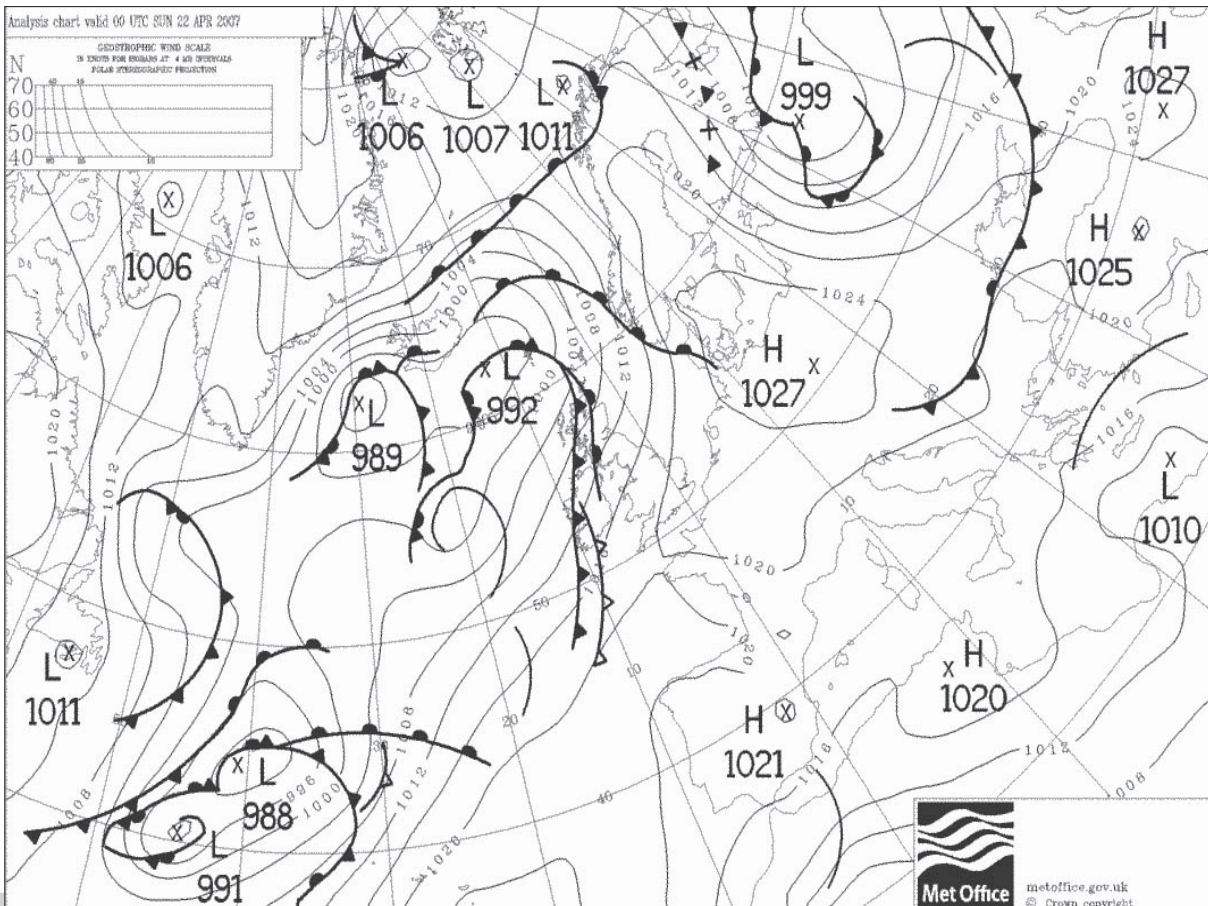
Teplota u země (°C)	15,9
CAPE (J/kg)	99,11
Hladina nulového vztlaku (m)	1690
CAPE/wstoupání průměrné	49,56
CAPE/wklesání průměrné	-110,12
wklesání/wstoupání	-0,45
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	33
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2,4
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	0,83

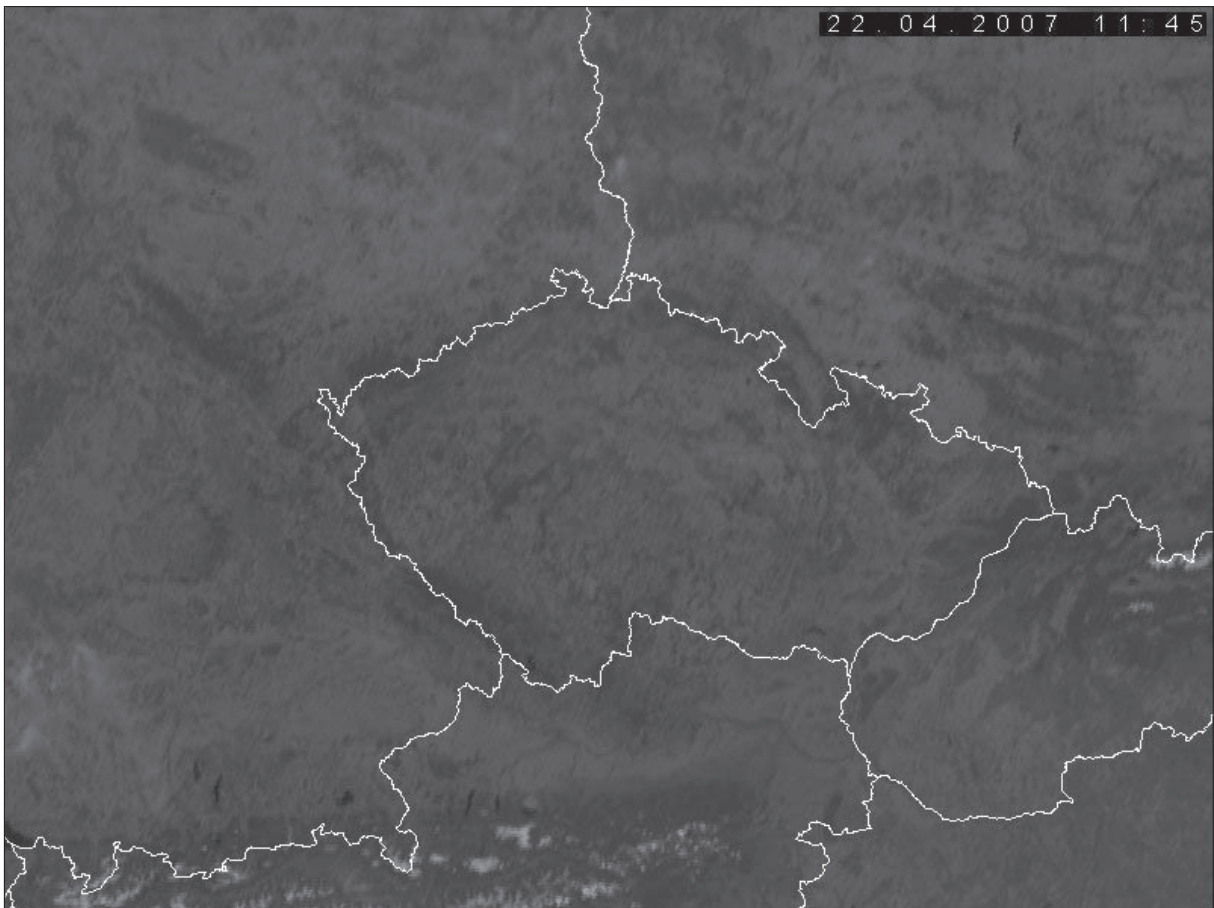
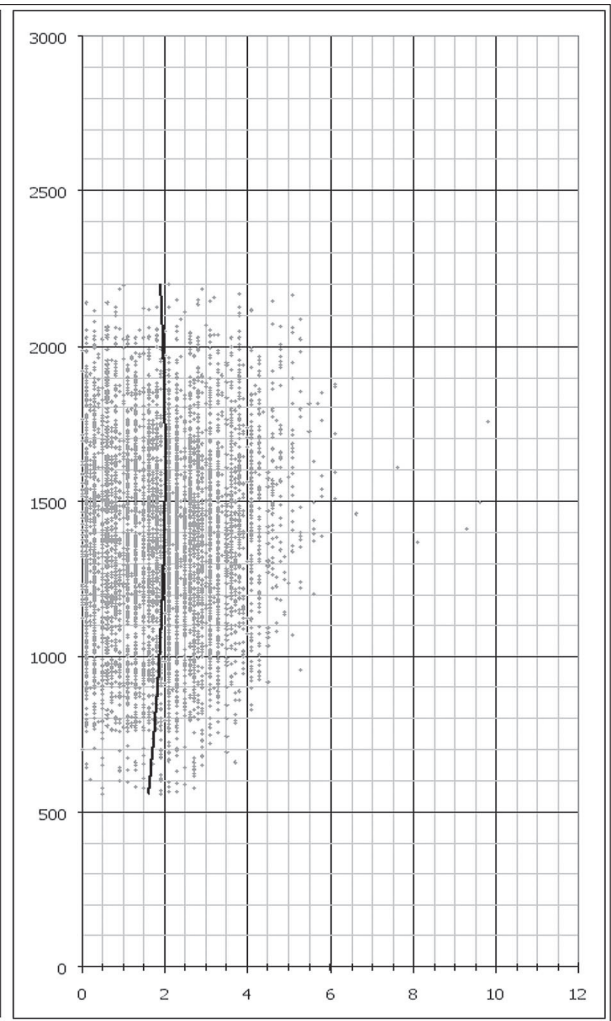
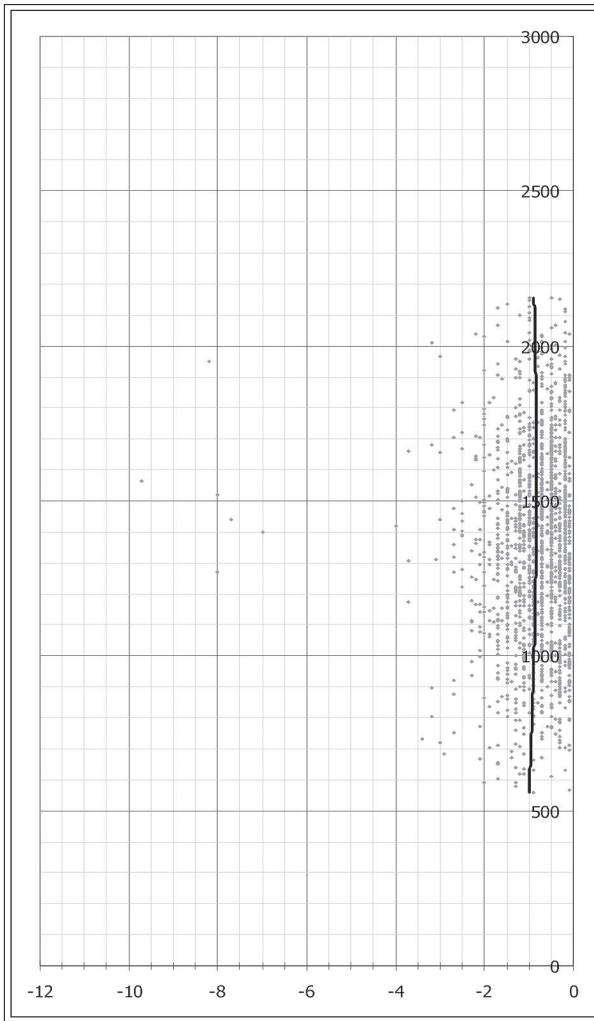
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2201
průměrná výška letu (m)	1379
nejčtenější výška letu (m)	1790
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2003	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	0	0/8
průměrný rozdíl Tp-Te	2	
maximální rozdíl Tp-Te	2,2	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2	





25.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	7,4
rozptyl	1,64
směrodatná odchylka	1,28
průměrná odchylka	1,05

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-4
rozptyl	0,37
směrodatná odchylka	0,61
průměrná odchylka	0,48

Aerologická sondáž

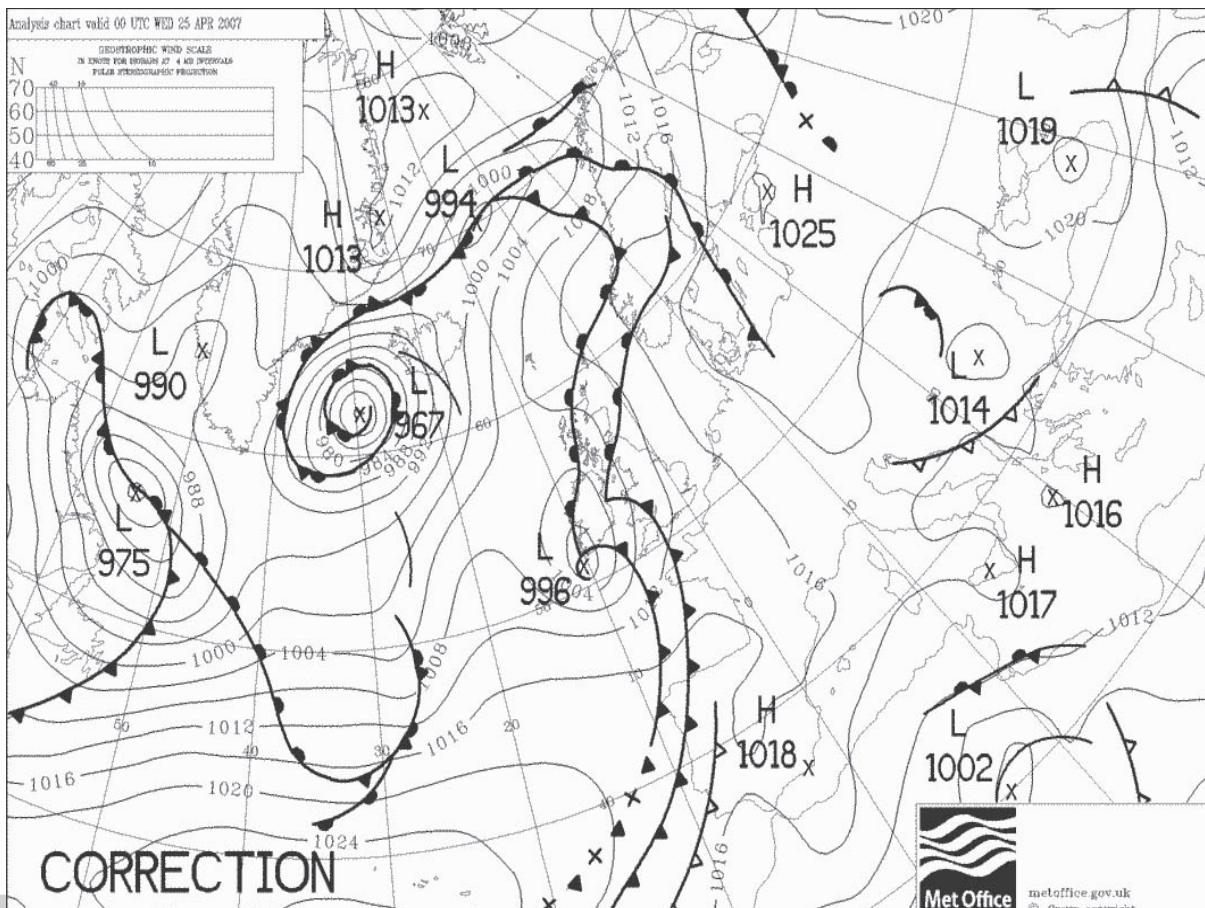
Teplota u země (°C)	20,7
CAPE (J/kg)	99,03
Hladina nulového vztlaku (m)	2170
CAPE/wstoupání průměrné	49,52
CAPE/wklesání průměrné	-99,03
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	31
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,7
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,18

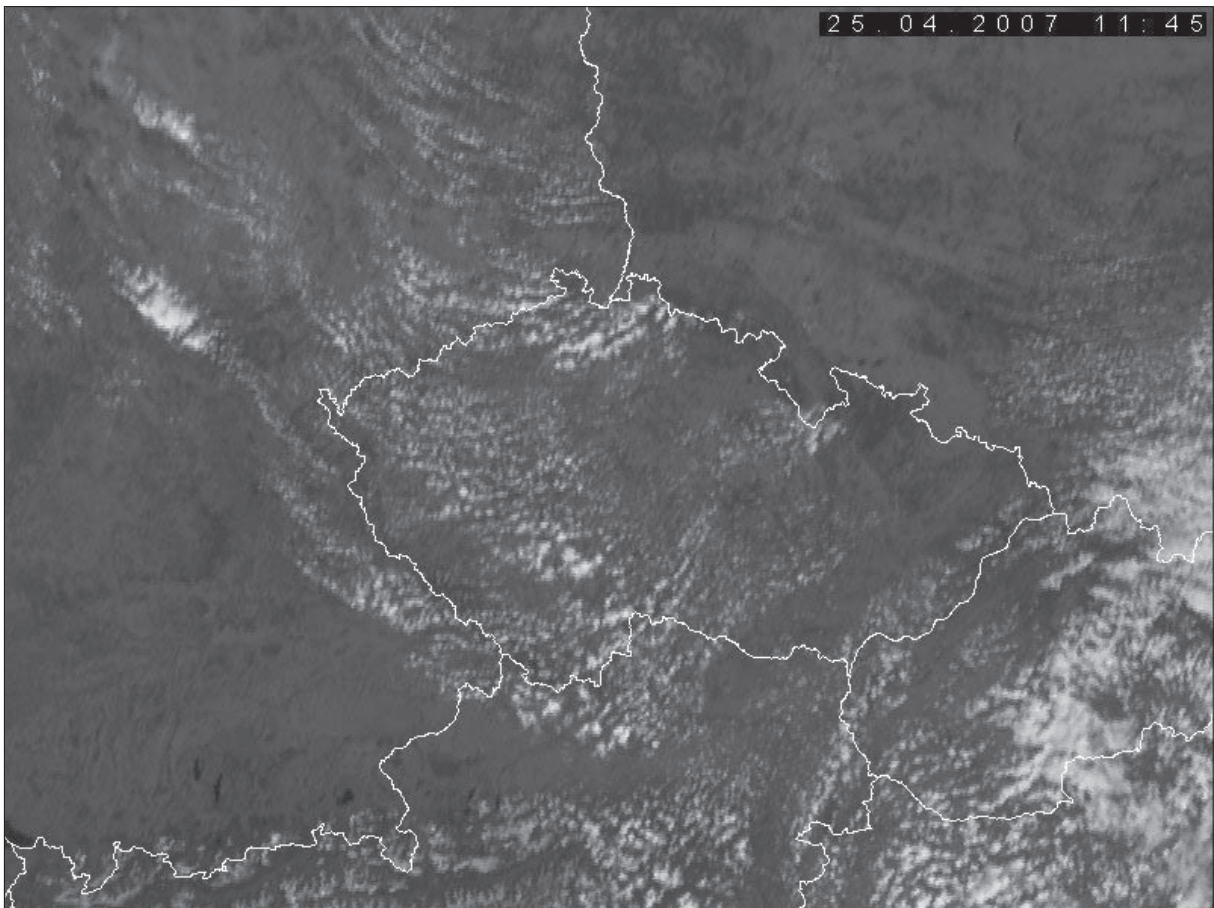
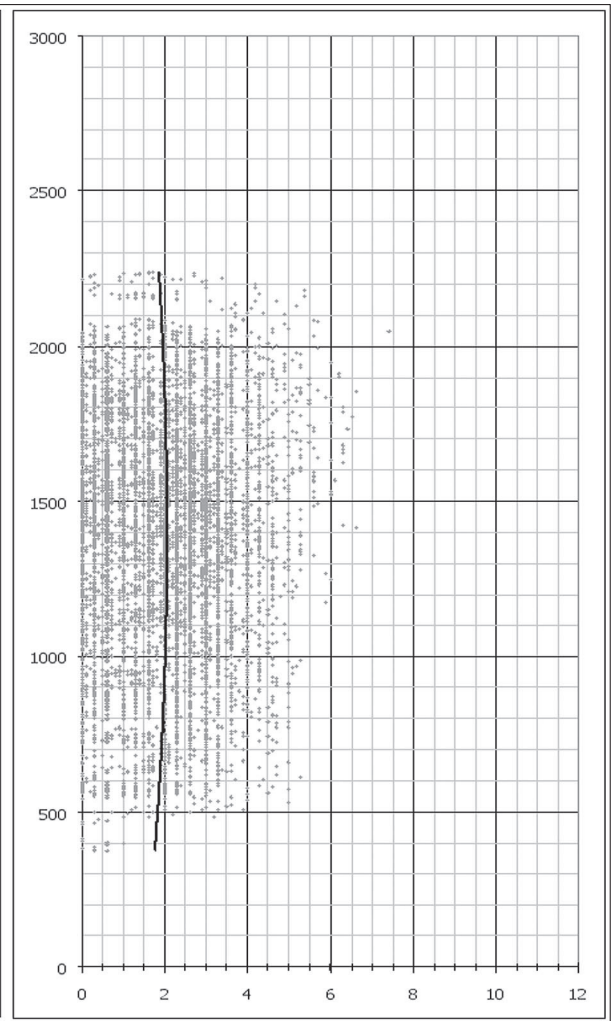
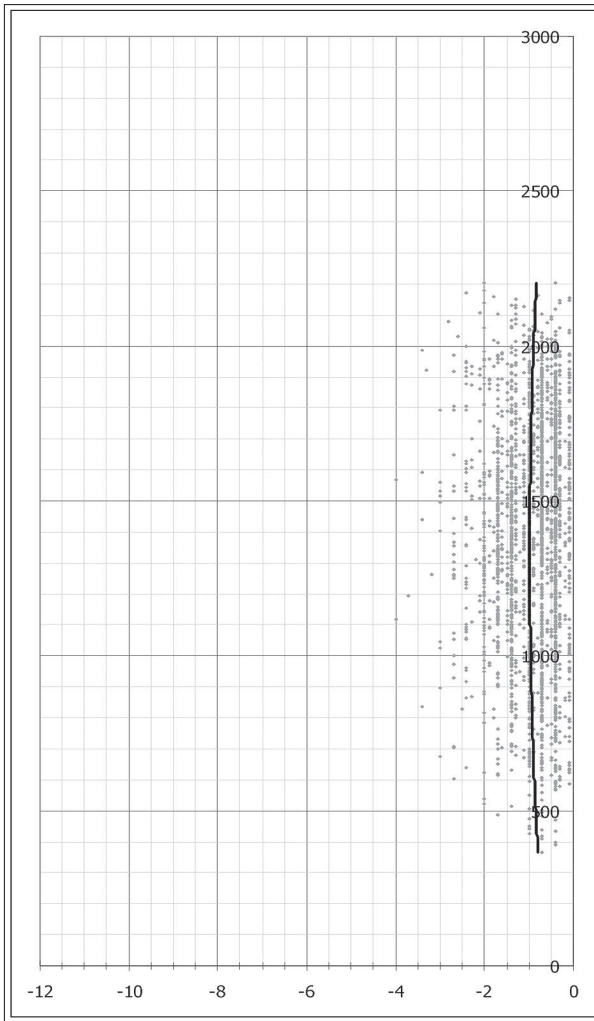
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2238
průměrná výška letu (m)	1397
nejčtetnější výška letu (m)	1370
nejčtetnější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1543	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1300	4/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,5	
maximální rozdíl Tp-Te	2,1	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	2	





27.4.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	9,3
rozptyl	2,14
směrodatná odchylka	1,46
průměrná odchylka	1,2

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-6,7
rozptyl	0,6
směrodatná odchylka	0,78
průměrná odchylka	0,59

Aerologická sondáž

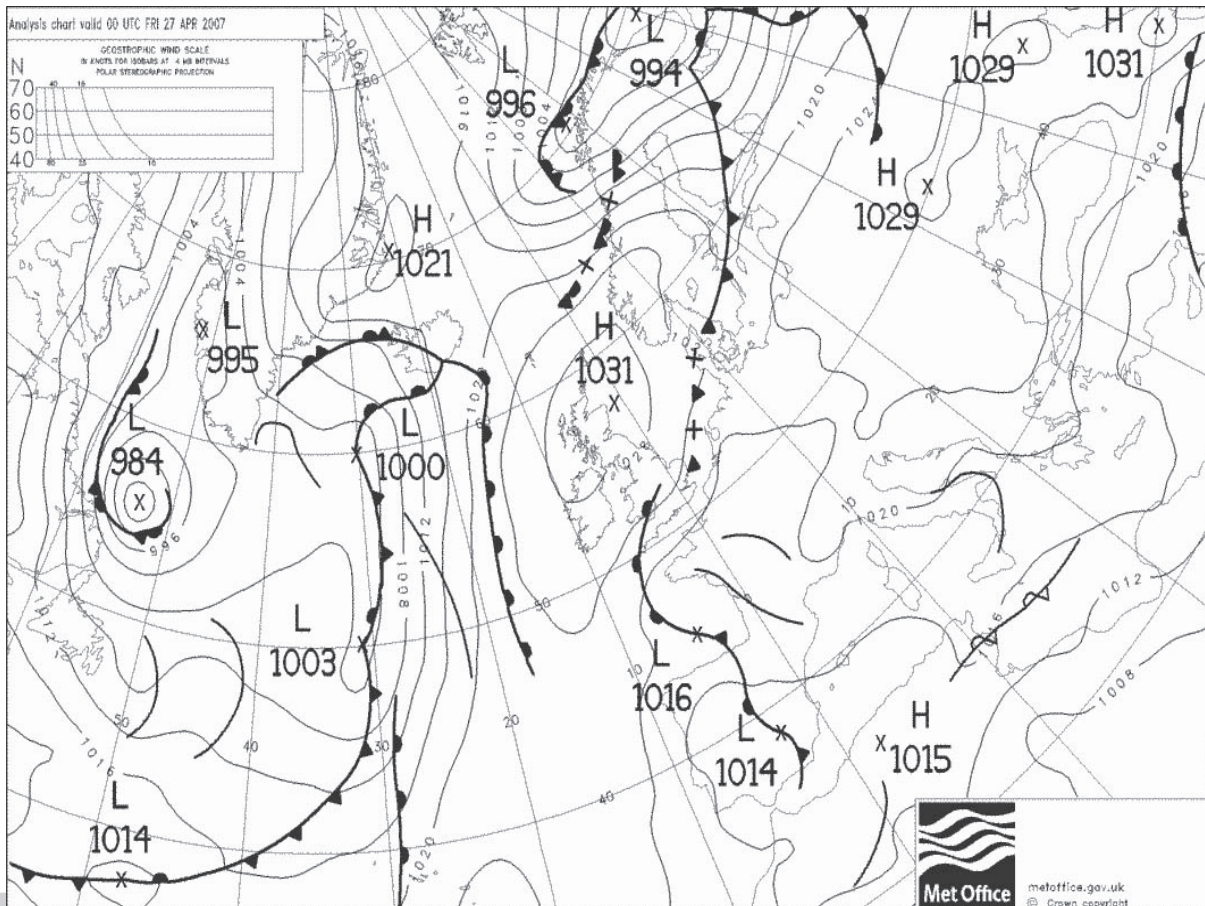
Teplota u země (°C)	23,5
CAPE (J/kg)	106,07
Hladina nulového vztlaku (m)	2220
CAPE/wstoupání průměrné	53,04
CAPE/wklesání průměrné	-106,07
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	25
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,4
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,43

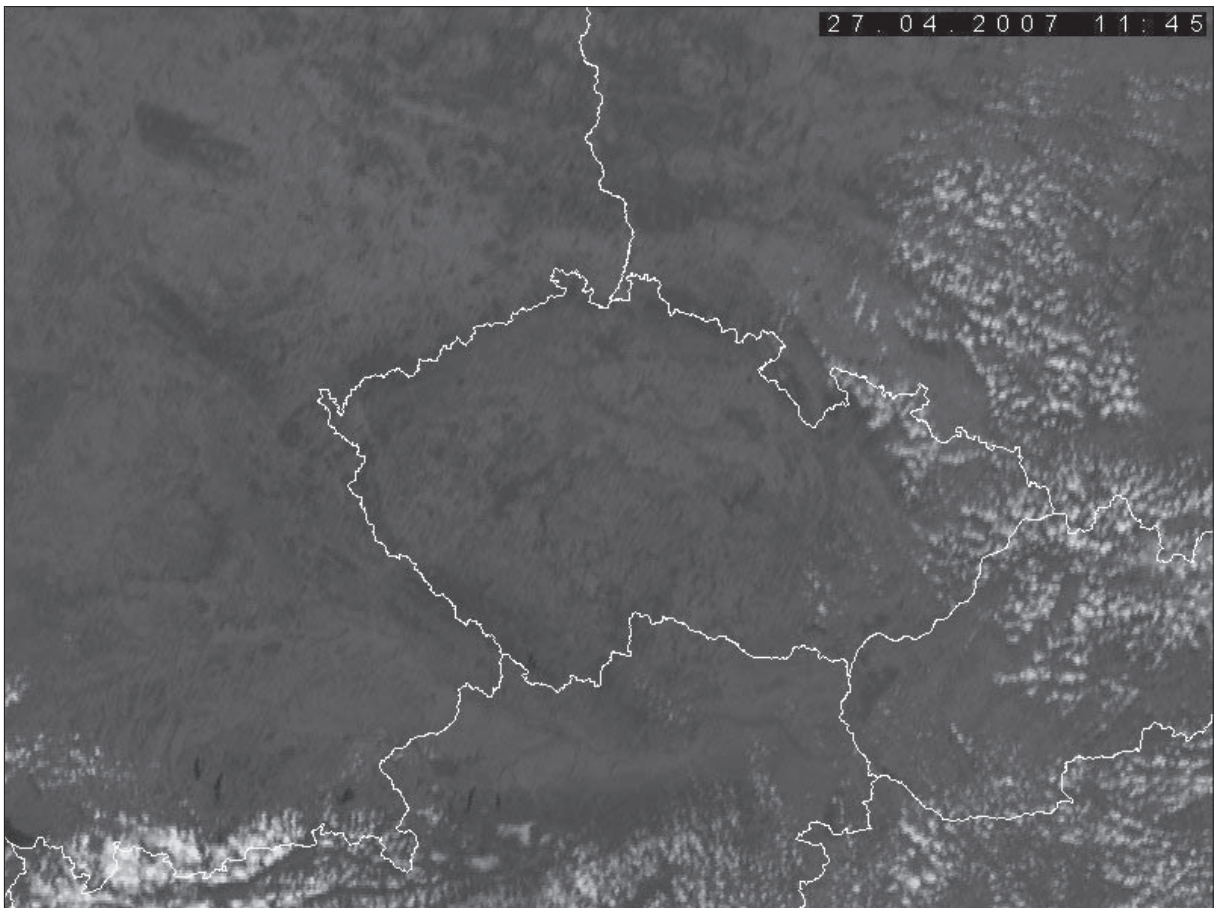
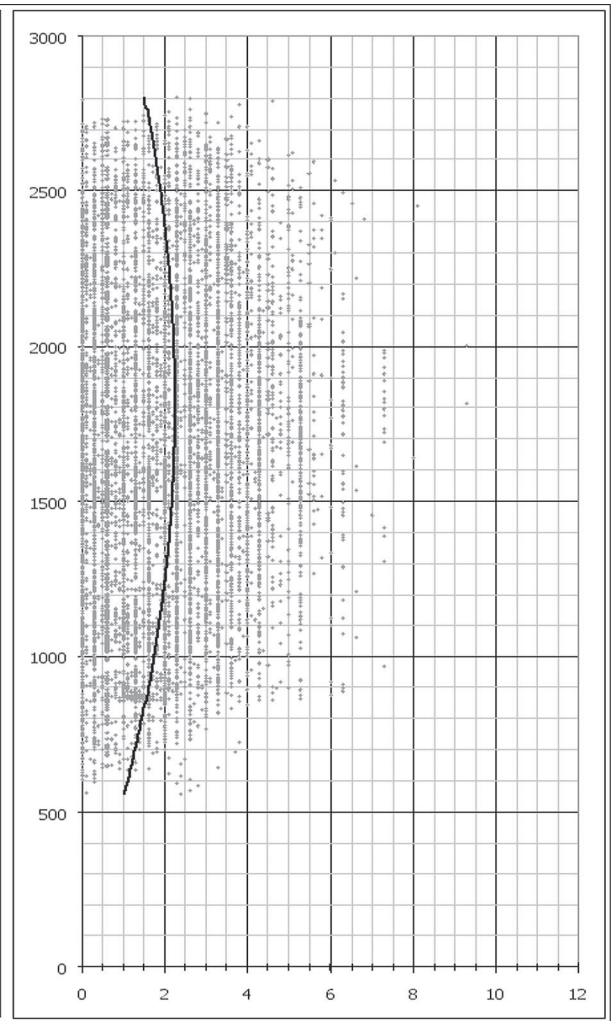
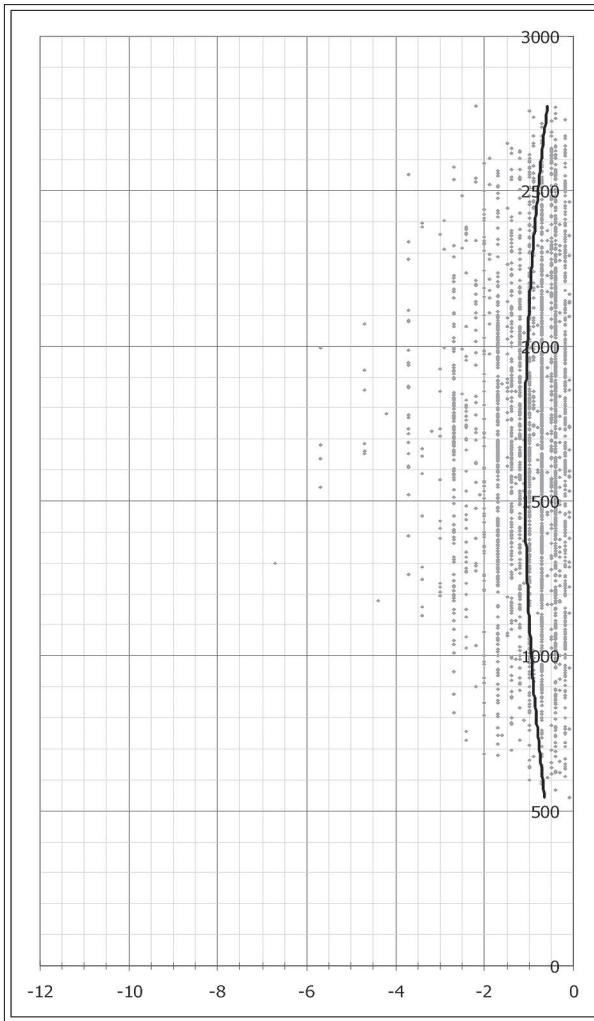
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2803
průměrná výška letu (m)	1658
nejčtenější výška letu (m)	870
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	7,2

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2505	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1500	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,6	
maximální rozdíl Tp-Te	1,9	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,8	





28.4.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	10,2
<i>rozptyl</i>	2
<i>směrodatná odchylka</i>	1,41
<i>průměrná odchylka</i>	1,11

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-10
<i>rozptyl</i>	1,37
<i>směrodatná odchylka</i>	1,17
<i>průměrná odchylka</i>	0,73

Aerologická sondáž

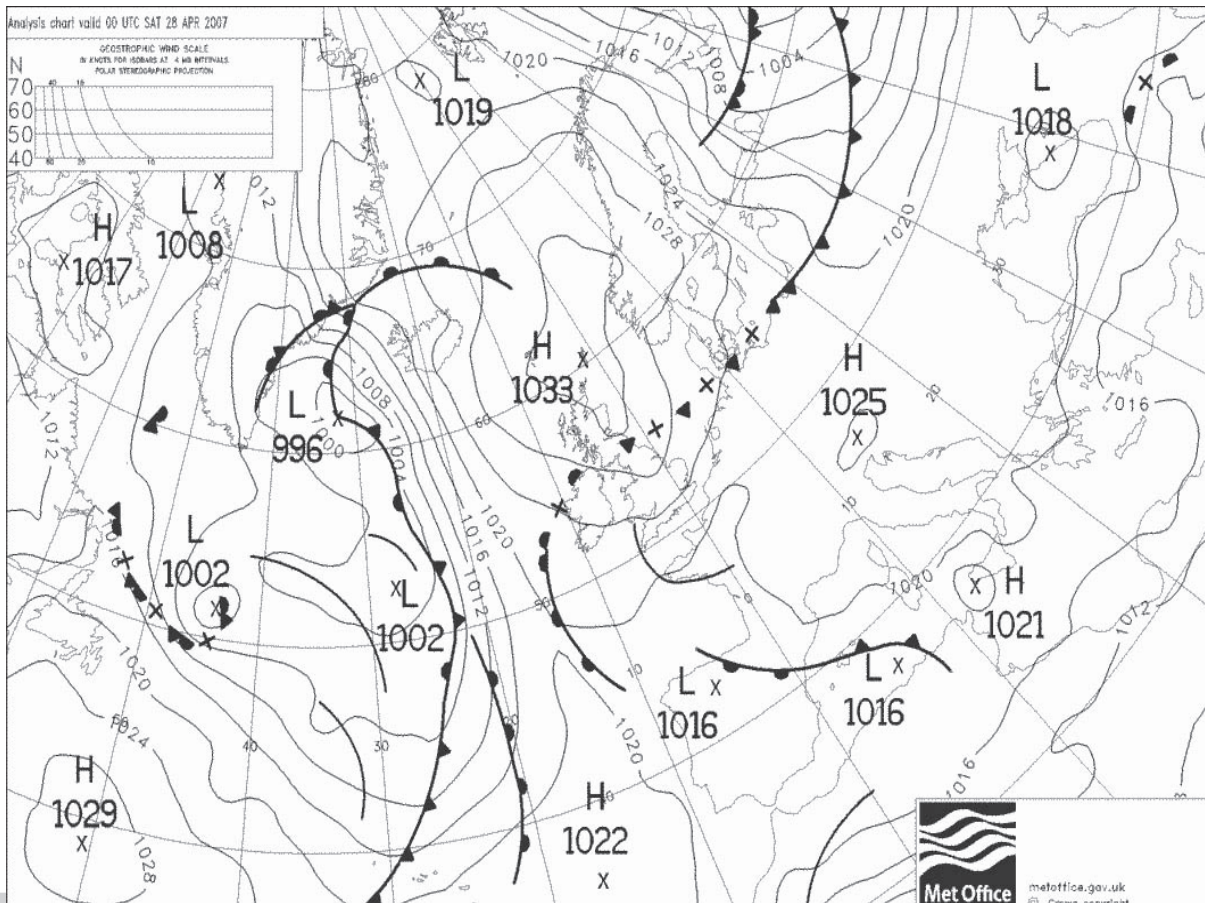
<i>Teplota u země (°C)</i>	23,6
<i>CAPE (J/kg)</i>	122,34
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2280
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	61,17
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-111,22
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,55
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,9
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,05

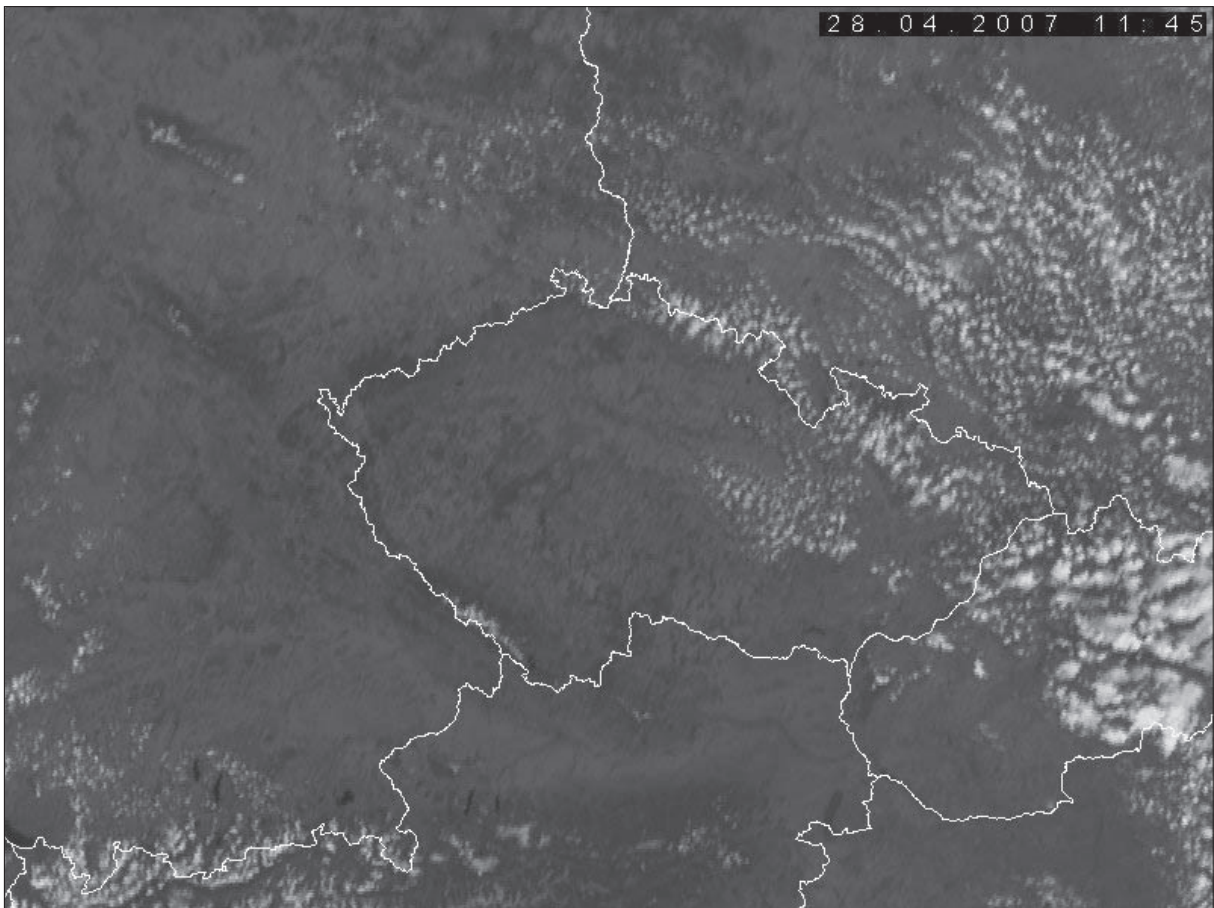
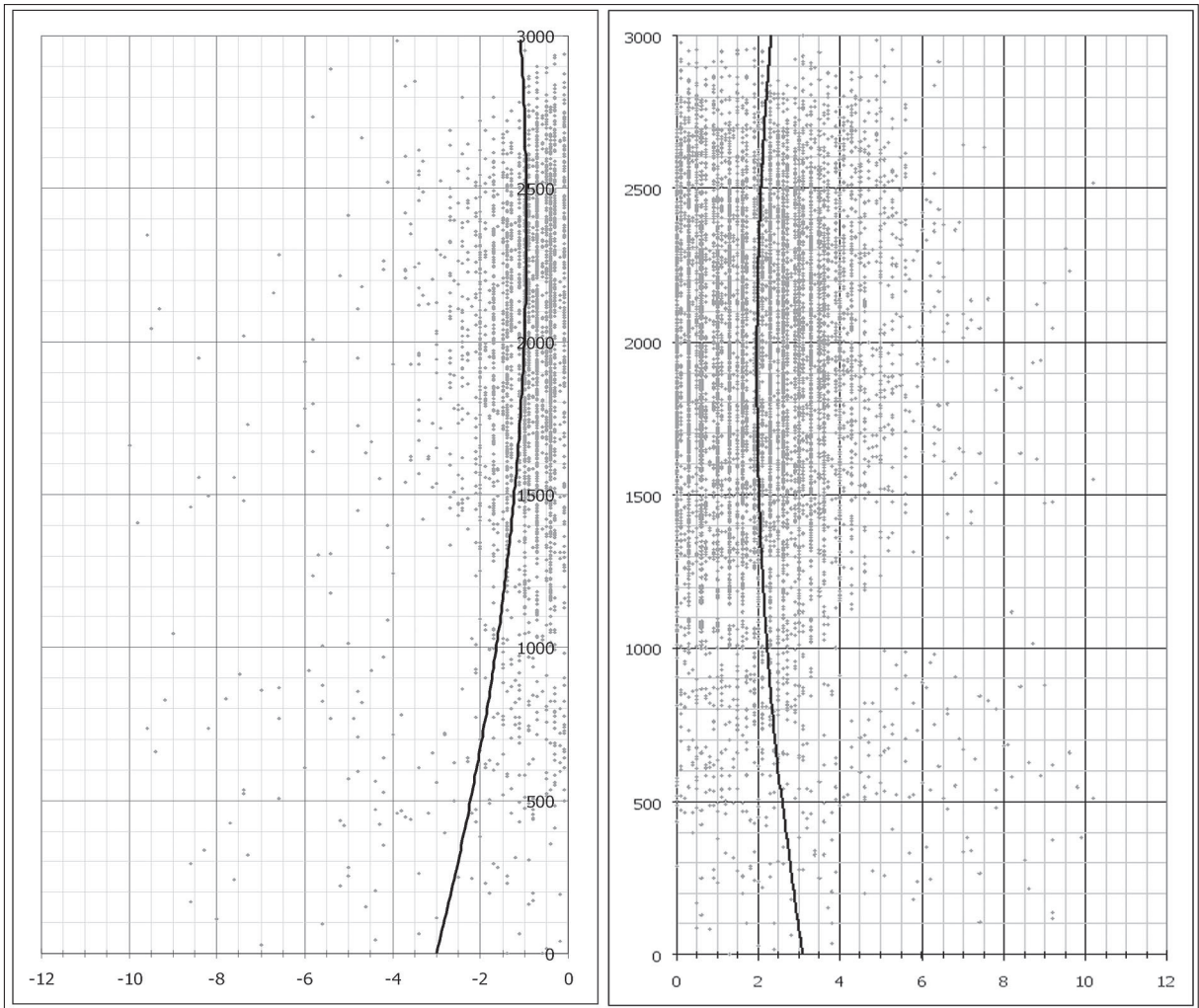
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	3037
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1931
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1683
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,4
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2552	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	0	0/8
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,8	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,9	





30.4.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,9
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,5
<i>rozptyl</i>	1,5
<i>směrodatná odchylna</i>	1,23
<i>průměrná odchylna</i>	0,98

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,9
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,7
<i>rozptyl</i>	0,48
<i>směrodatná odchylna</i>	0,69
<i>průměrná odchylna</i>	0,55

Aerologická sondáž

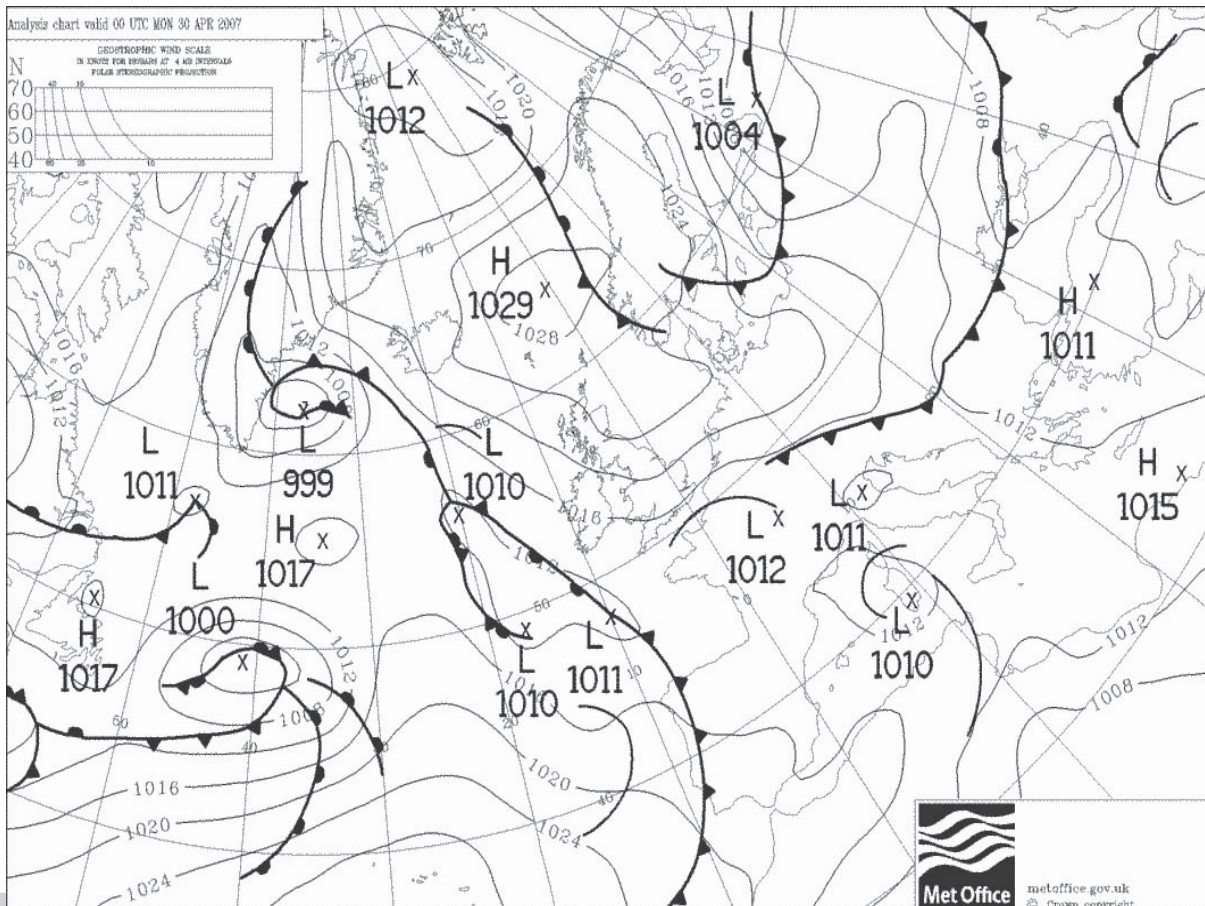
<i>Teplota u země (°C)</i>	14,2
<i>CAPE (J/kg)</i>	98,92
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1760
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	52,06
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-109,91
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,47
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	28
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,9
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1

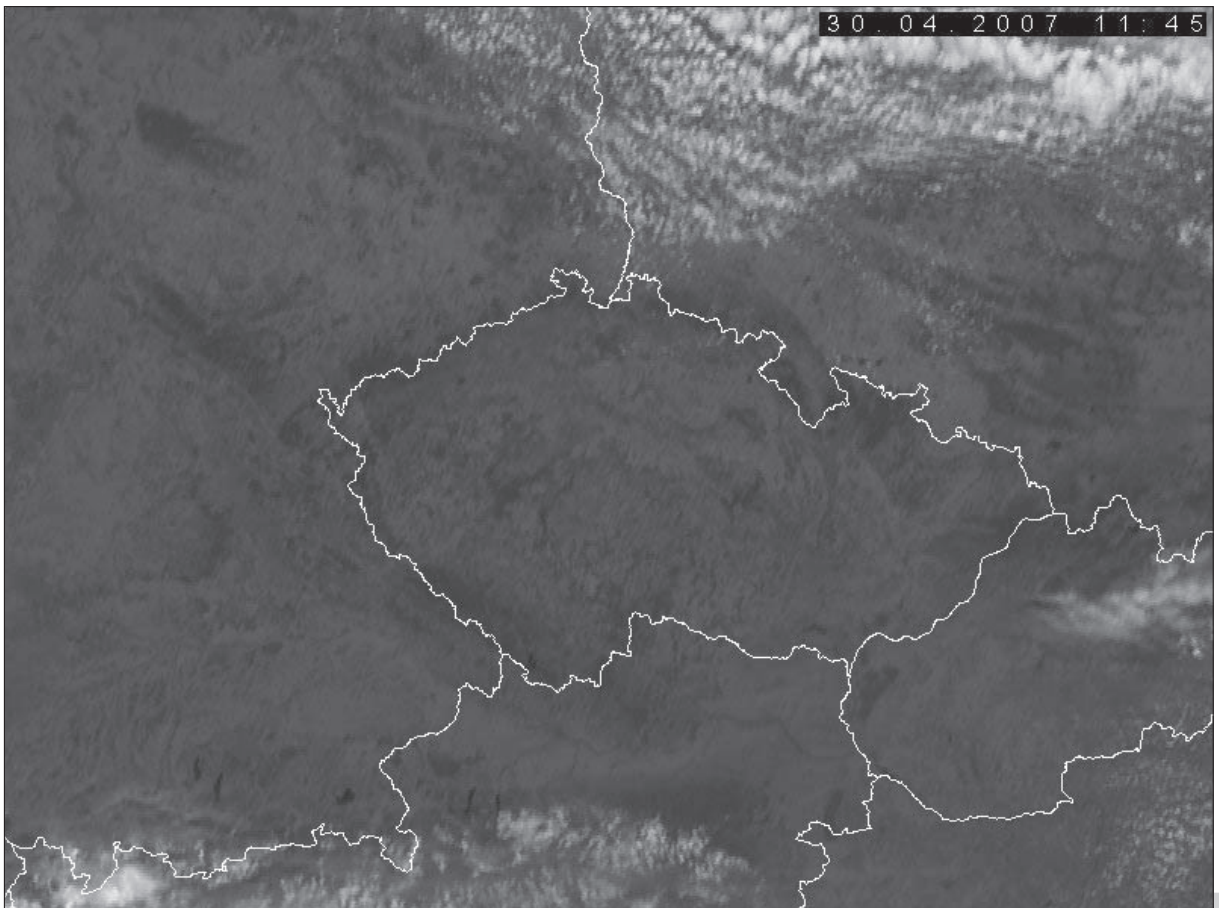
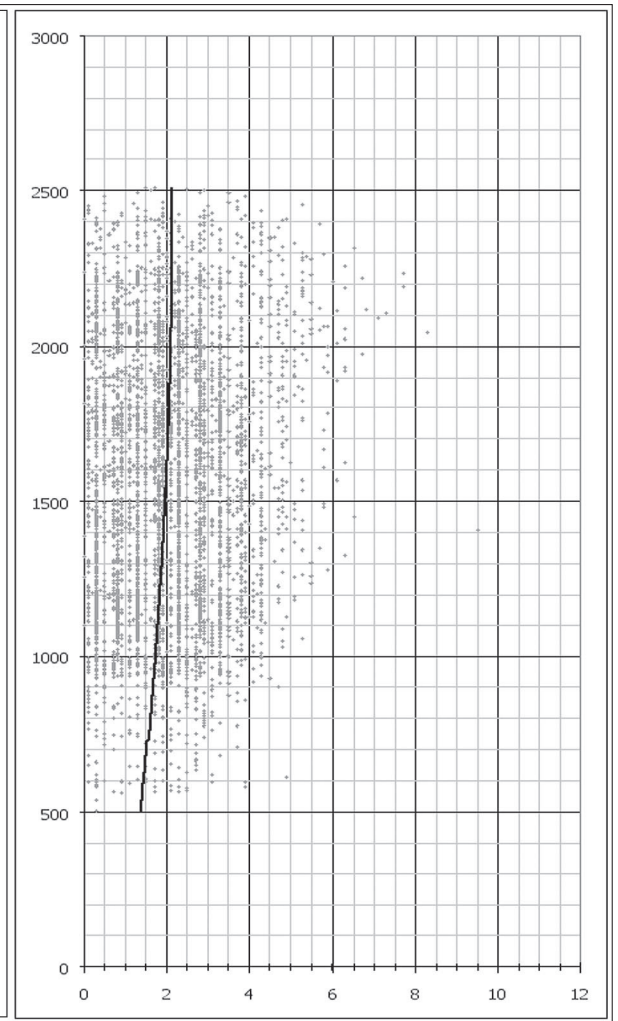
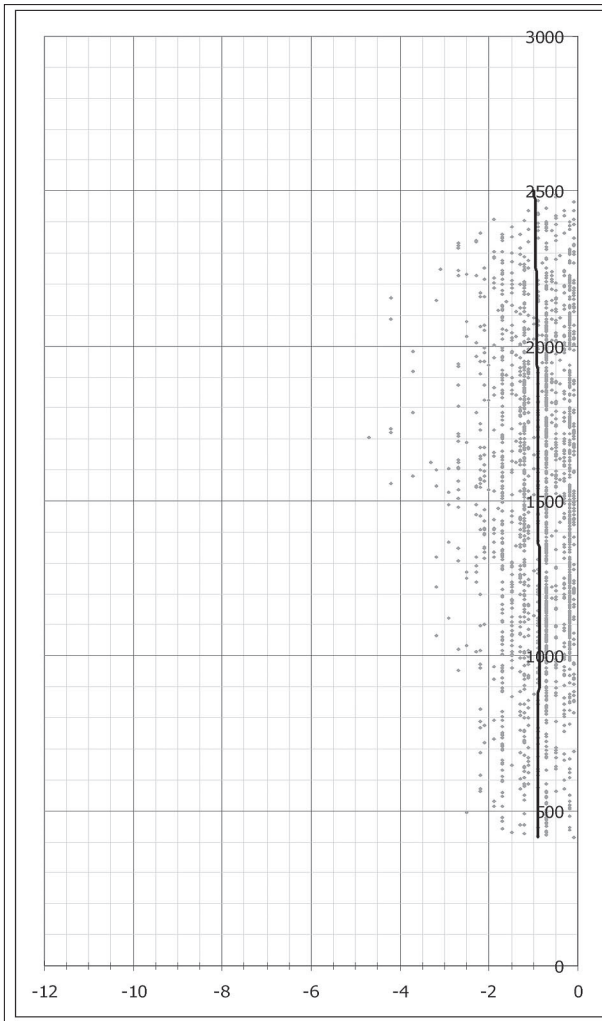
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2510
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1534
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1105
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2013	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	0	0/8
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,4	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,3	





1.5.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8
<i>rozptyl</i>	1,43
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,2
<i>průměrná odchyłka</i>	0,97

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,4
<i>rozptyl</i>	0,54
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,74
<i>průměrná odchyłka</i>	0,59

Aerologická sondáž

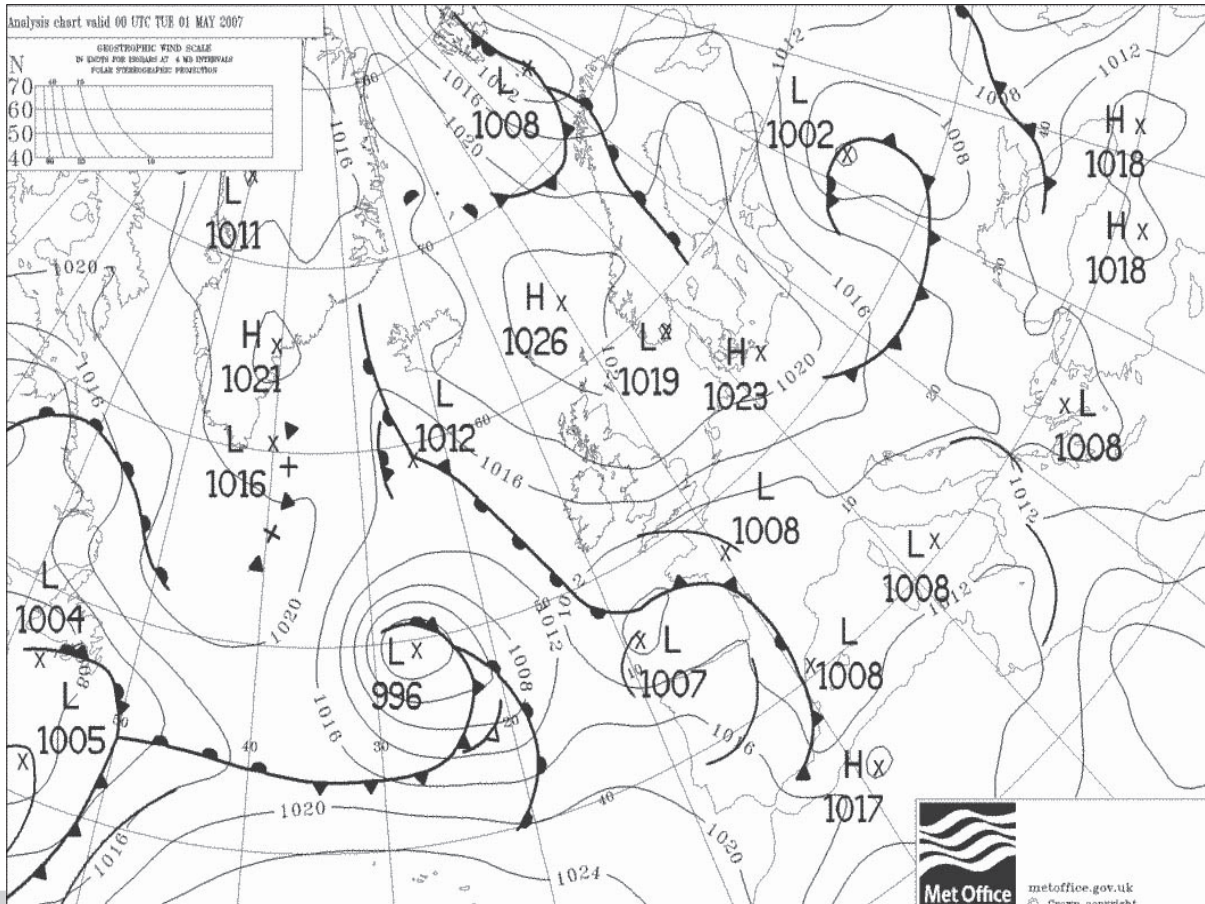
<i>Teplota u země (°C)</i>	12,9
<i>CAPE (J/kg)</i>	130,34
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1970
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	65,17
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-118,49
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,55
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	27
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2,1
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	0,95

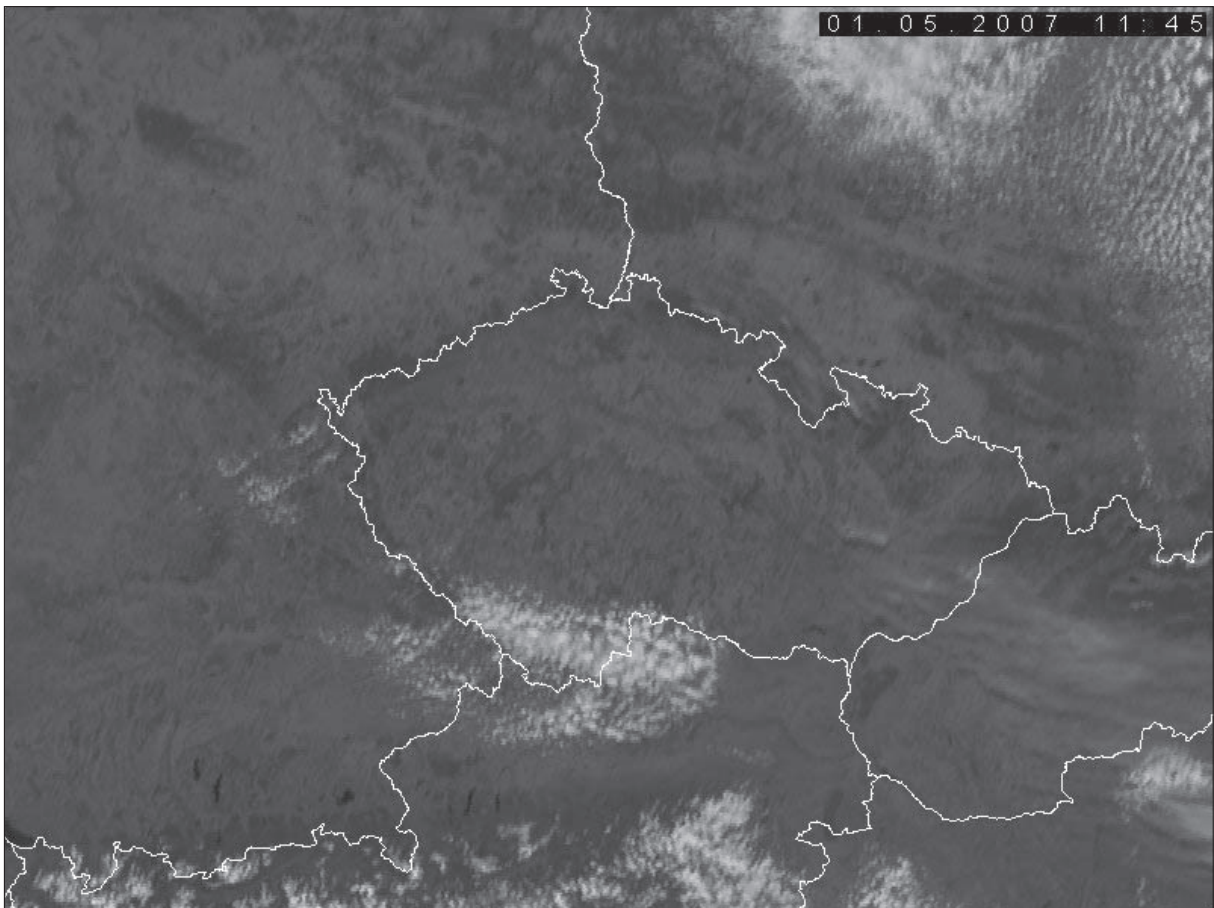
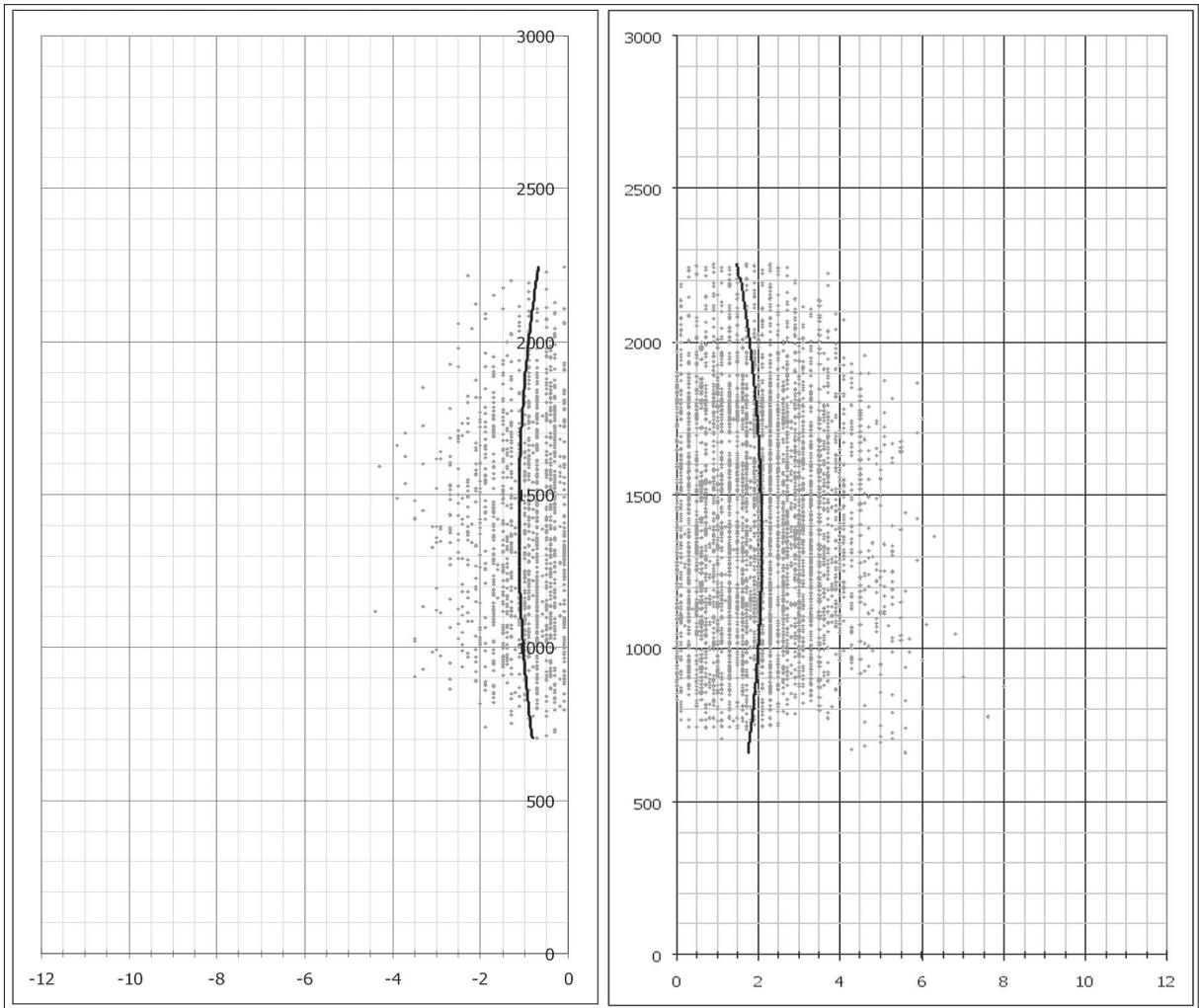
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2252
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1420
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1129
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	8

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2577	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	0	0/8
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	2,2	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,5	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,3	





3.5.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	10,3
rozptyl	1,54
směrodatná odchylka	1,24
průměrná odchylka	1

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-7,1
rozptyl	0,59
směrodatná odchylka	0,77
průměrná odchylka	0,6

Aerologická sondáž

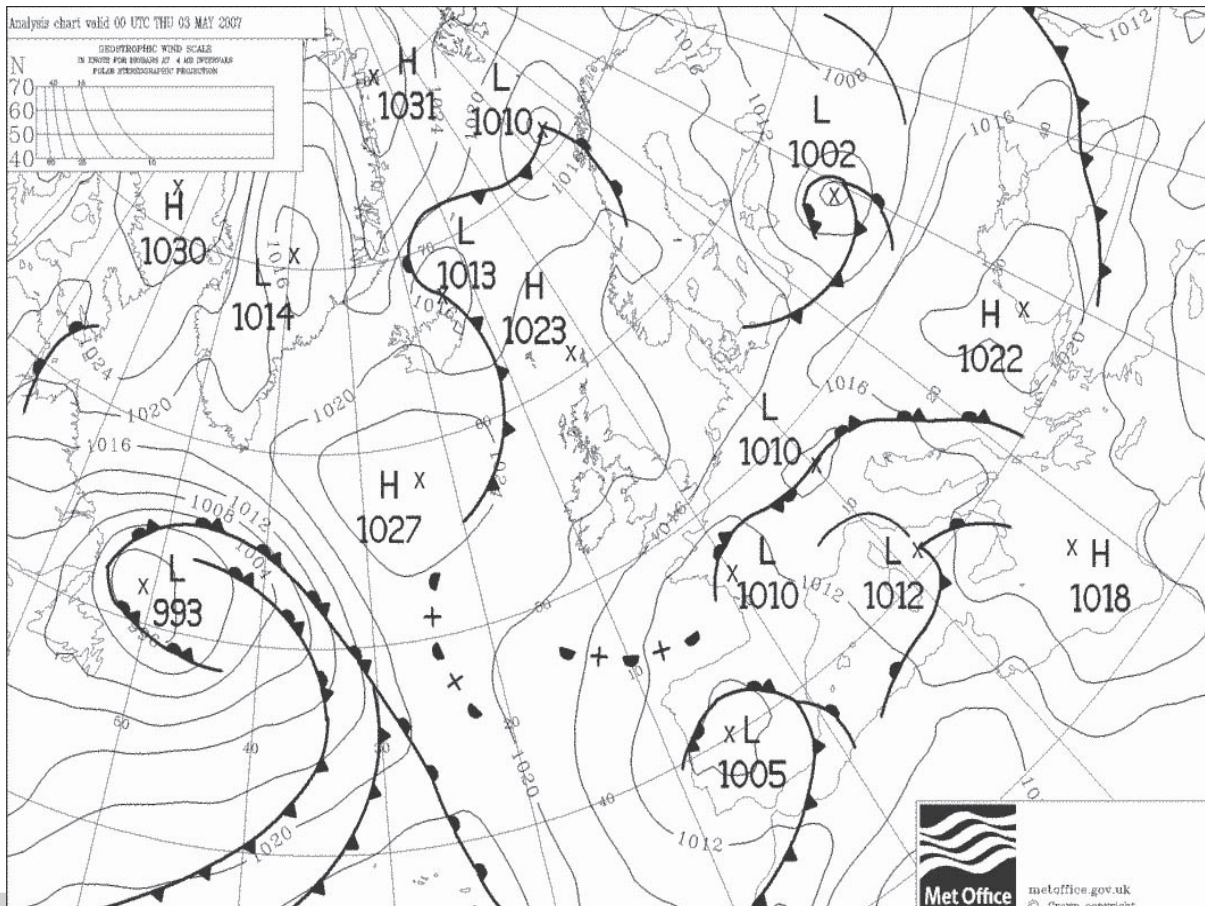
Teplota u země (°C)	17,6
CAPE (J/kg)	92,56
Hladina nulového vztlaku (m)	1830
CAPE/wstoupání průměrné	48,72
CAPE/wklesání průměrné	-92,56
wklesání/wstoupání	-0,53
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	35
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2,2
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	0,86

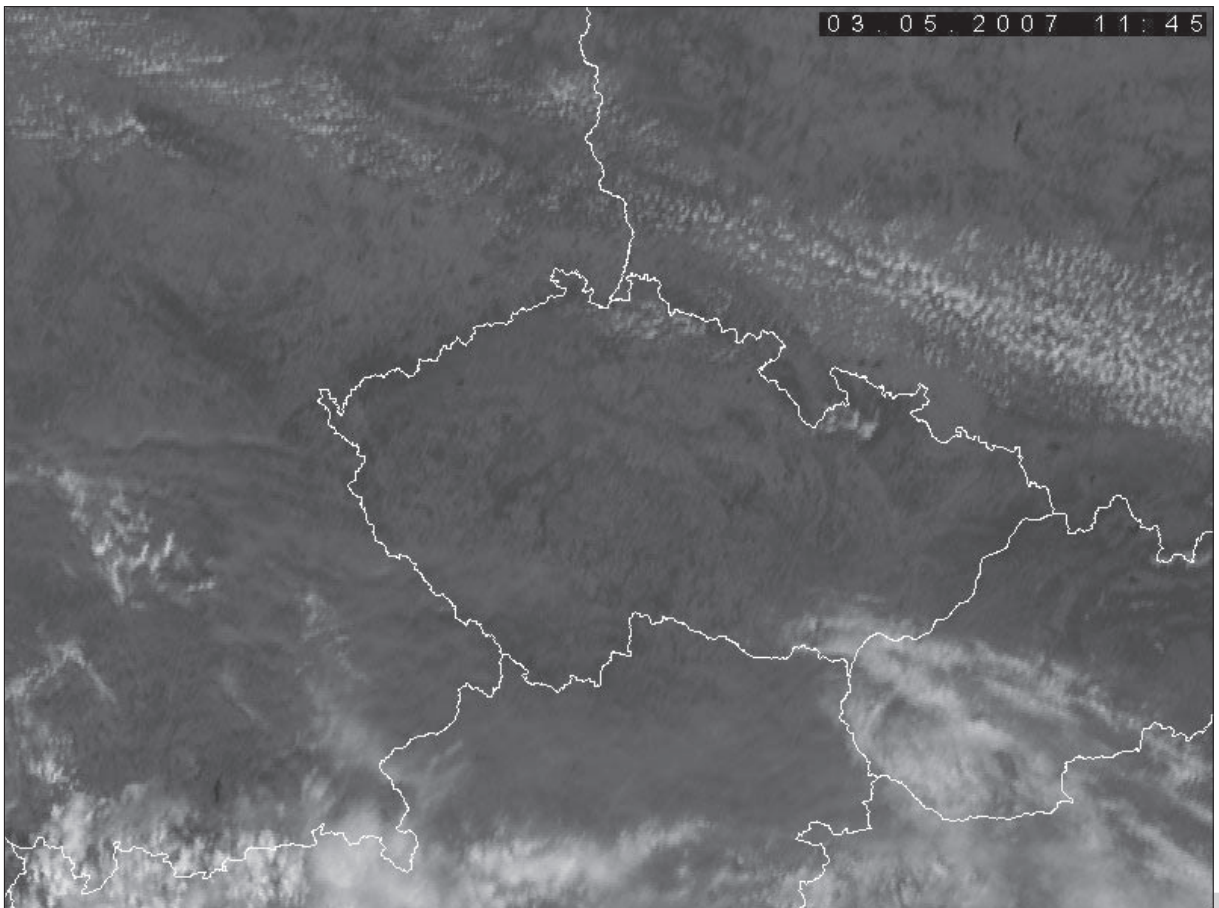
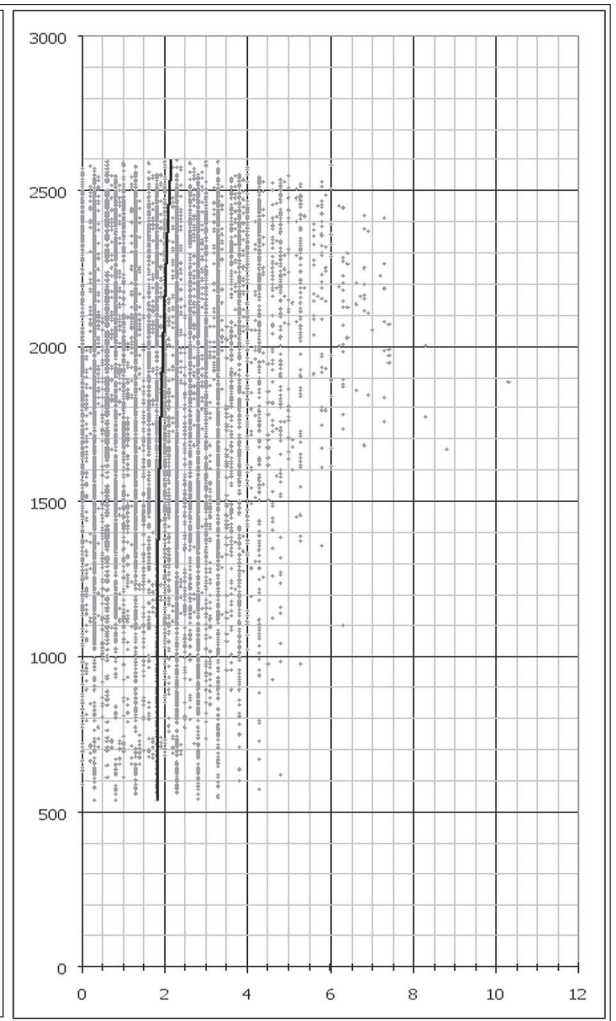
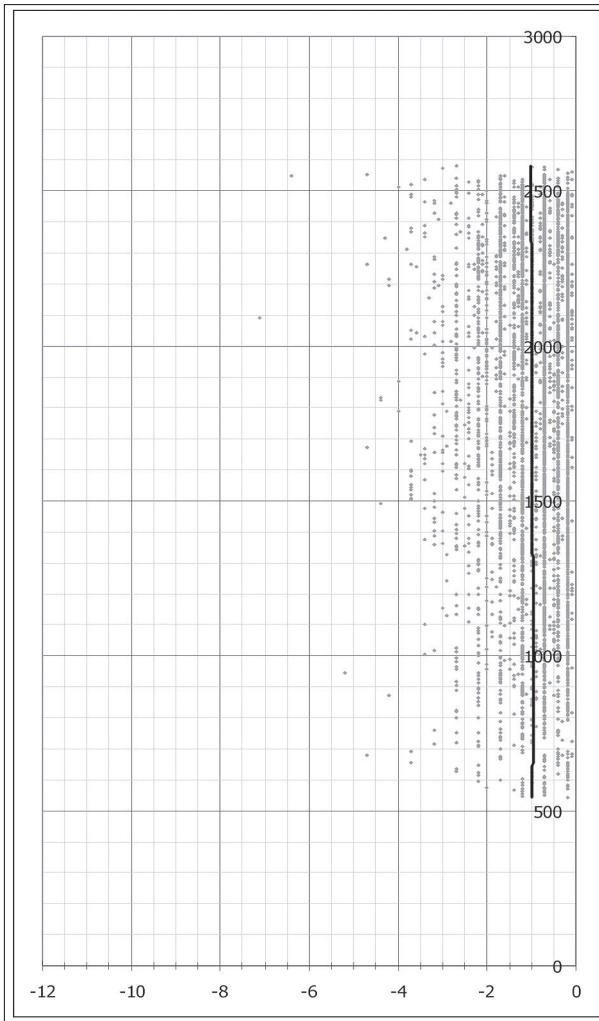
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2597
průměrná výška letu (m)	1800
nejčtenější výška letu (m)	1534
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	6,7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2245	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	2000	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,7	
maximální rozdíl Tp-Te	2,1	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,9	





18.5.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	6,9
rozptyl	1,22
směrodatná odchylka	1,11
průměrná odchylka	0,89

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-3,5
rozptyl	0,32
směrodatná odchylka	0,56
průměrná odchylka	0,45

Aerologická sondáž

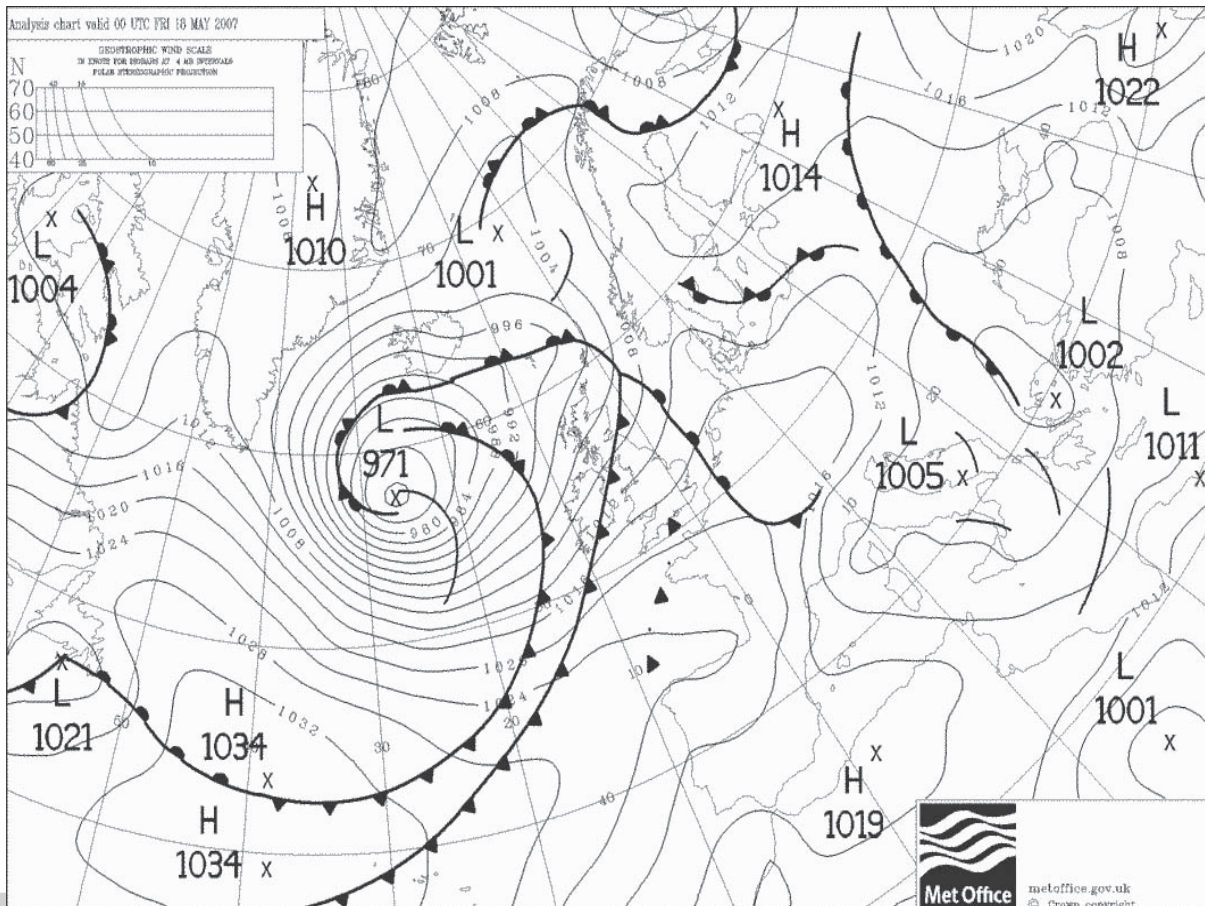
Teplota u země (°C)	14,4
CAPE (J/kg)	67,94
Hladina nulového vztlaku (m)	2000
CAPE/wstoupání průměrné	35,76
CAPE/wklesání průměrné	-84,93
wklesání/wstoupání	-0,42
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	38
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,5
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,27

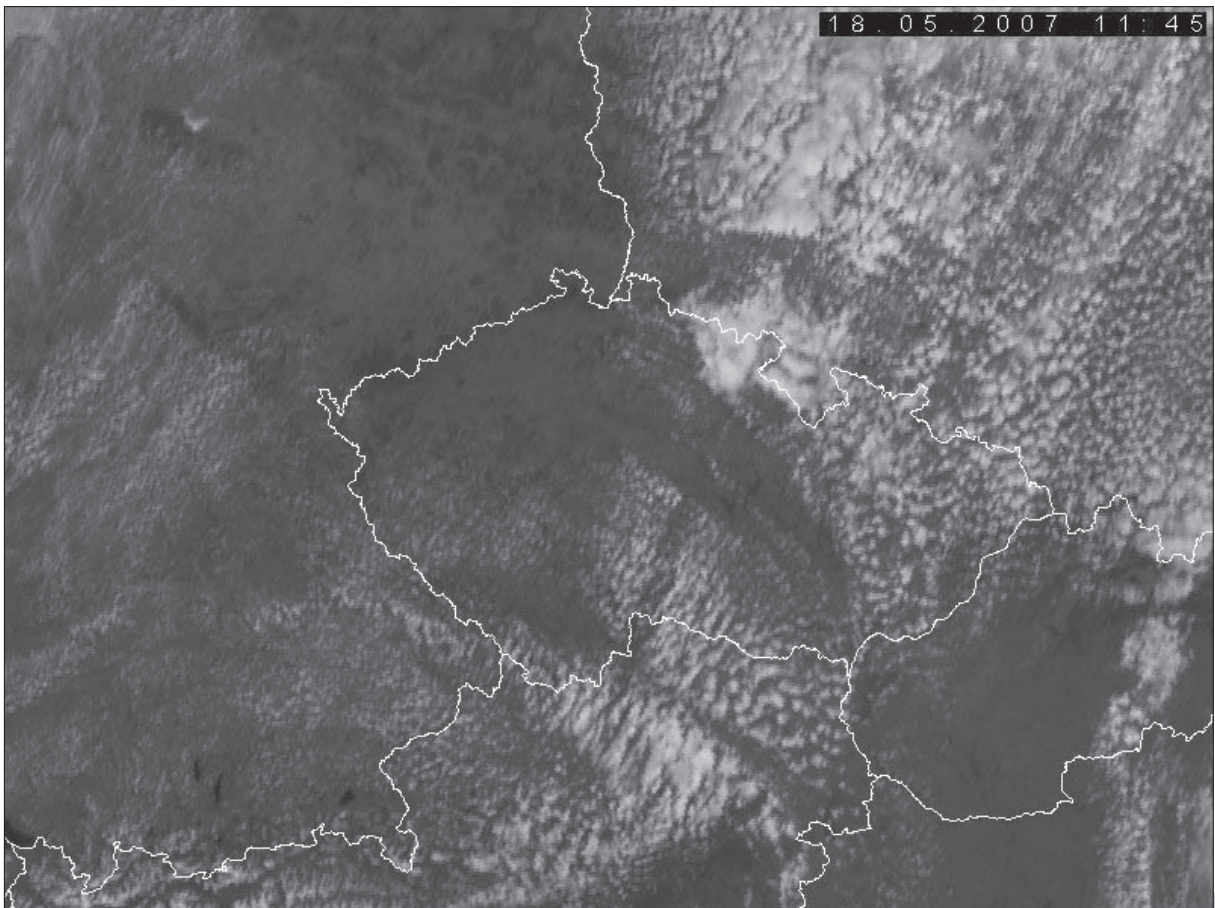
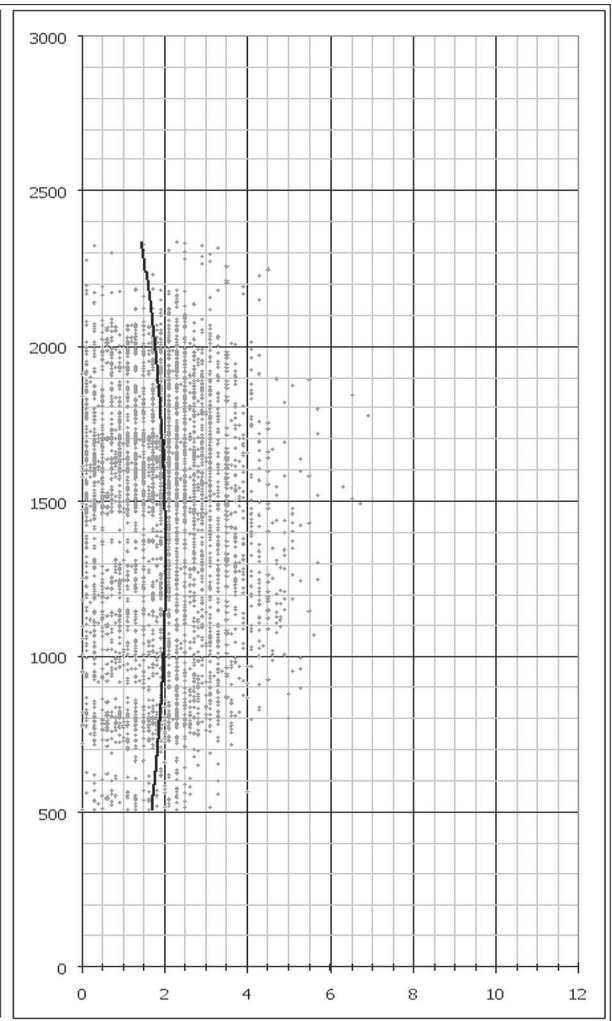
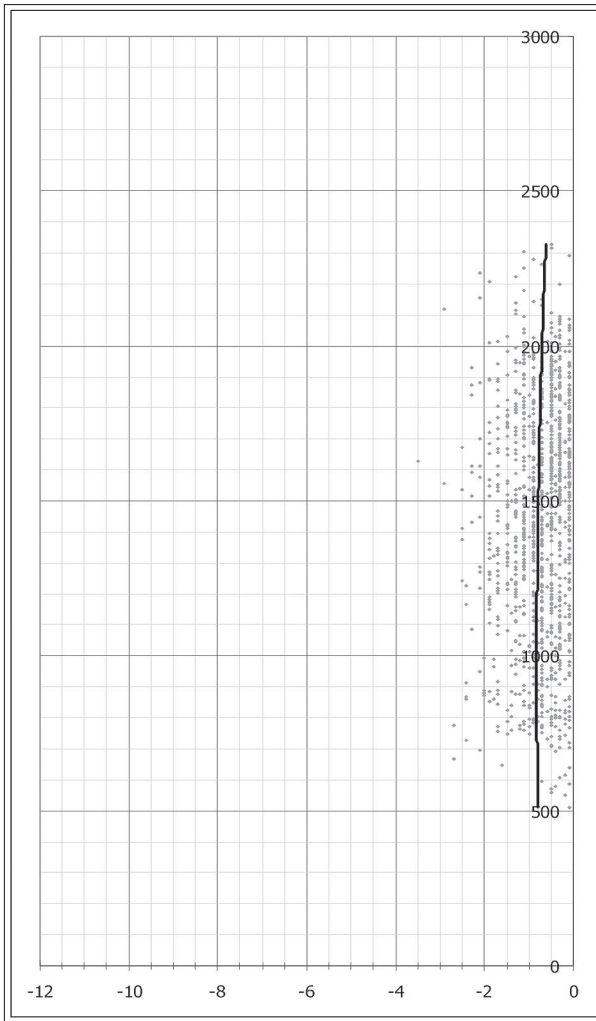
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2337
průměrná výška letu (m)	1445
nejčtenější výška letu (m)	1521
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	5,8

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1763	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1700	2/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,1	
maximální rozdíl Tp-Te	1,4	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,3	





20.5.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	6,8
rozptyl	1,1
směrodatná odchyłka	1,05
průměrná odchyłka	0,86

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-4
rozptyl	0,37
směrodatná odchyłka	0,6
průměrná odchyłka	0,48

Aerologická sondáž

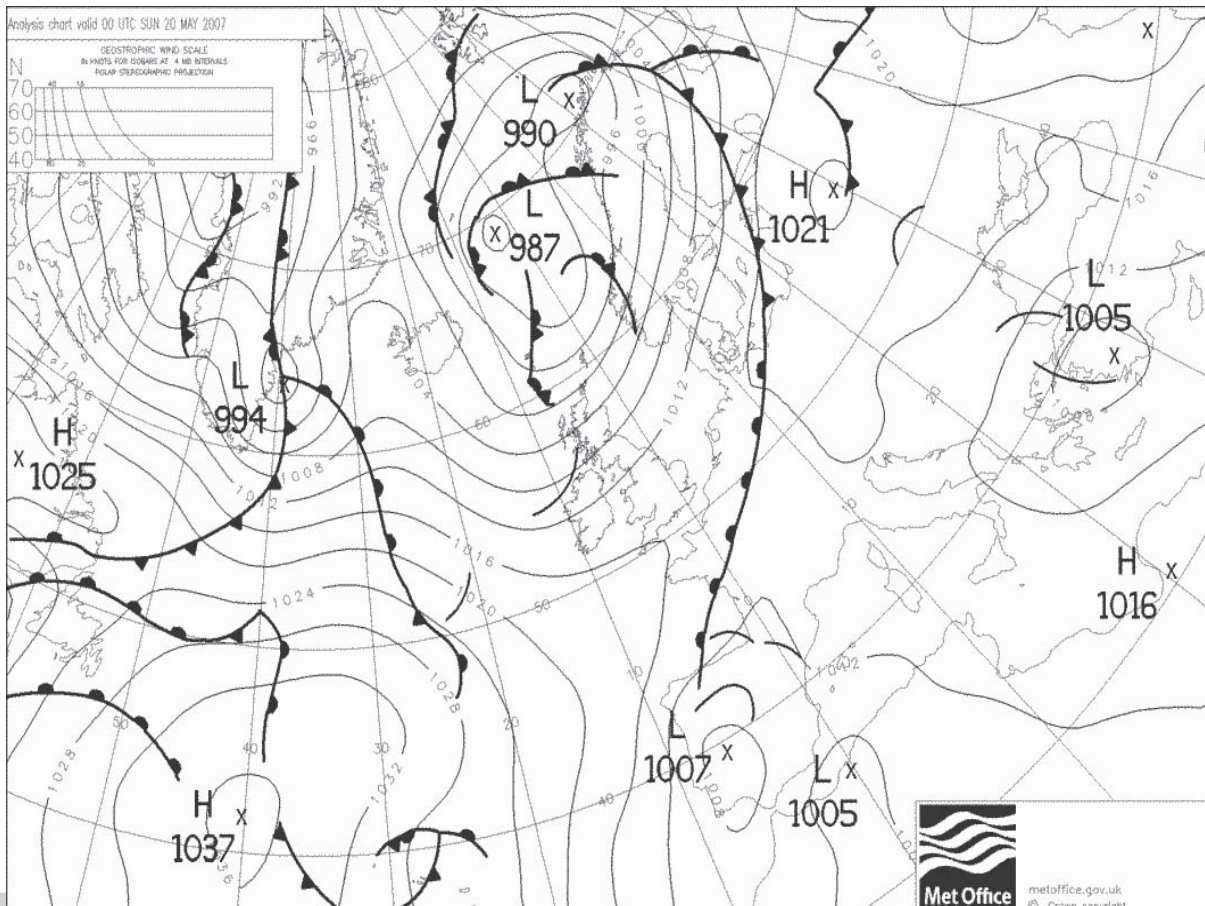
Teplota u země (°C)	24,4
CAPE (J/kg)	74,68
Hladina nulového vztlaku (m)	1670
CAPE/wstoupání průměrné	39,31
CAPE/wklesání průměrné	-82,98
wklesání/wstoupání	-0,47
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	31
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,7
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,12

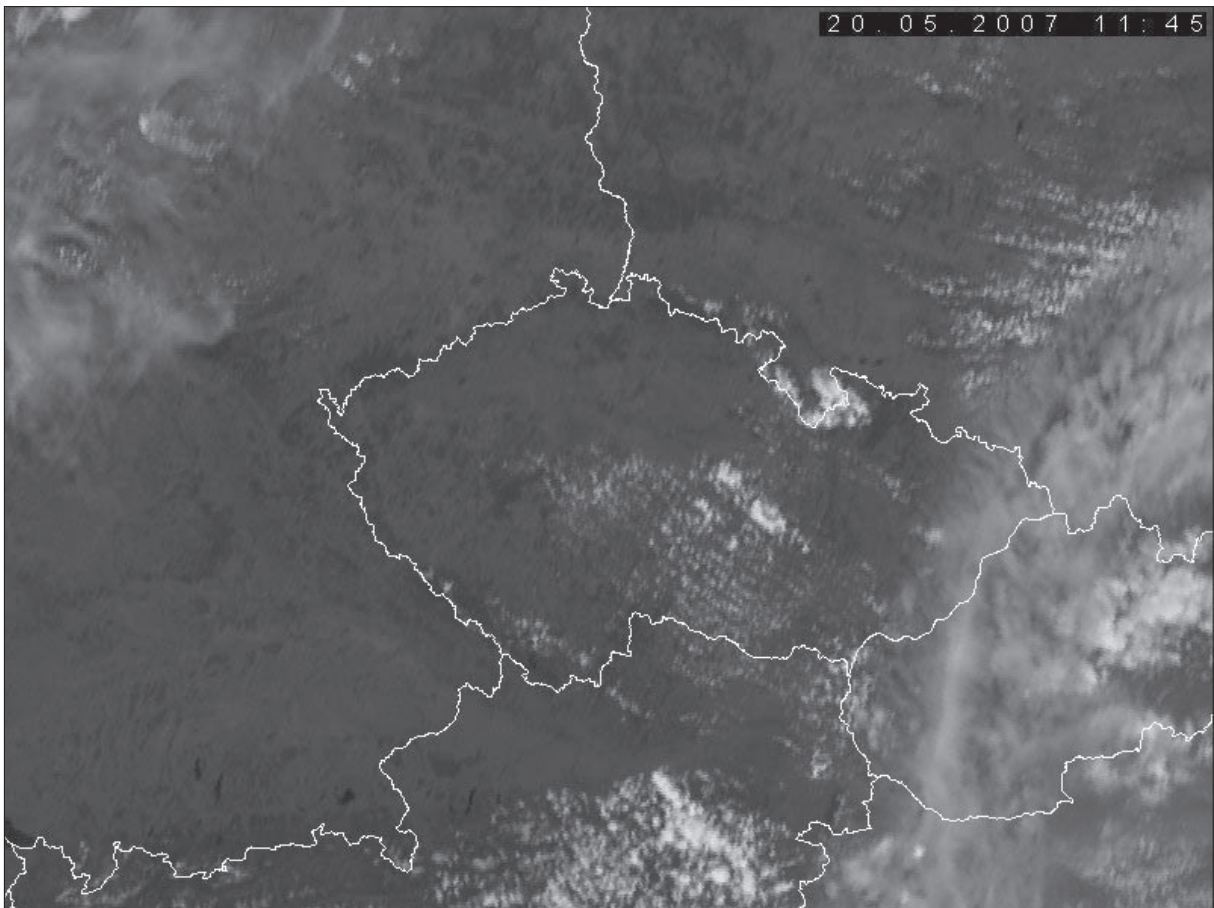
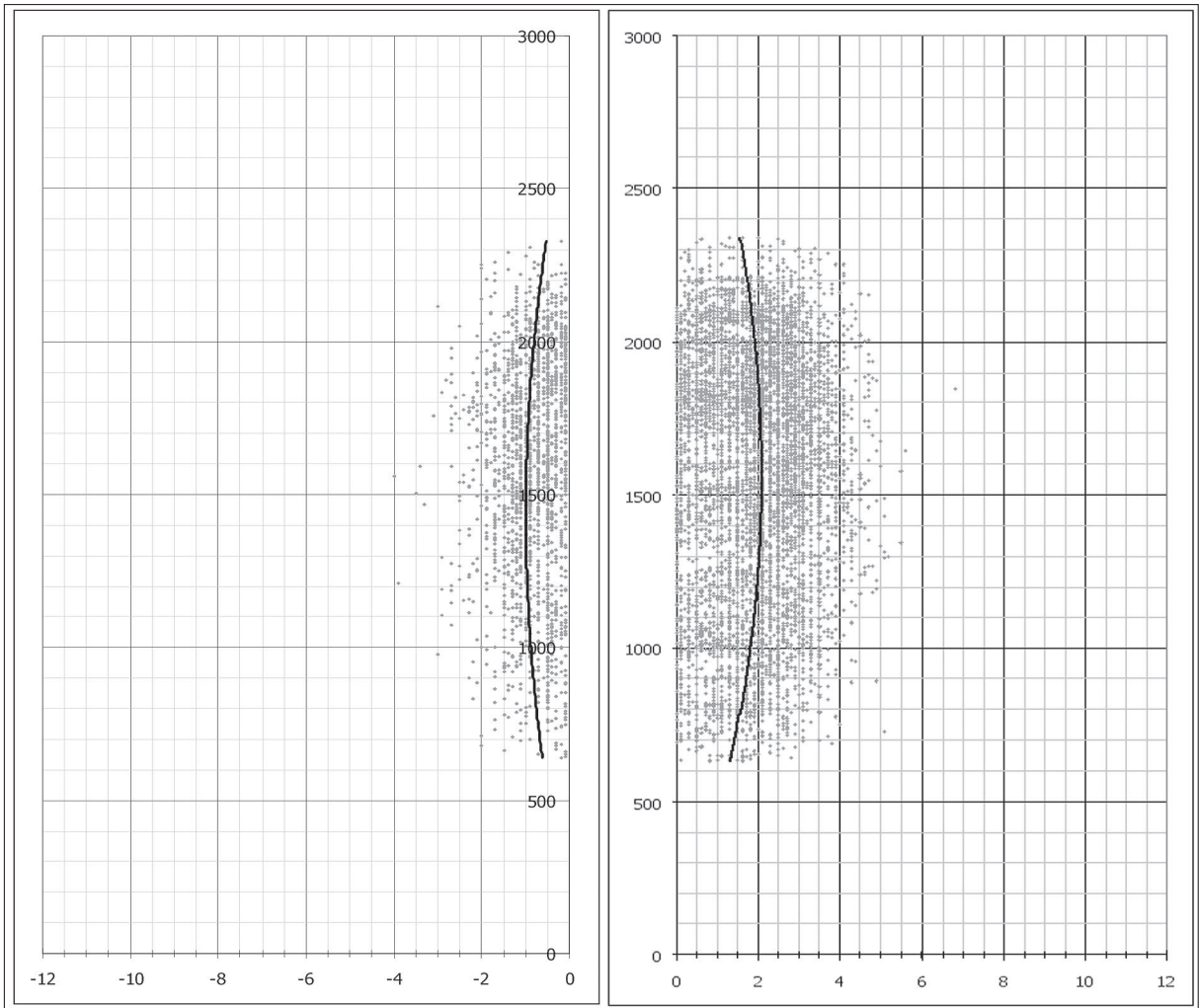
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2341
průměrná výška letu (m)	1566
nejčtenější výška letu (m)	1967
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,1
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	6

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1595	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1300	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,5	
maximální rozdíl Tp-Te	2,3	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2	





21.5.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,8
wnahoru max (m/s)	6
rozptyl	1,13
směrodatná odchylka	1,06
průměrná odchylka	0,86

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-5,4
rozptyl	0,48
směrodatná odchylka	0,69
průměrná odchylka	0,51

Aerologická sondáž

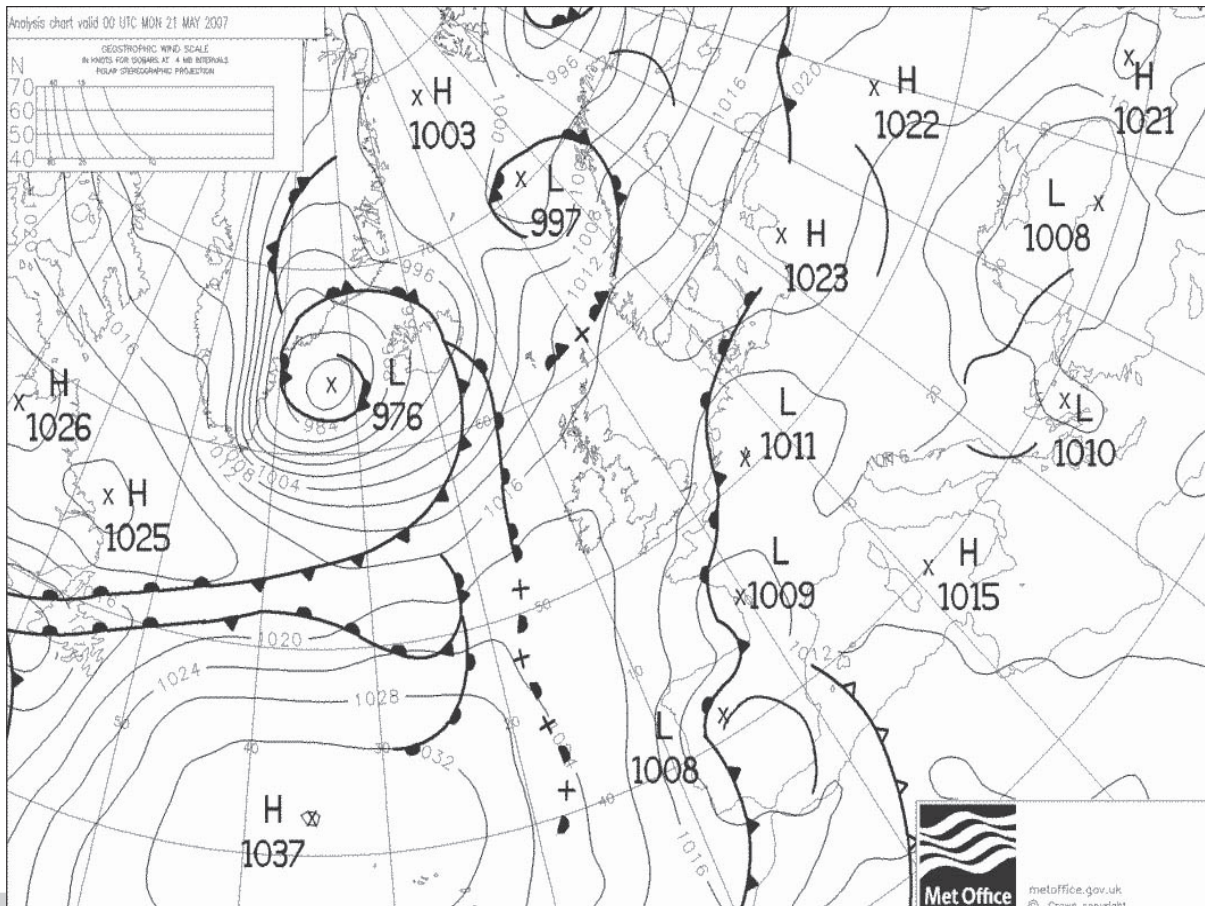
Teplota u země (°C)	25,8
CAPE (J/kg)	73,33
Hladina nulového vztlaku (m)	1560
CAPE/wstoupání průměrné	40,74
CAPE/wklesání průměrné	-81,48
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	30
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,7
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,06

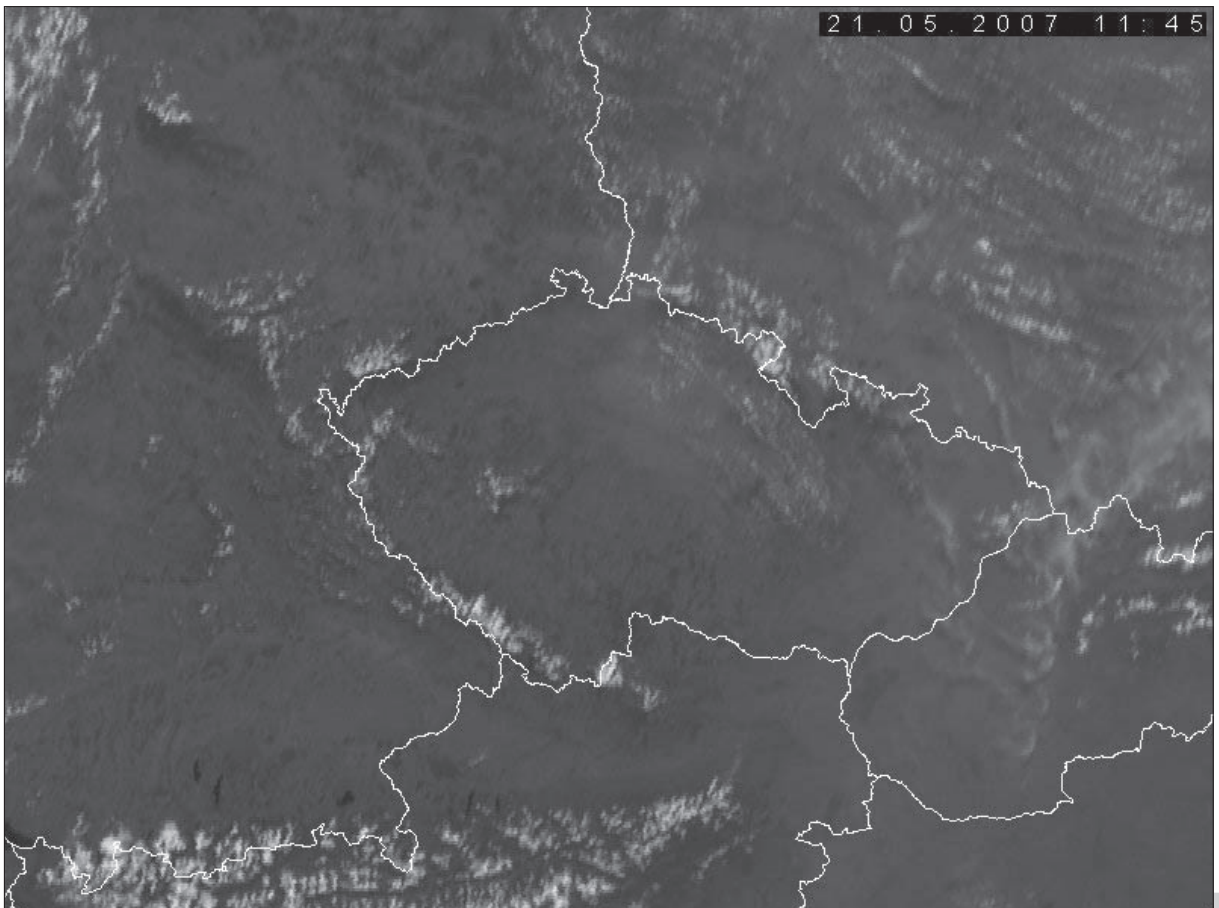
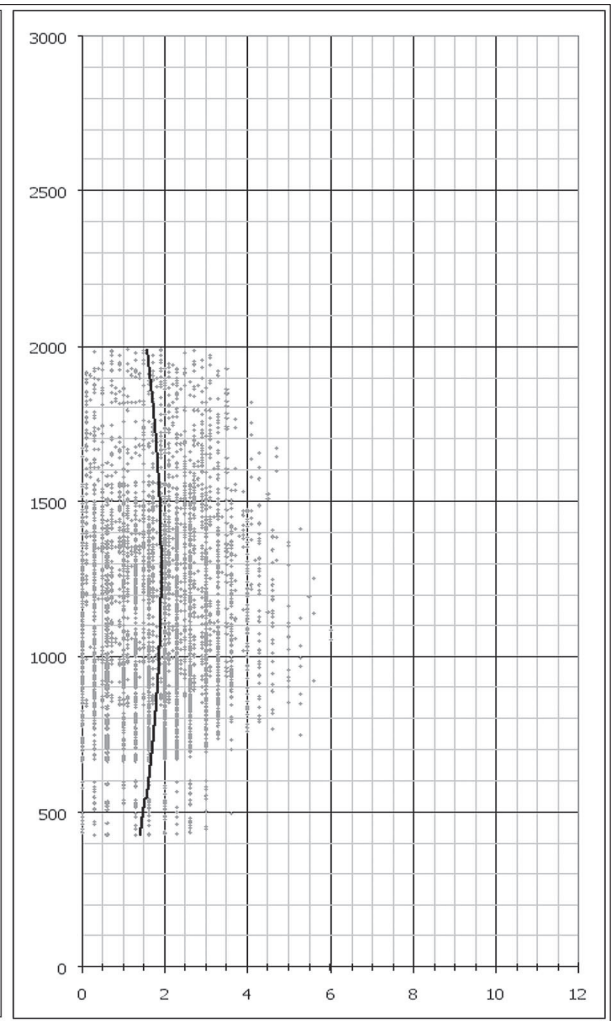
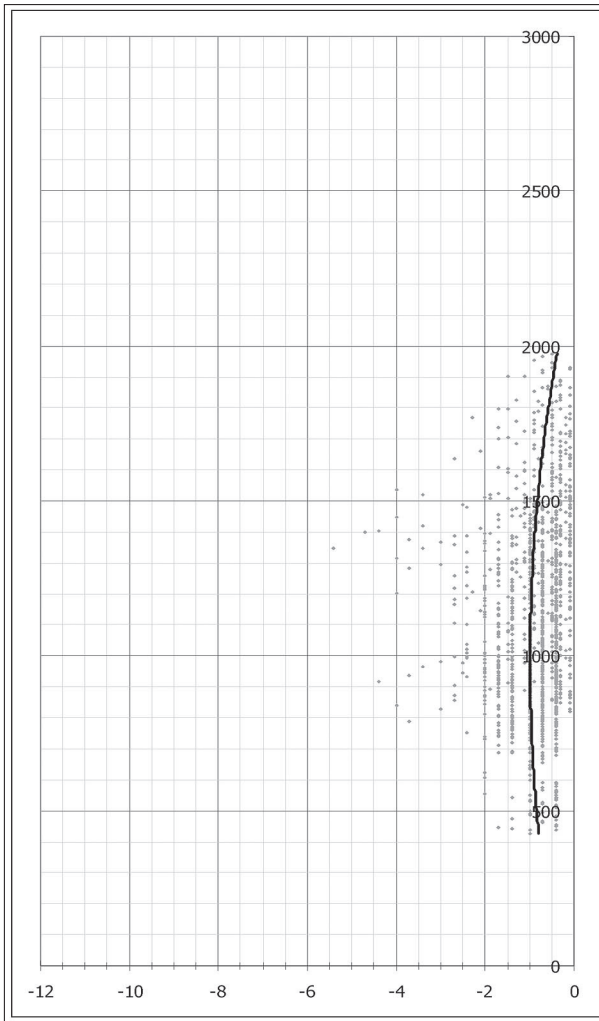
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	1991
průměrná výška letu (m)	1153
nejčtenější výška letu (m)	945
nejčtenější wstoupání (m/s)	2
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	6

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1511	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1600	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,7	
maximální rozdíl Tp-Te	2,2	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2	





24.5.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	6,7
<i>rozptyl</i>	1,28
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,13
<i>průměrná odchyłka</i>	0,93

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,5
<i>rozptyl</i>	0,34
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,58
<i>průměrná odchyłka</i>	0,47

Aerologická sondáž

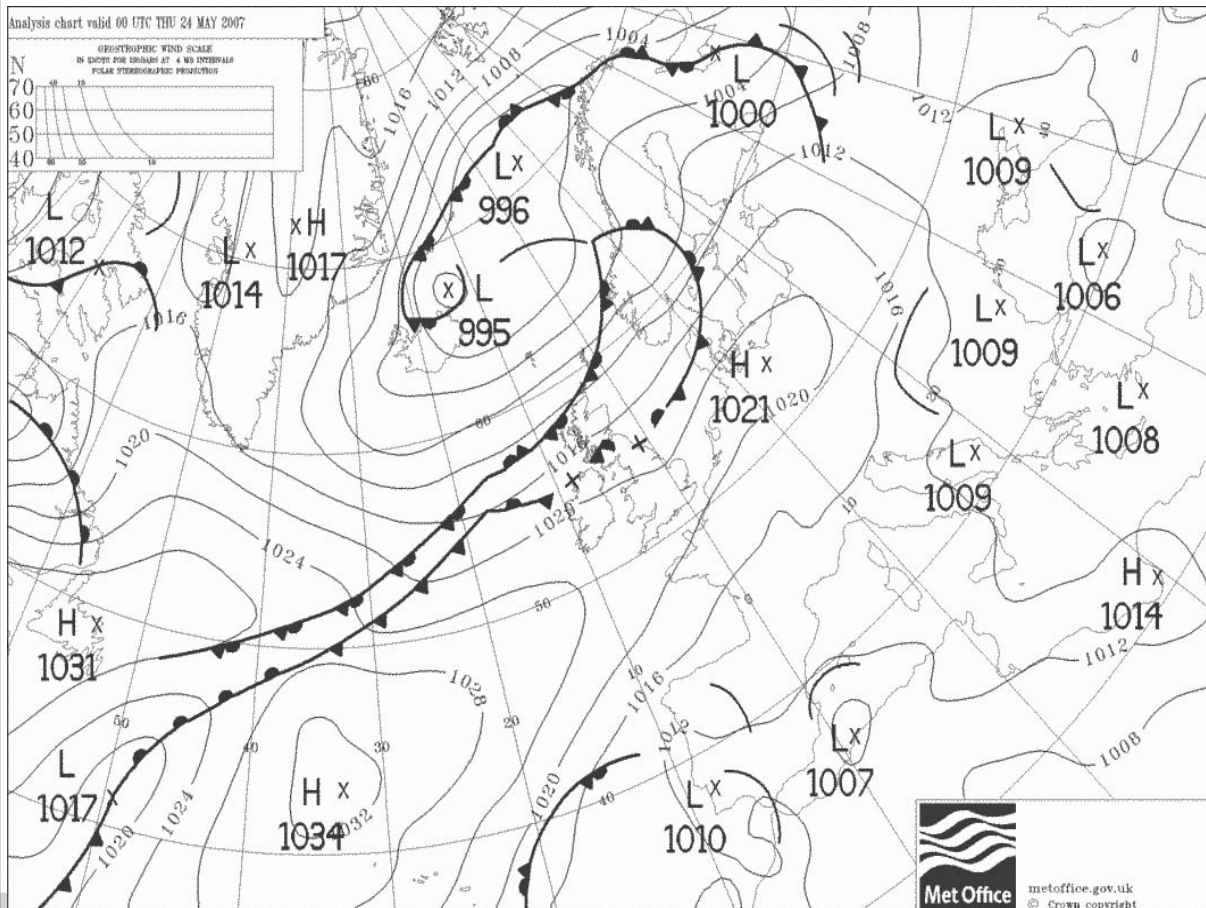
<i>Teplota u země (°C)</i>	25,8
<i>CAPE (J/kg)</i>	103,07
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2070
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	51,54
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-128,84
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,4
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,18

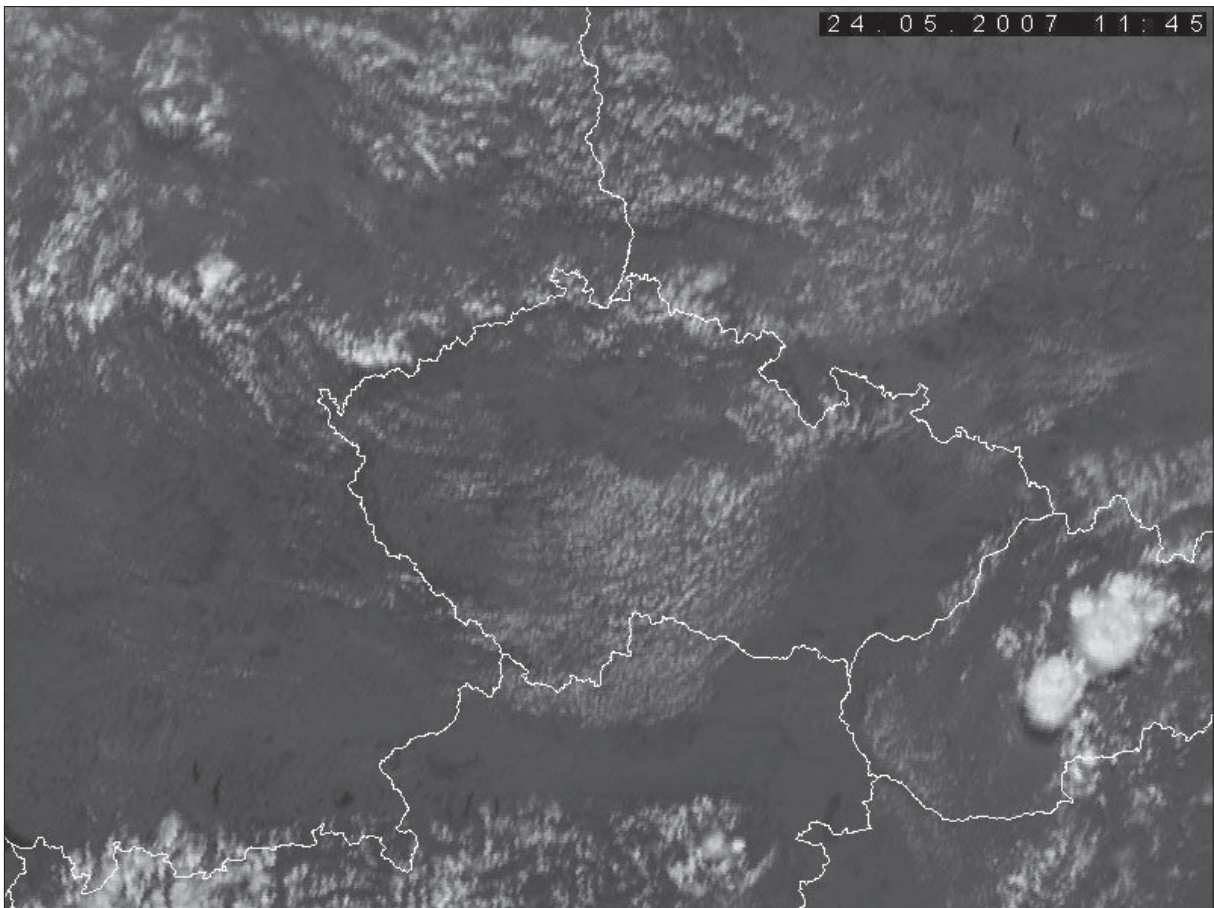
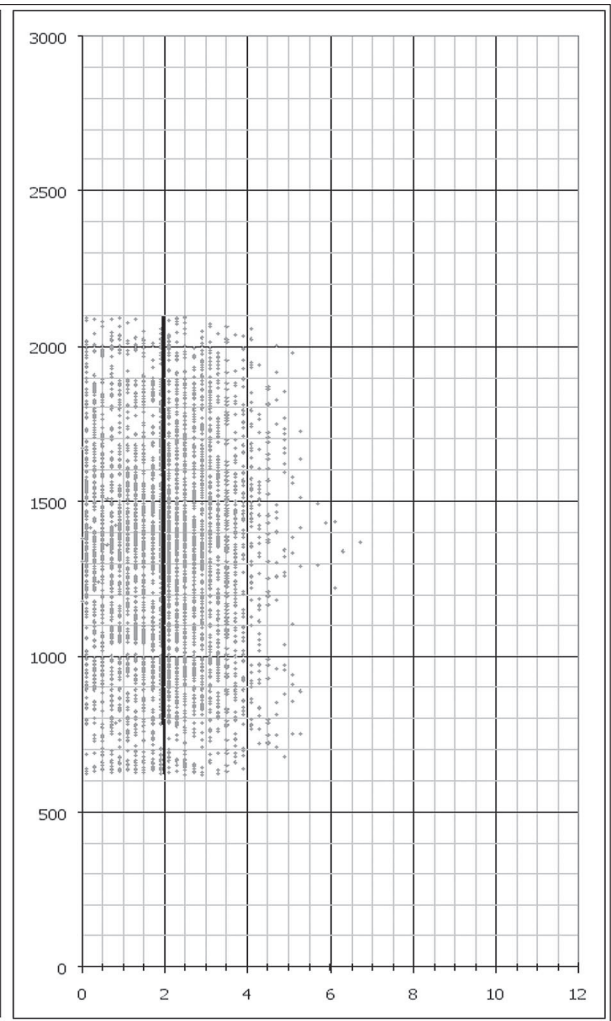
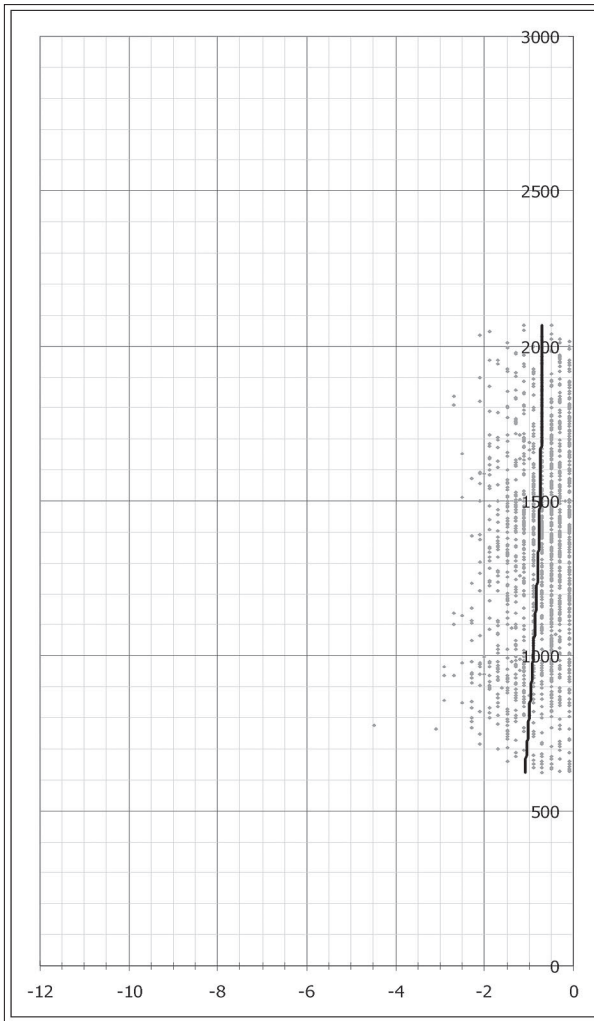
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2097
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1325
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1397
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,1
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,5
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1437	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,7	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,6	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,5	





1.6.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8,3
<i>rozptyl</i>	1,63
<i>směrodatná odchylka</i>	1,28
<i>průměrná odchylka</i>	1,04

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-3,7
<i>rozptyl</i>	0,39
<i>směrodatná odchylka</i>	0,62
<i>průměrná odchylka</i>	0,5

Aerologická sondáž

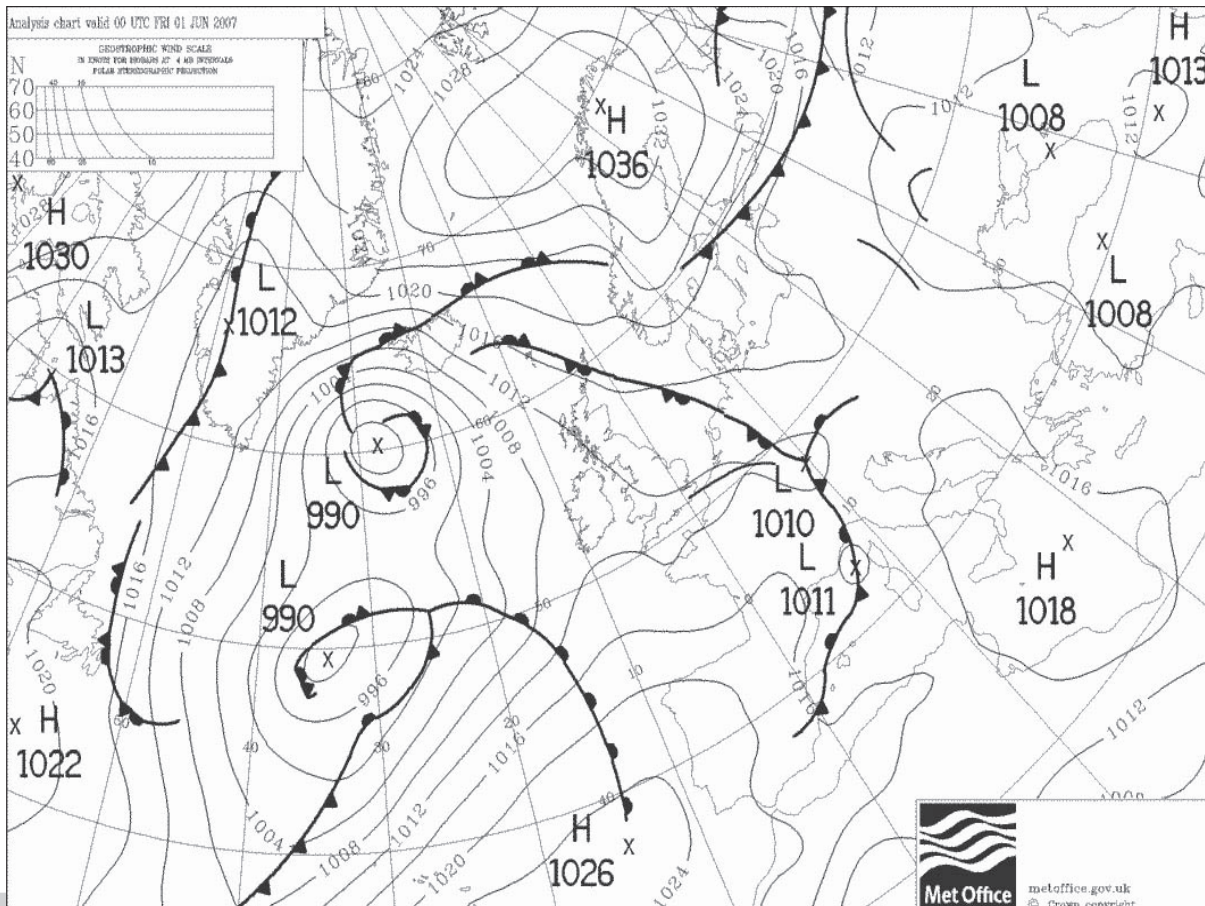
<i>Teplota u země (°C)</i>	20,9
<i>CAPE (J/kg)</i>	50,45
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2120
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	24,02
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-63,06
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,38
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	0,8
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	2,63

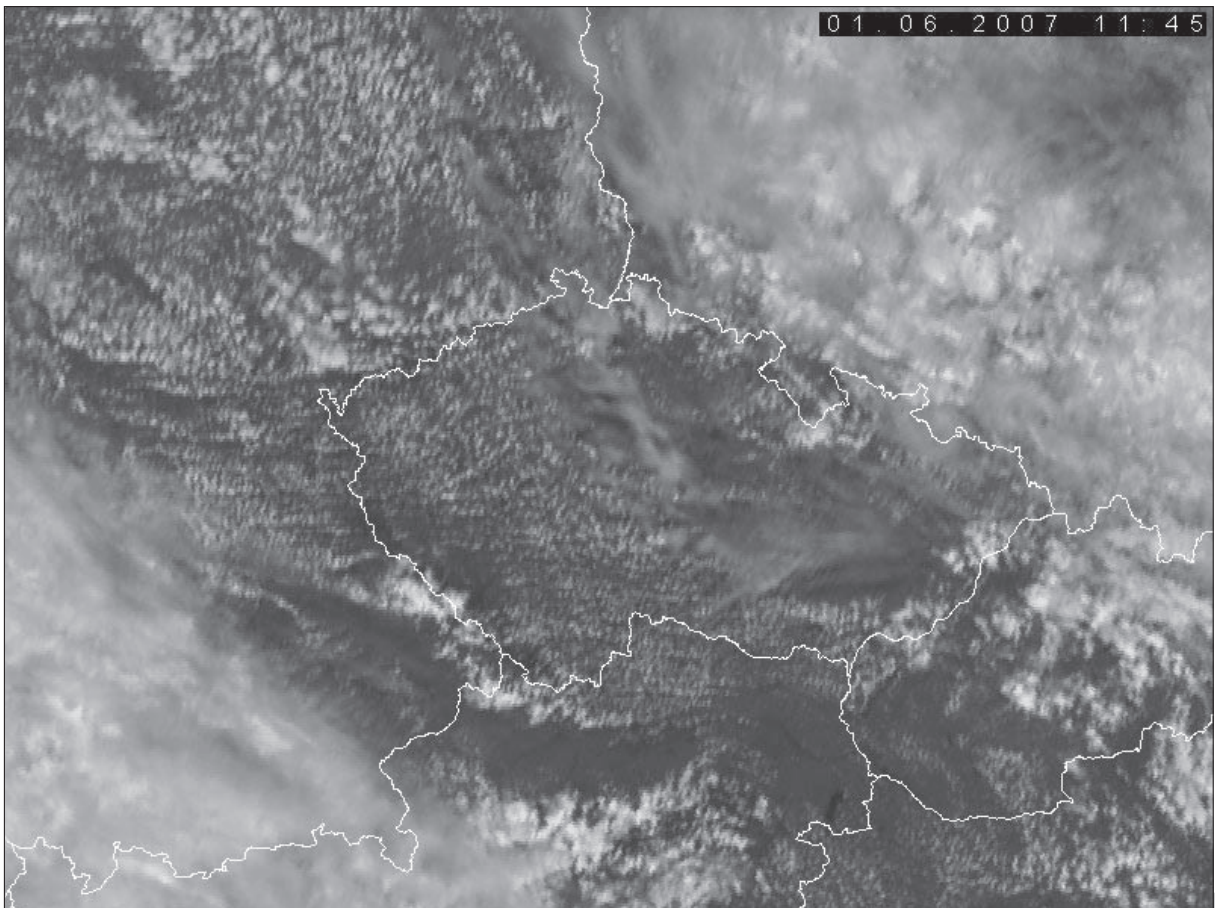
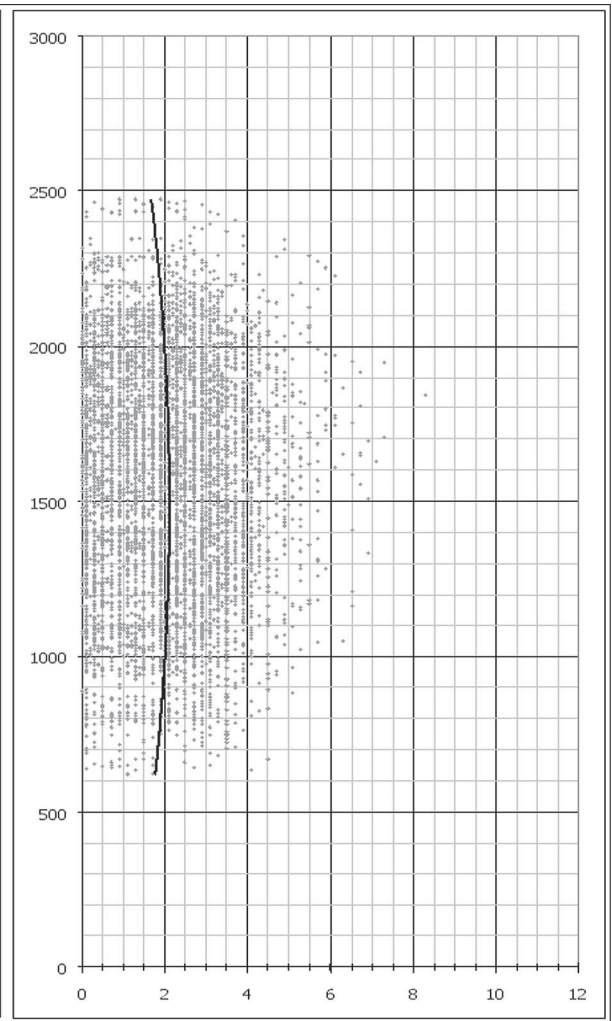
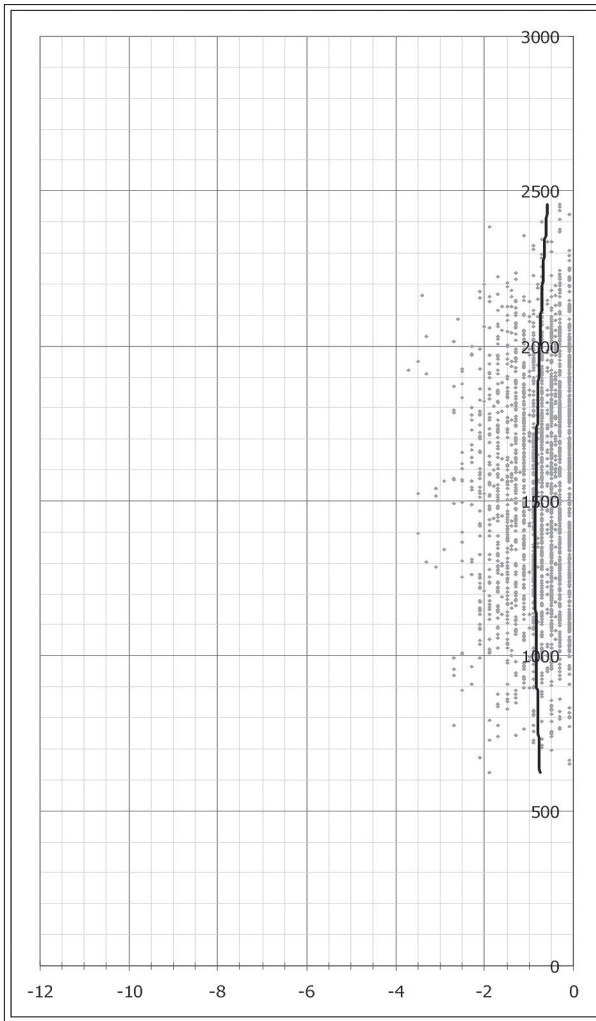
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2474
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1566
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1365
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,1
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	5

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1591	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	4/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	0,8	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,4	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	0,9	





8.6.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2,2
wnahoru max (m/s)	7,3
rozptyl	1,73
směrodatná odchylka	1,31
průměrná odchylka	1,08

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-4,2
rozptyl	0,42
směrodatná odchylka	0,65
průměrná odchylka	0,52

Aerologická sondáž

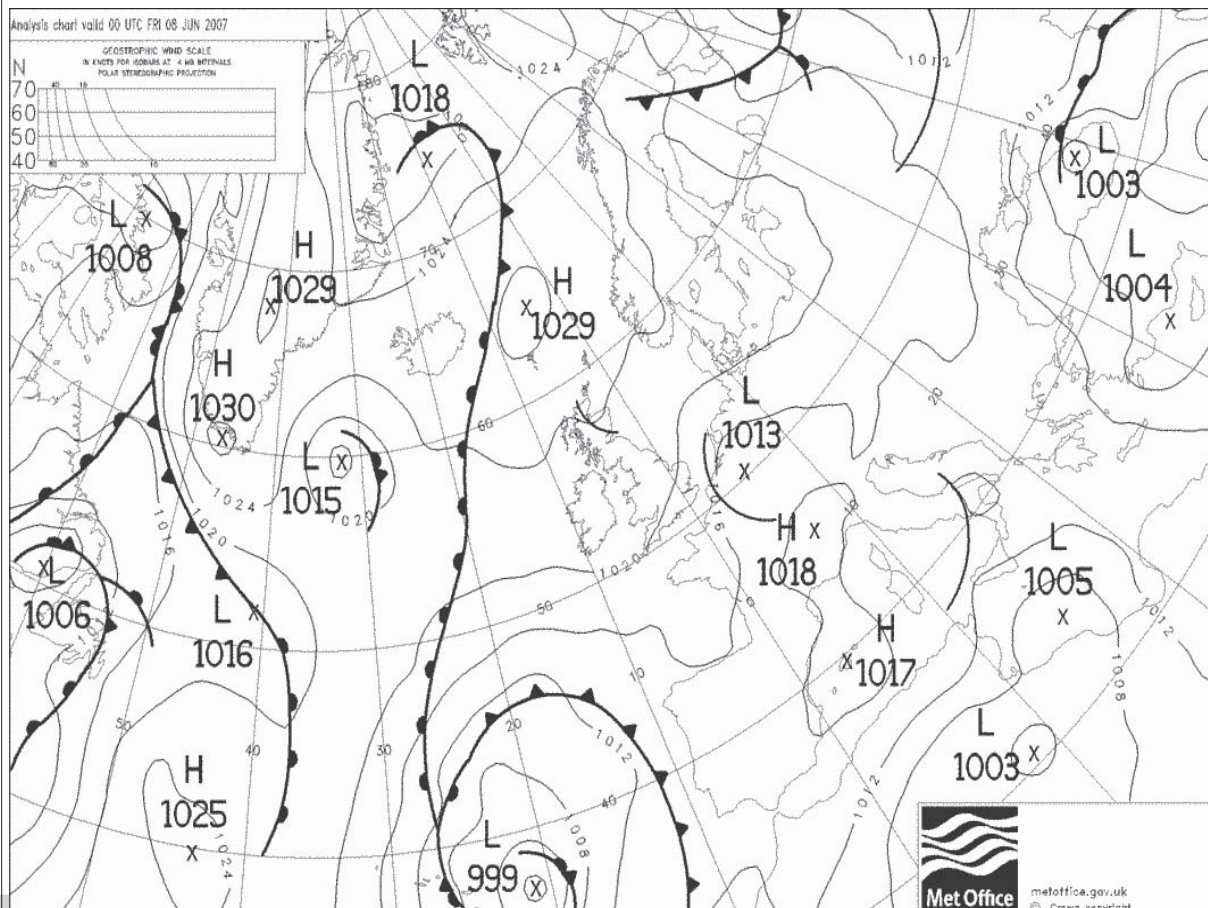
Teplota u země (°C)	28,4
CAPE (J/kg)	150,73
Hladina nulového vztlaku (m)	2730
CAPE/wstoupání průměrné	68,51
CAPE/wklesání průměrné	-150,73
wklesání/wstoupání	-0,45
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	31
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,1

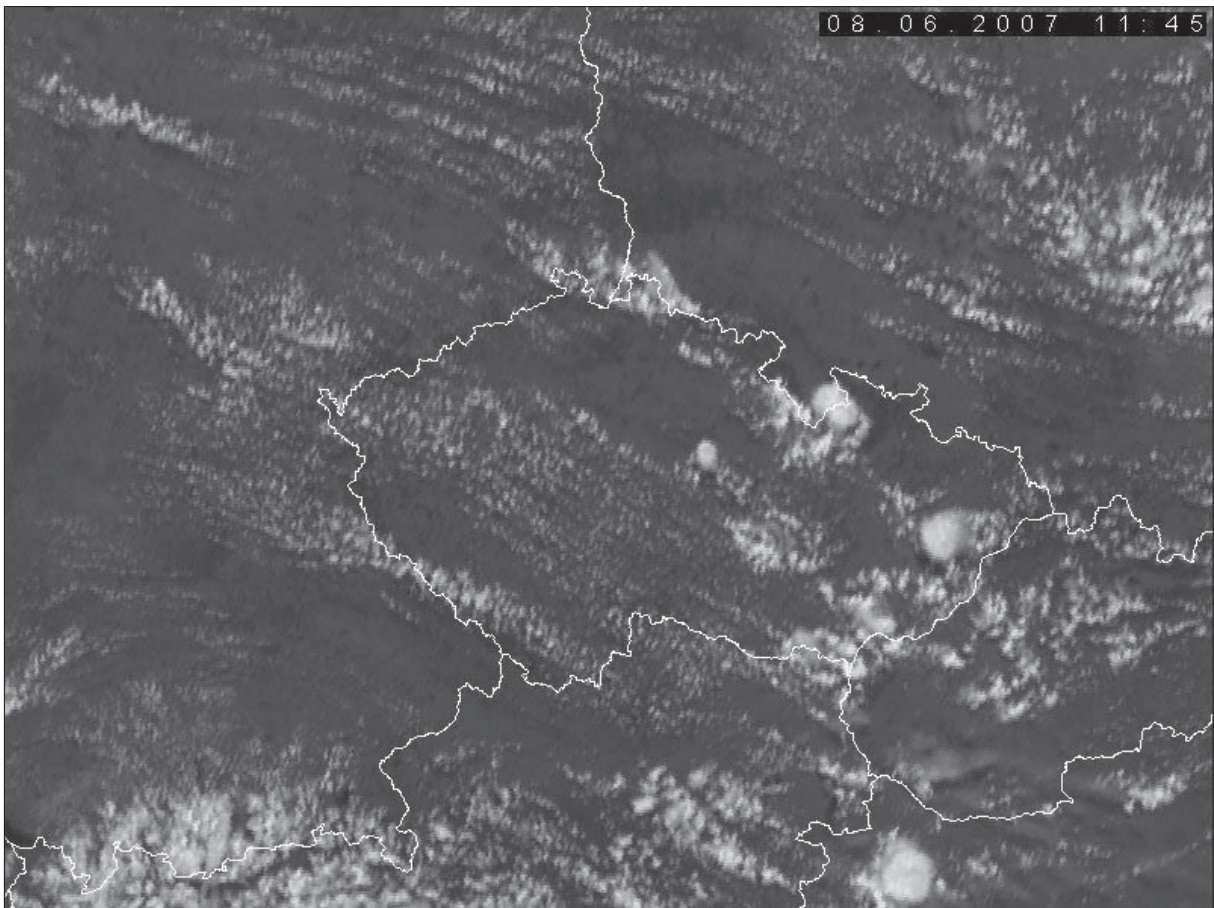
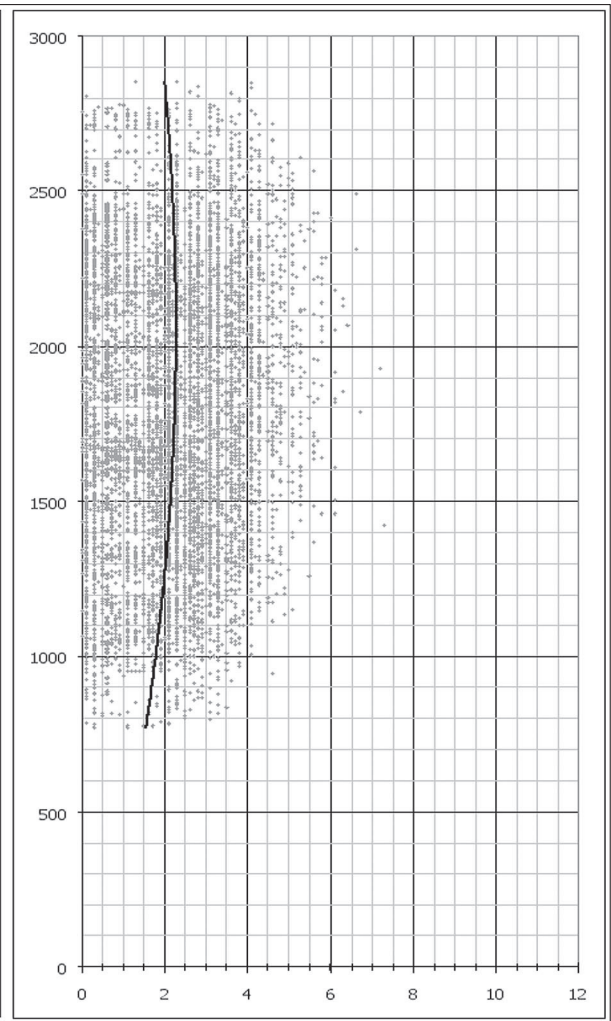
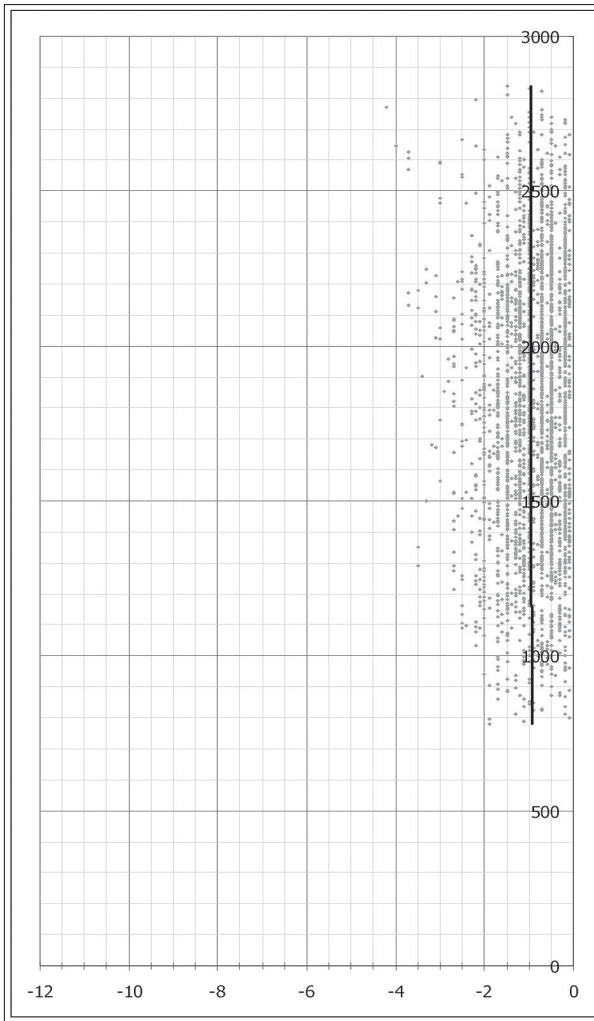
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2851
průměrná výška letu (m)	1789
nejčtenější výška letu (m)	1632
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	8,6

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2227	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	4/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,8	
maximální rozdíl Tp-Te	2,3	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2	





9.6.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,9
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,6
<i>rozptyl</i>	1,65
<i>směrodatná odchylka</i>	1,28
<i>průměrná odchylka</i>	1,04

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,7
<i>rozptyl</i>	0,63
<i>směrodatná odchylka</i>	0,79
<i>průměrná odchylka</i>	0,57

Aerologická sondáž

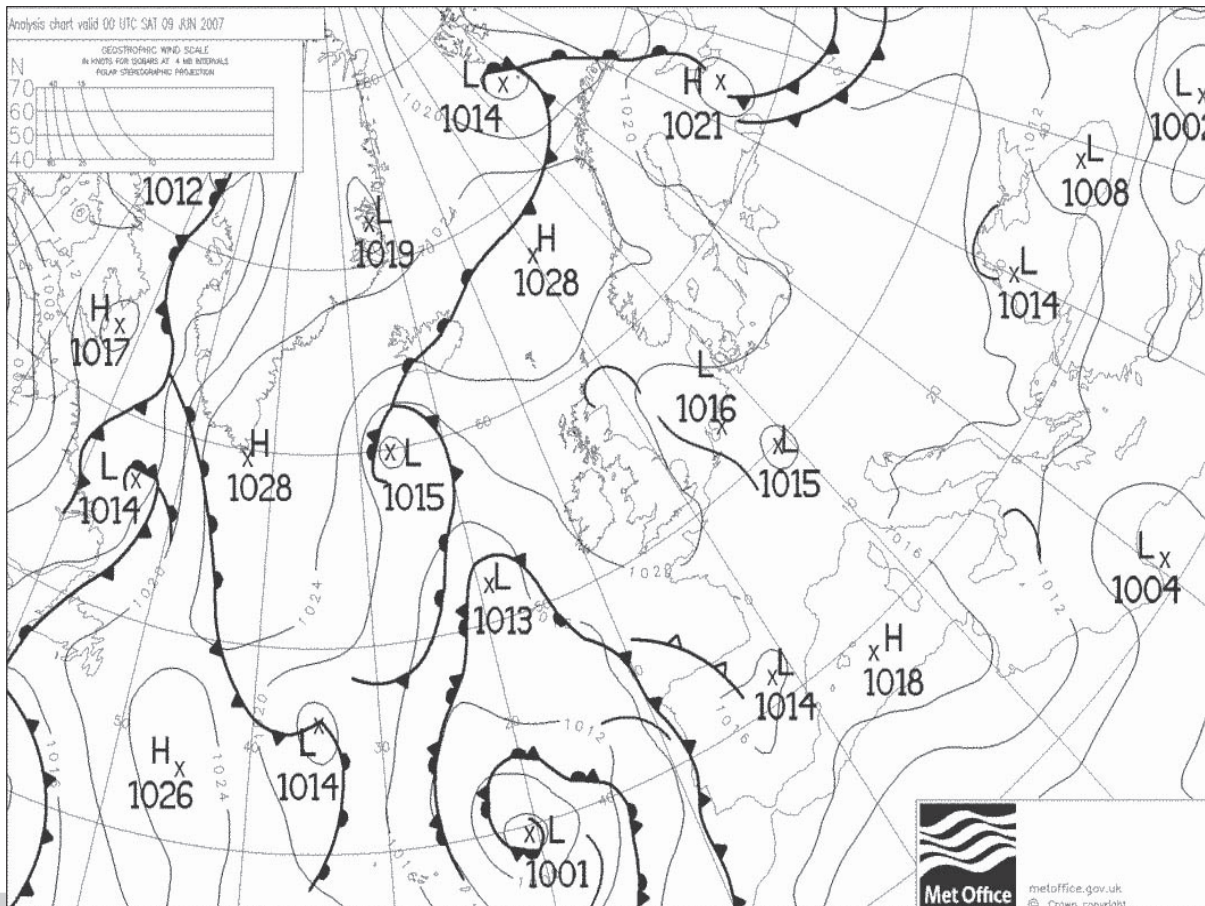
<i>Teplota u země (°C)</i>	28,5
<i>CAPE (J/kg)</i>	113,18
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	3100
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	59,57
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-113,18
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,53
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	28
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,1
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,73

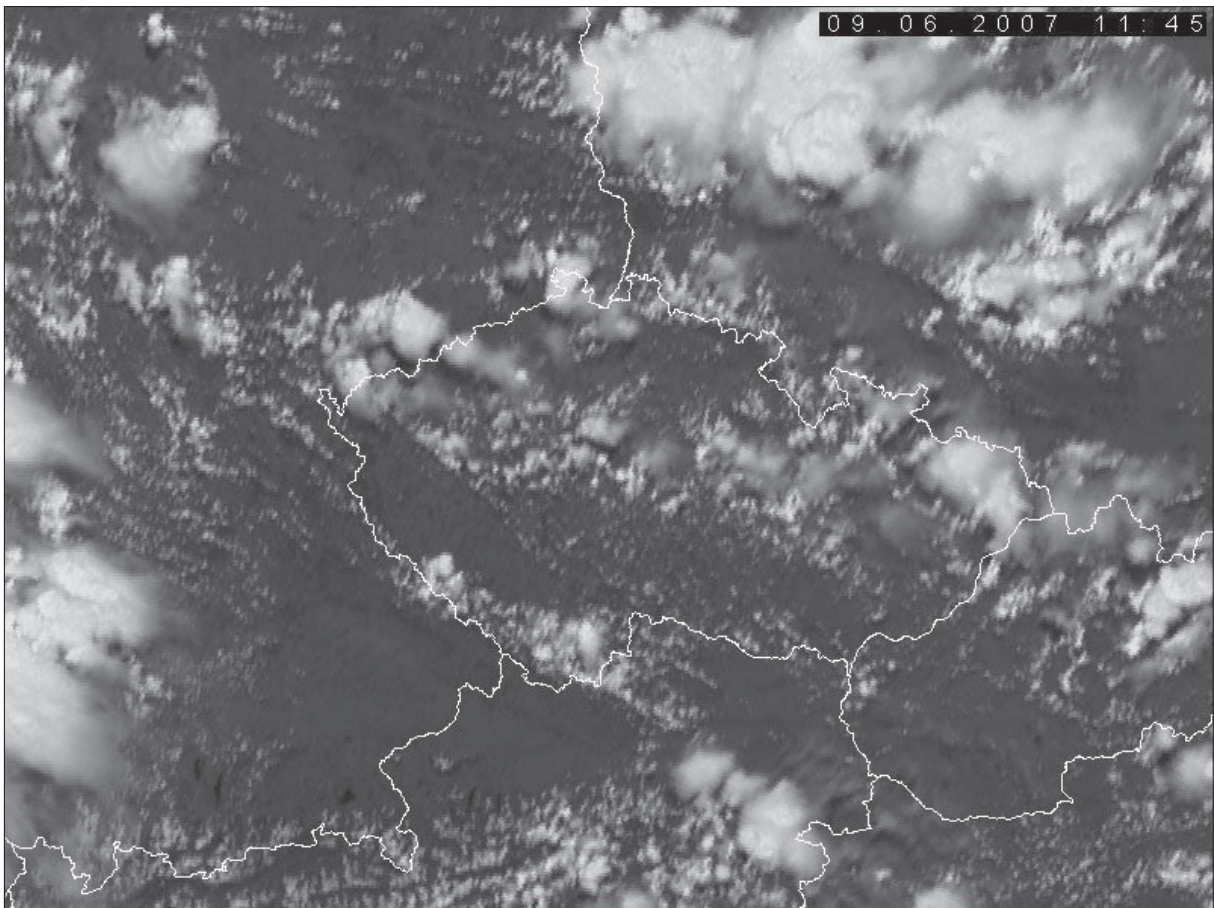
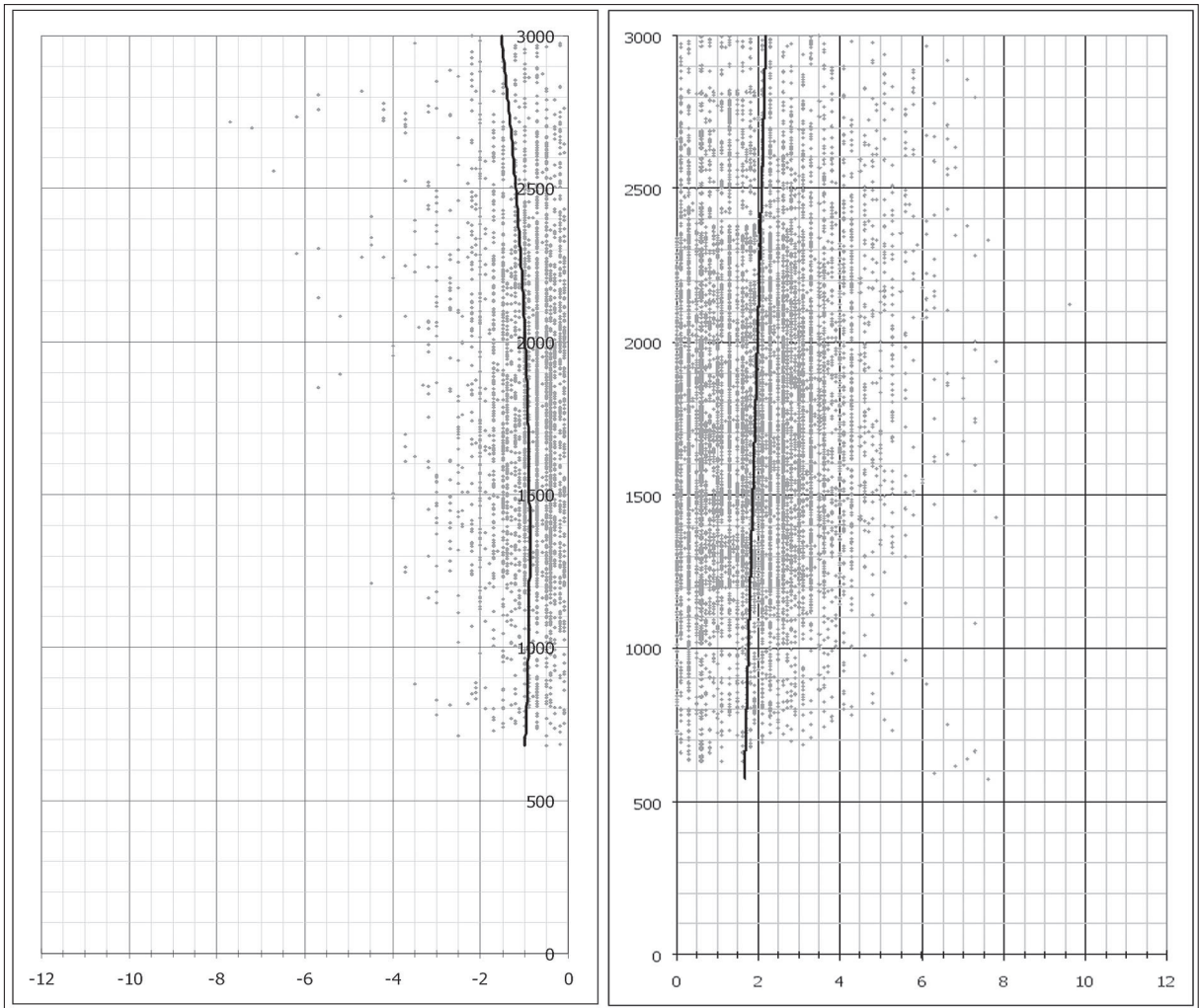
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	3015
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1765
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1468
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,4

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2084	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	2100	4/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,3	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,8	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,5	





11.6.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,6
<i>rozptyl</i>	1,33
<i>směrodatná odchylka</i>	1,15
<i>průměrná odchylka</i>	0,93

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,9
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,1
<i>rozptyl</i>	0,44
<i>směrodatná odchylka</i>	0,66
<i>průměrná odchylka</i>	0,53

Aerologická sondáž

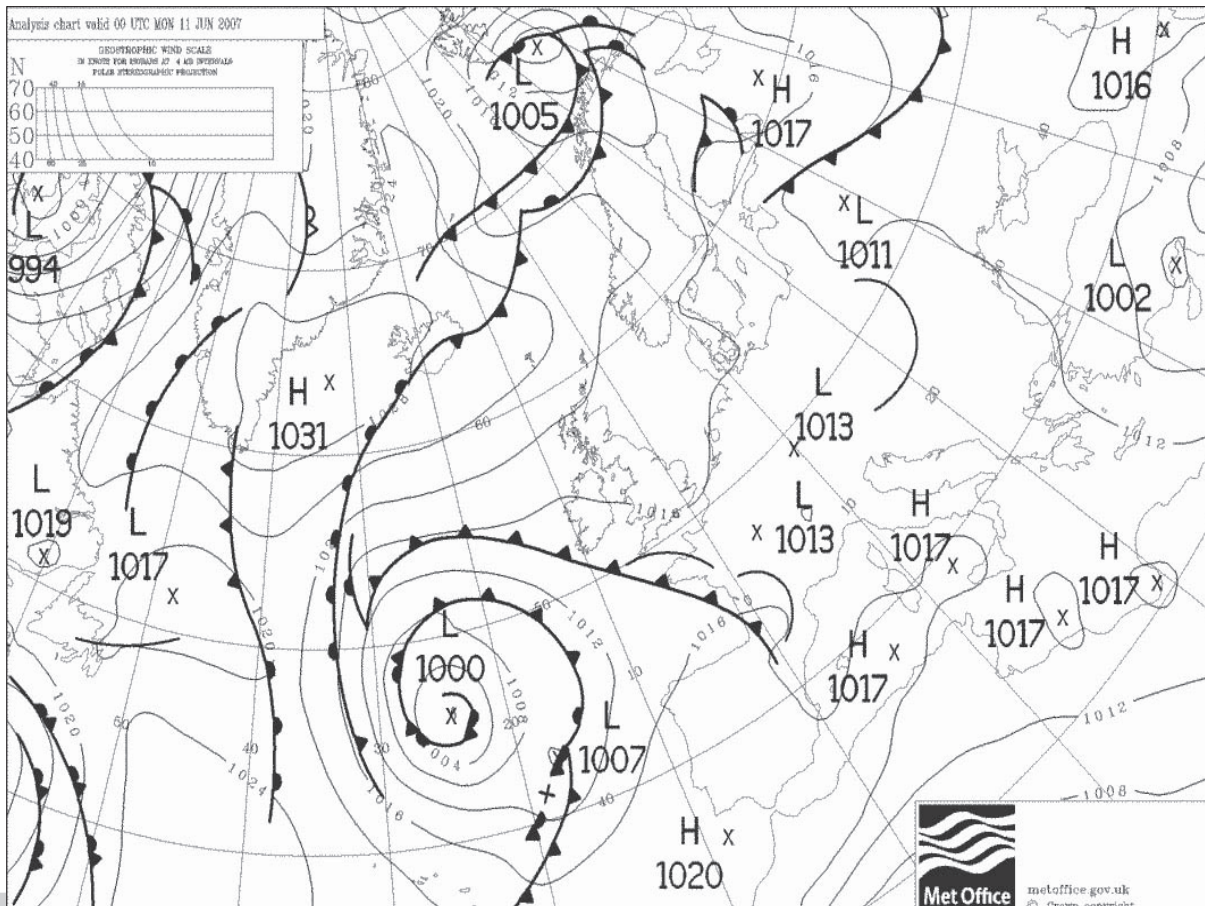
<i>Teplota u země (°C)</i>	27,9
<i>CAPE (J/kg)</i>	194,52
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2720
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	97,26
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-216,13
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,45
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	25
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1

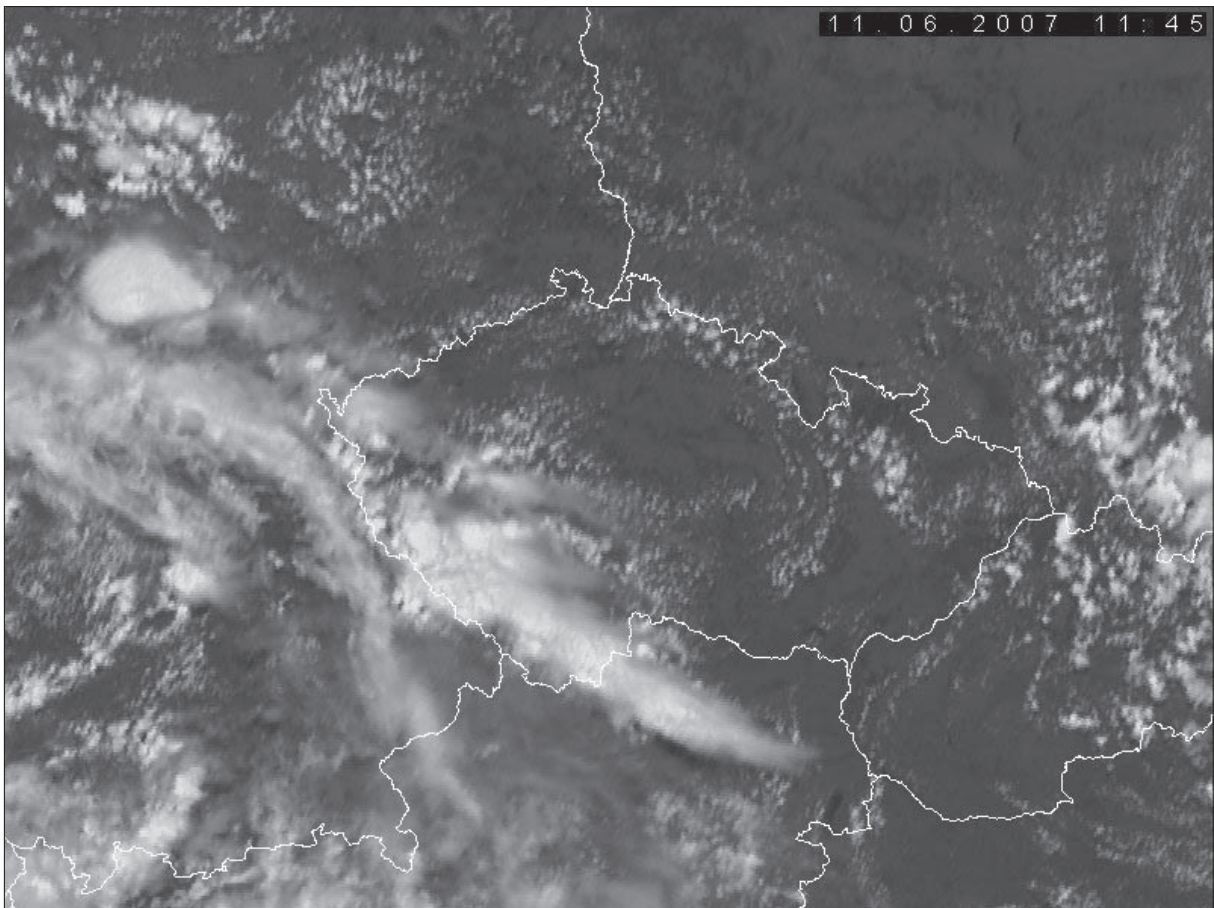
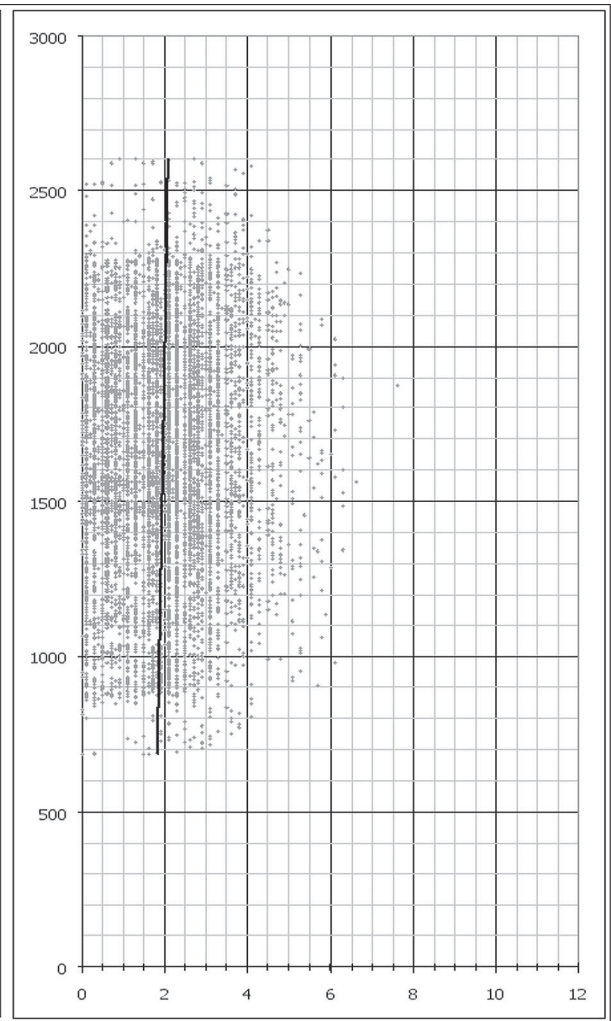
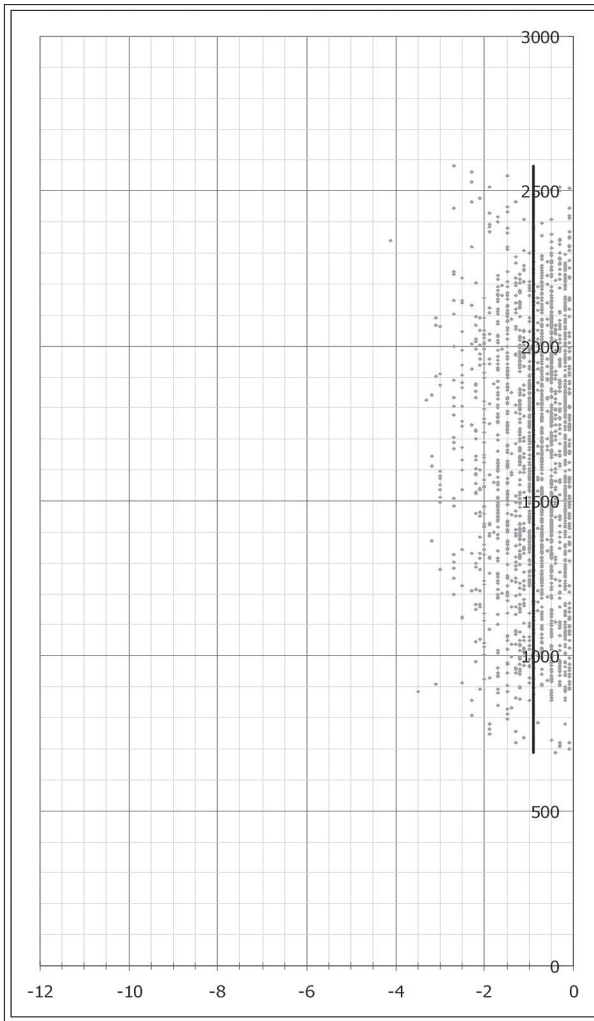
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2603
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1648
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1482
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,2
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	9,8

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2057	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1800	3/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	2,4	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	3,1	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,8	





17.6.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	9
rozptyl	1,86
směrodatná odchylna	1,36
průměrná odchylna	1,08

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-7,2
rozptyl	0,5
směrodatná odchylna	0,71
průměrná odchylna	0,53

Aerologická sondáž

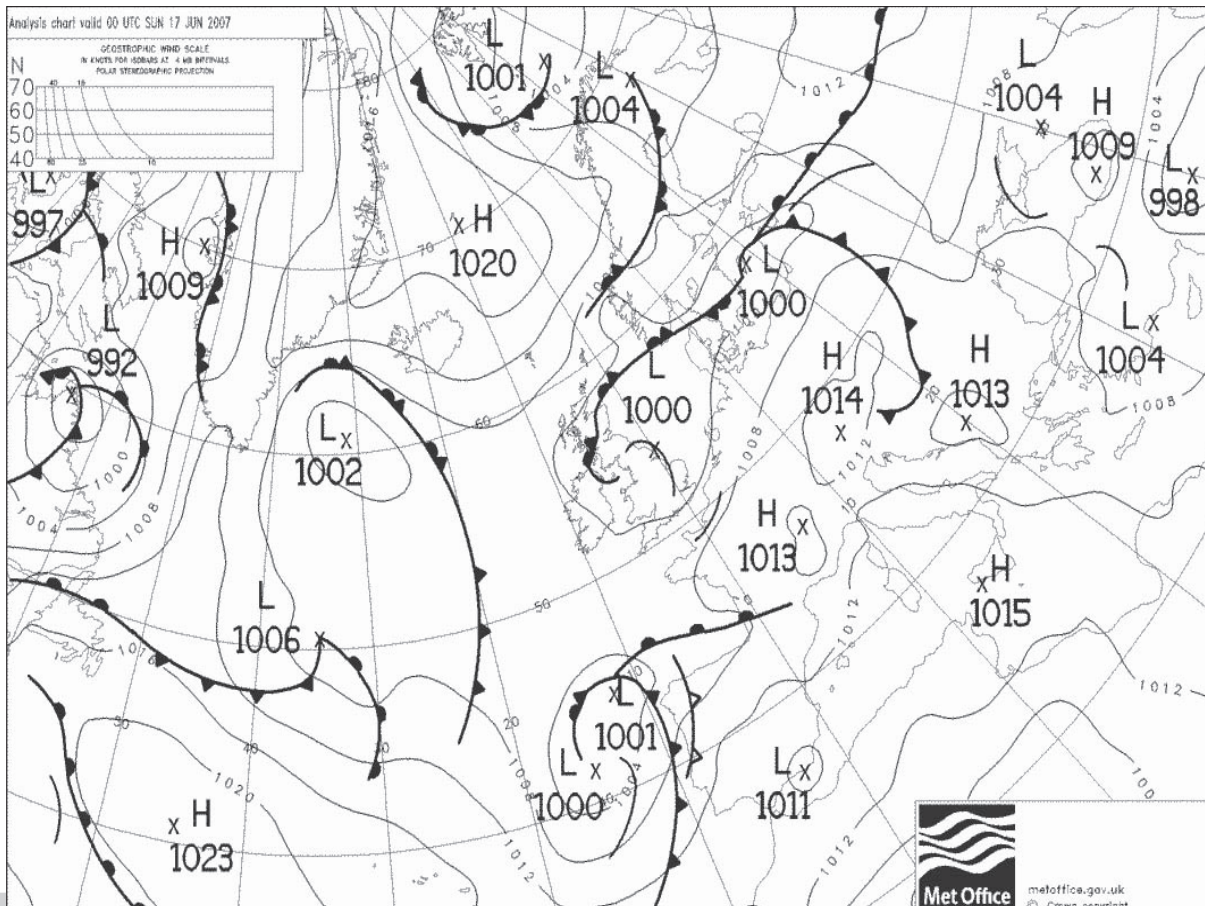
Teplota u země (°C)	21,8
CAPE (J/kg)	0,88
Hladina nulového vztlaku (m)	400
CAPE/wstoupání průměrné	0,44
CAPE/wklesání průměrné	-0,98
wklesání/wstoupání	-0,45
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	28
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	0,3
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	6,67

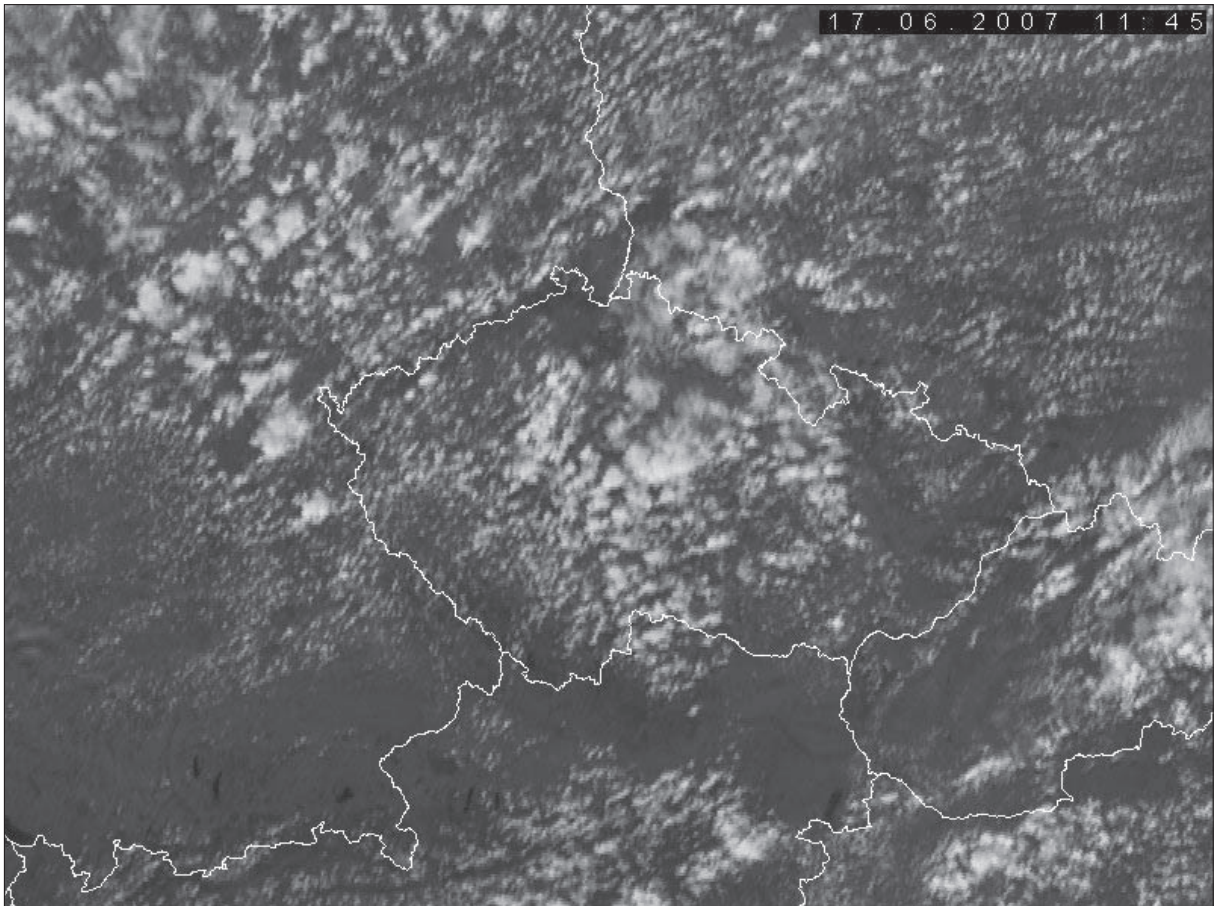
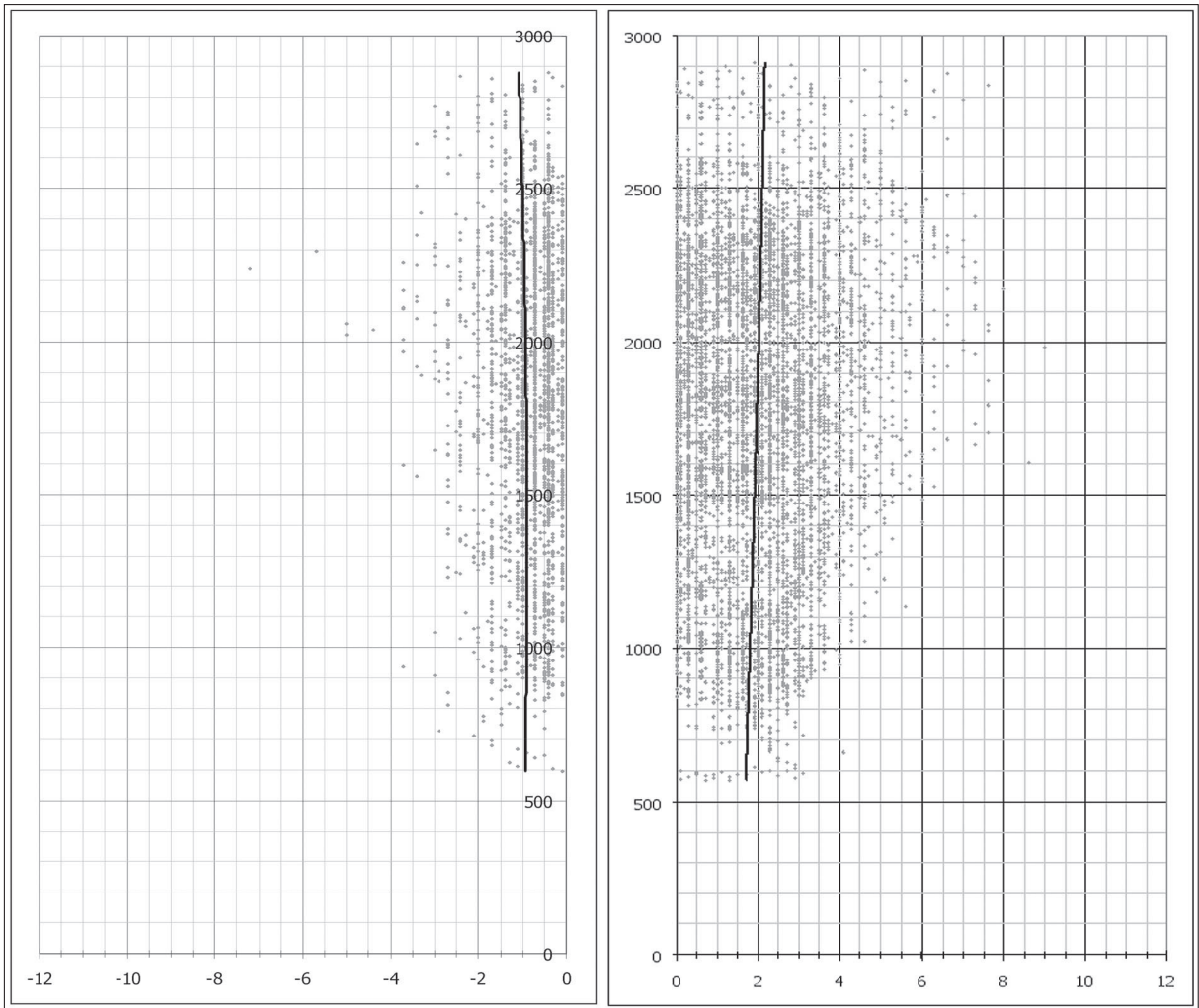
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2912
průměrná výška letu (m)	1786
nejčtenější výška letu (m)	1830
nejčtenější wstoupání (m/s)	0,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	0,7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1362	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1600	3/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	0,2	
maximální rozdíl Tp-Te	0,5	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	neni	





19.6.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	7,6
rozptyl	1,69
směrodatná odchylka	1,3
průměrná odchylka	1,06

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1,1
wdolů max (m/s)	-5
rozptyl	0,52
směrodatná odchylka	0,72
průměrná odchylka	0,58

Aerologická sondáž

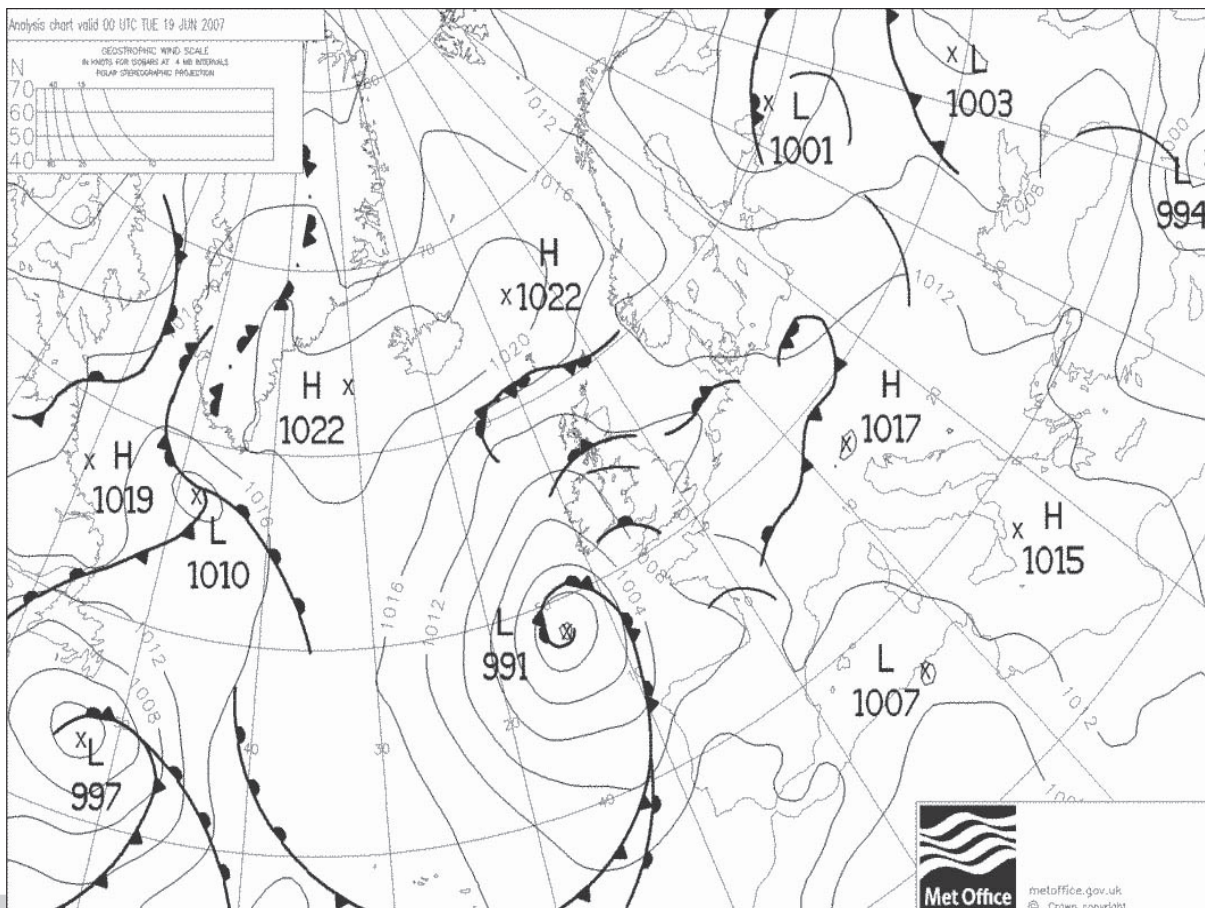
Teplota u země (°C)	26,7
CAPE (J/kg)	142,93
Hladina nulového vztlaku (m)	2520
CAPE/wstoupání průměrné	75,23
CAPE/wklesání průměrné	-129,94
wklesání/wstoupání	-0,58
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	28
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,8
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,06

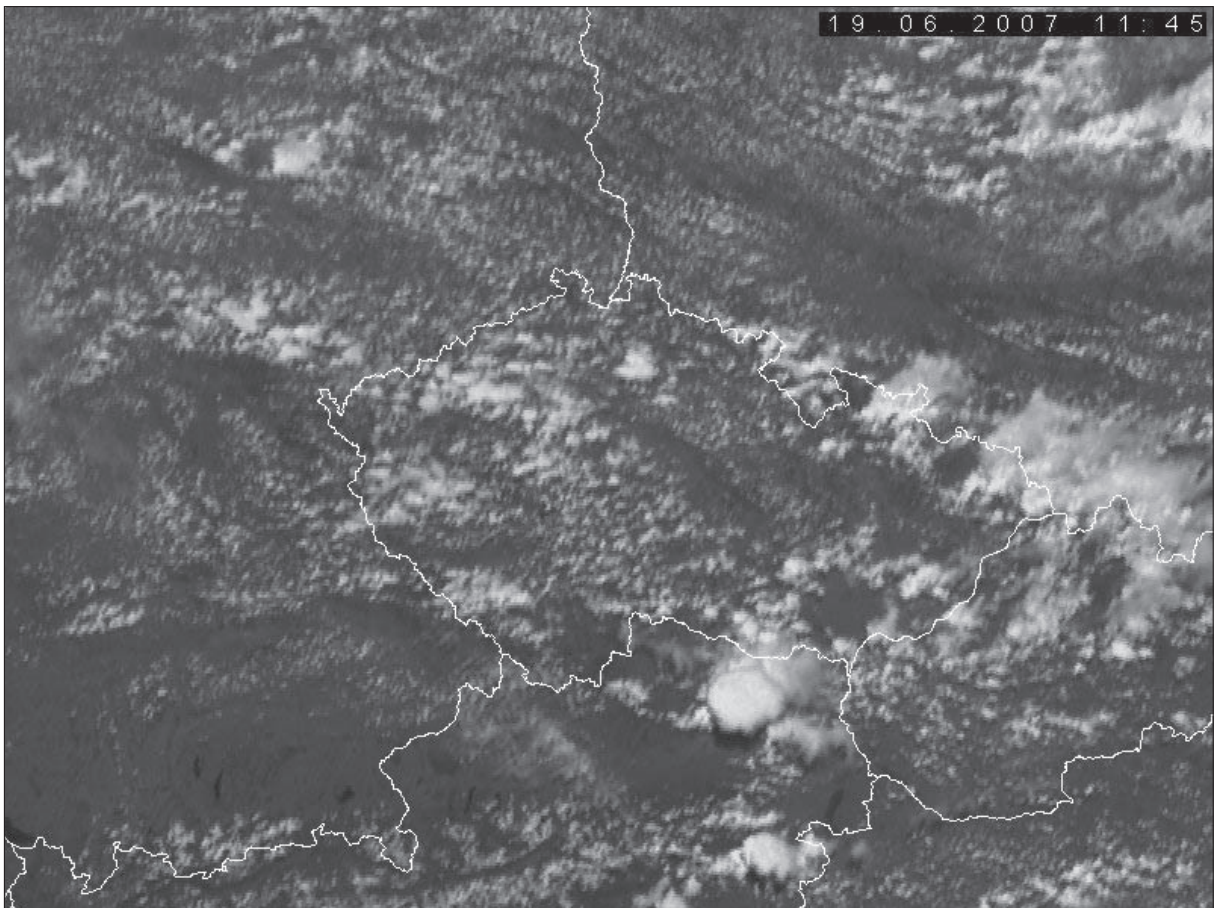
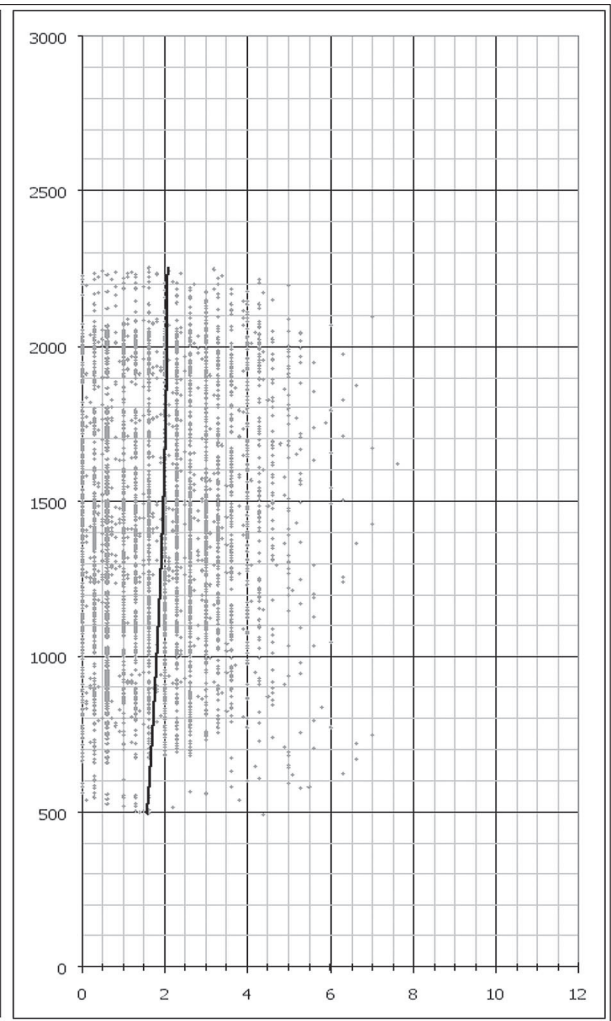
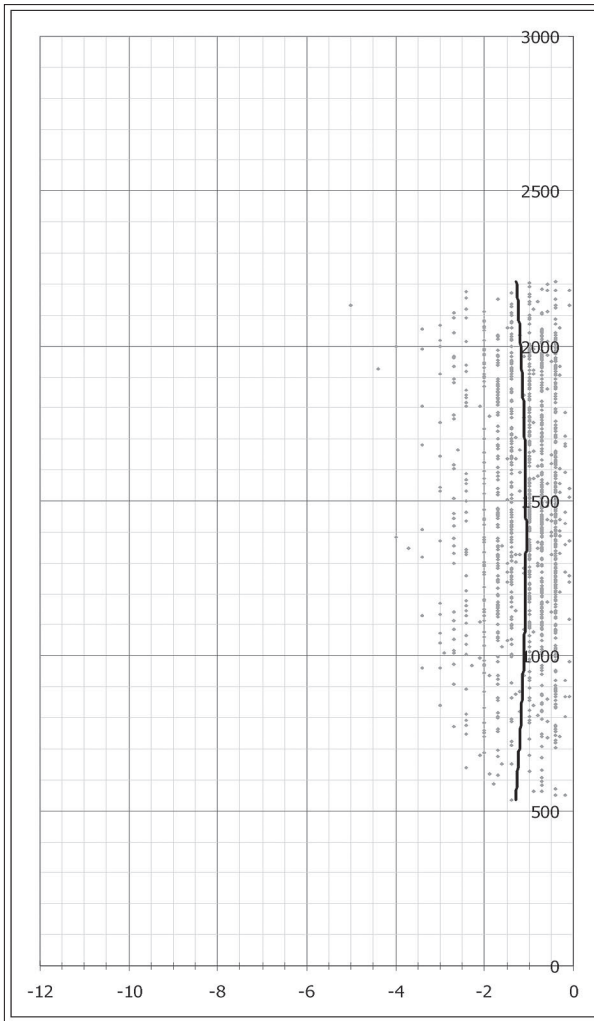
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2252
průměrná výška letu (m)	1410
nejčtetnější výška letu (m)	548
nejčtetnější wstoupání (m/s)	1,3
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,4
teoretická wmax (m/s)	8,4

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1767	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	6/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,9	
maximální rozdíl Tp-Te	2,5	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	2,3	





14.7.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	6,9
rozptyl	1,12
směrodatná odchylka	1,06
průměrná odchylka	0,87

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-3,7
rozptyl	0,38
směrodatná odchylka	0,62
průměrná odchylka	0,5

Aerologická sondáž

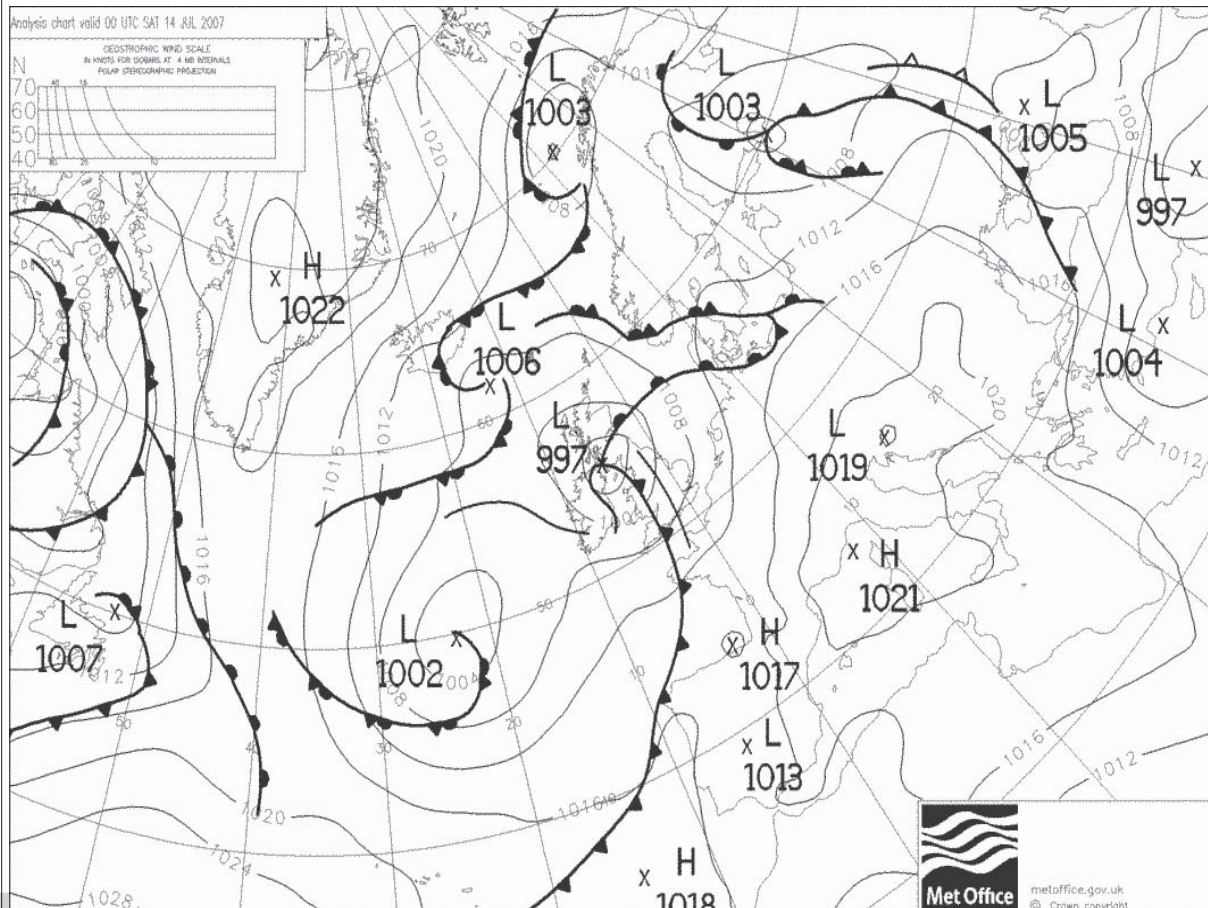
Teplota u země (°C)	29,8
CAPE (J/kg)	142,61
Hladina nulového vztlaku (m)	2360
CAPE/wstoupání průměrné	75,06
CAPE/wklesání průměrné	-178,26
wklesání/wstoupání	-0,42
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	28
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	0,95

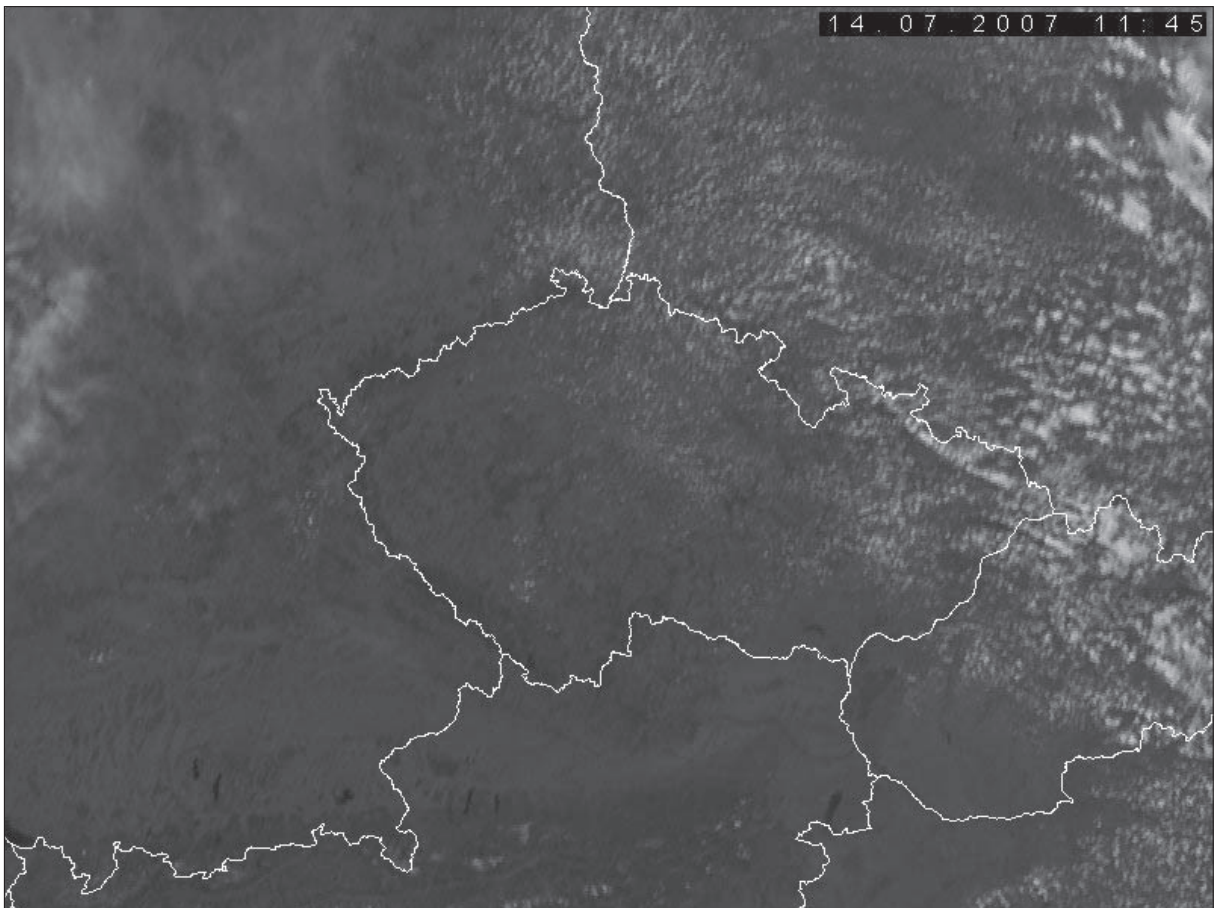
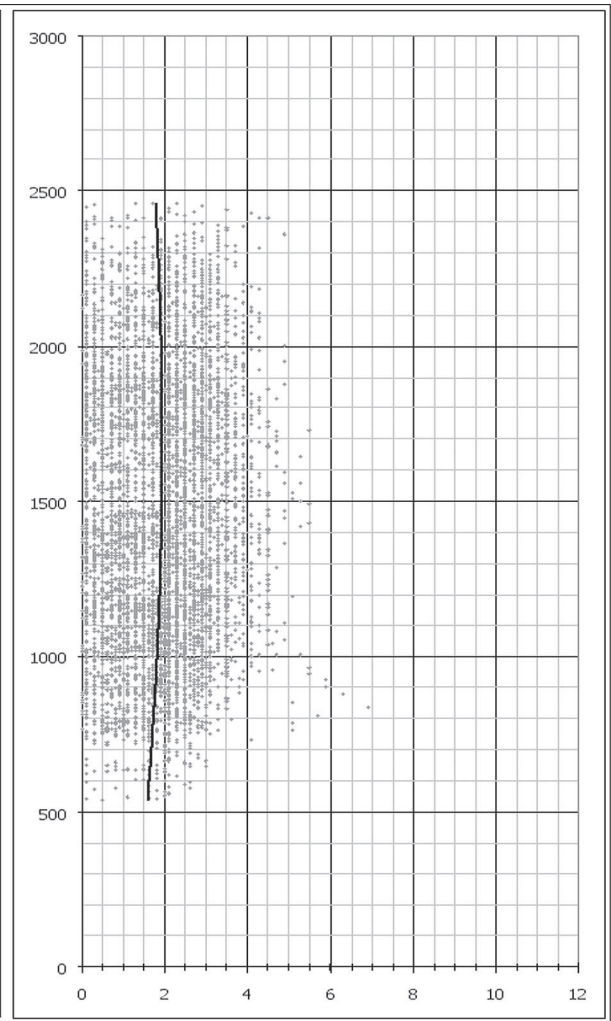
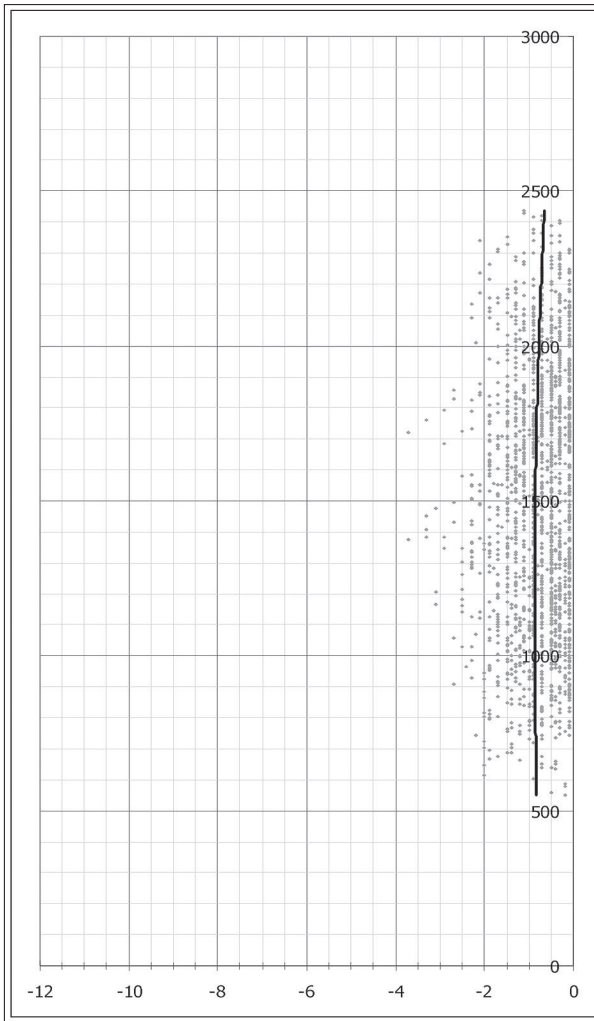
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2462
průměrná výška letu (m)	1463
nejčtenější výška letu (m)	1830
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	8,4

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1989	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1900	3/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	2,1	
maximální rozdíl Tp-Te	2,7	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2,6	





15.7.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8,3
<i>rozptyl</i>	1,32
<i>směrodatná odchylka</i>	1,15
<i>průměrná odchylka</i>	0,93

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,8
<i>rozptyl</i>	0,56
<i>směrodatná odchylka</i>	0,75
<i>průměrná odchylka</i>	0,59

Aerologická sondáž

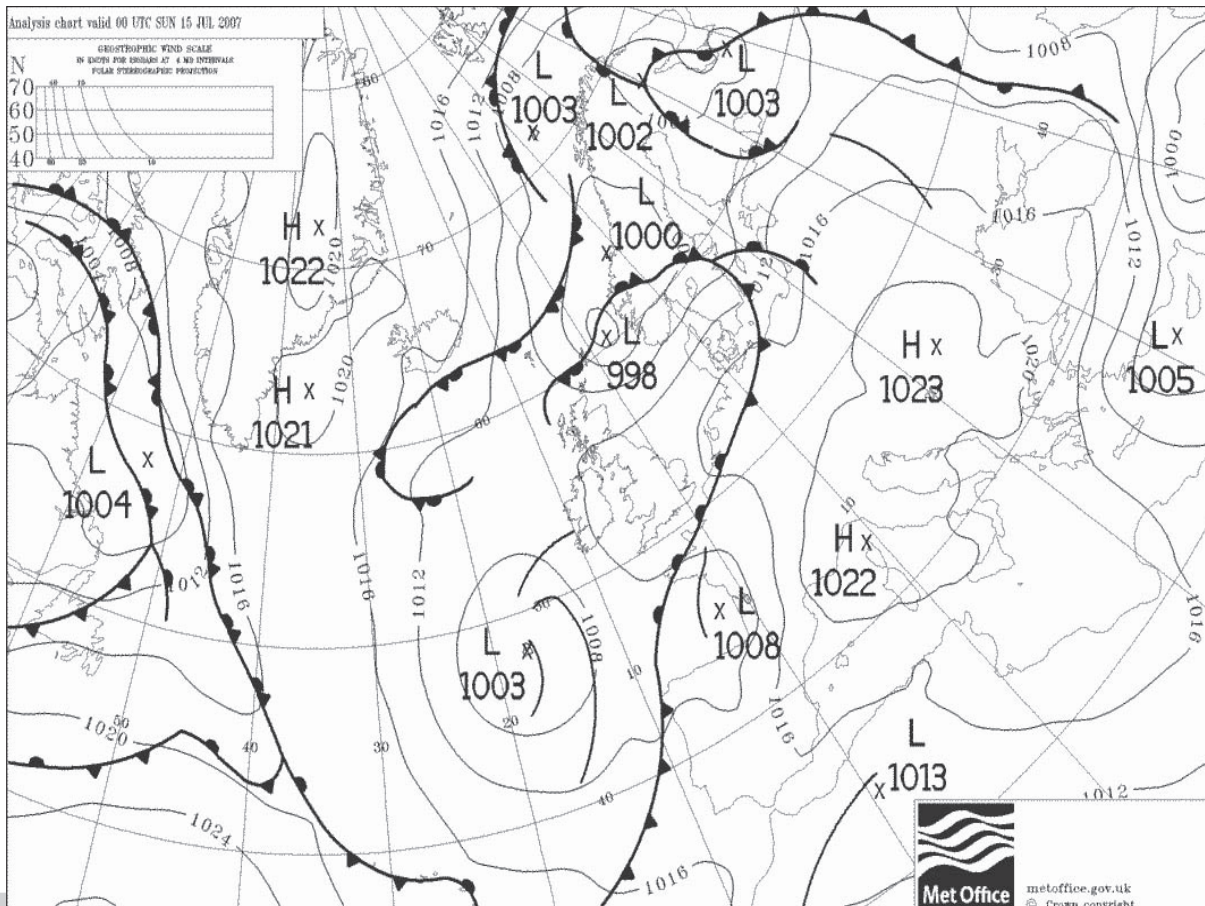
<i>Teplota u země (°C)</i>	33,7
<i>CAPE (J/kg)</i>	168,19
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	3000
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	84,1
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-168,19
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,5
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	31
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,9
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,05

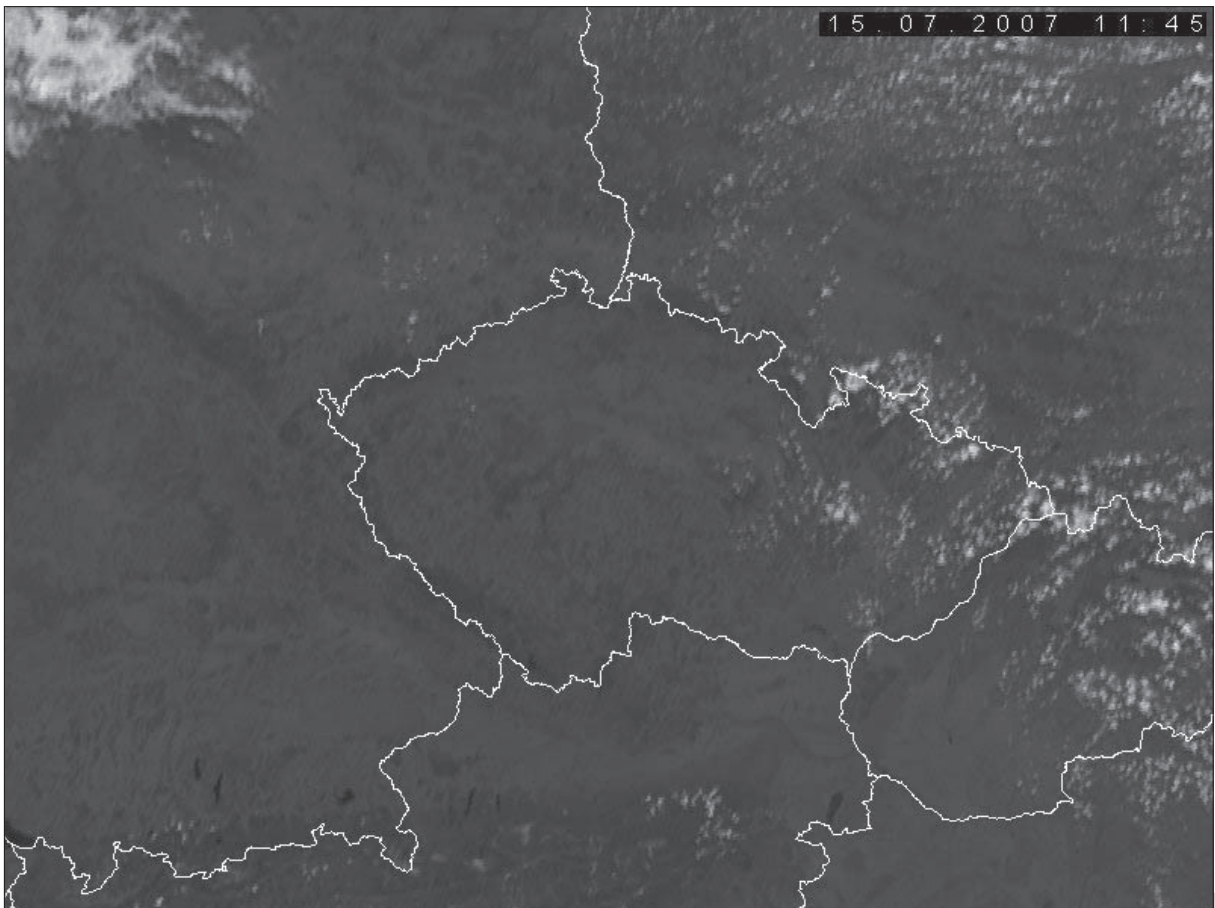
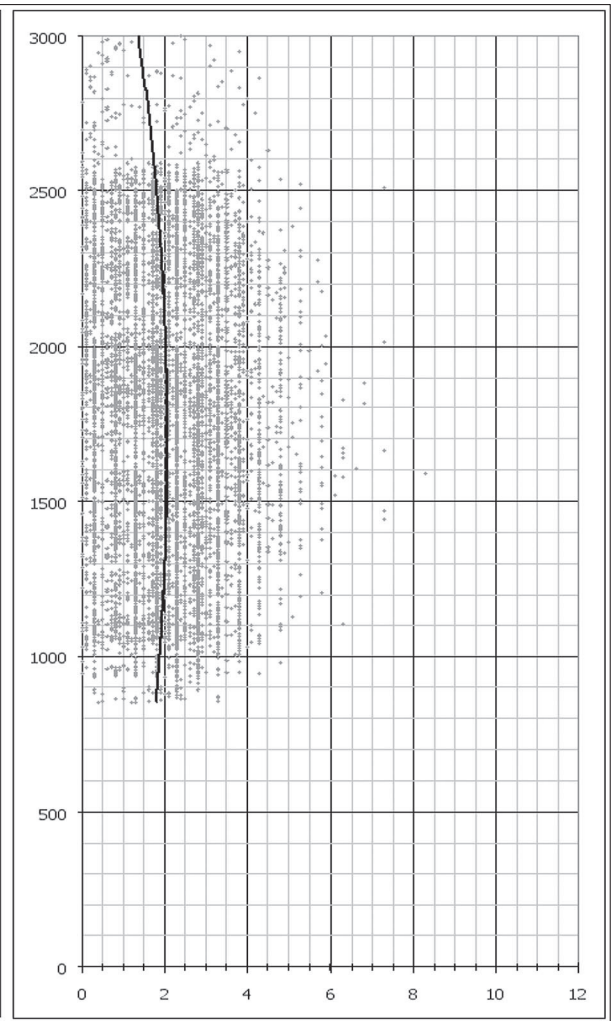
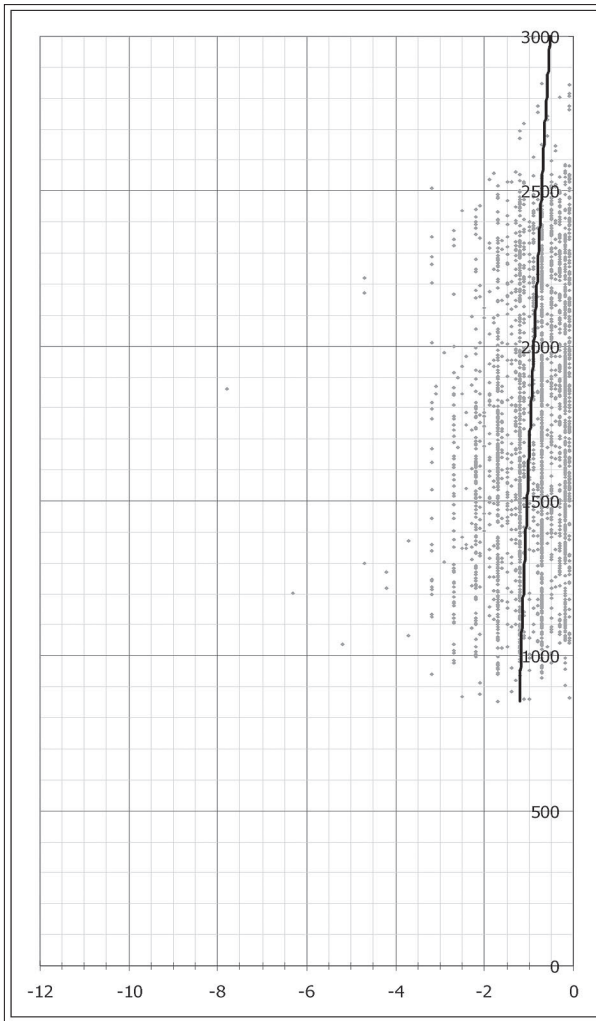
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	3082
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1772
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1109
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	9,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2572	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	2000	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,6	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,2	





17.7.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2,1
wnahoru max (m/s)	8,9
rozptyl	1,54
směrodatná odchylka	1,24
průměrná odchylka	1

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1,1
wdolů max (m/s)	-6
rozptyl	0,62
směrodatná odchylka	0,79
průměrná odchylka	0,63

Aerologická sondáž

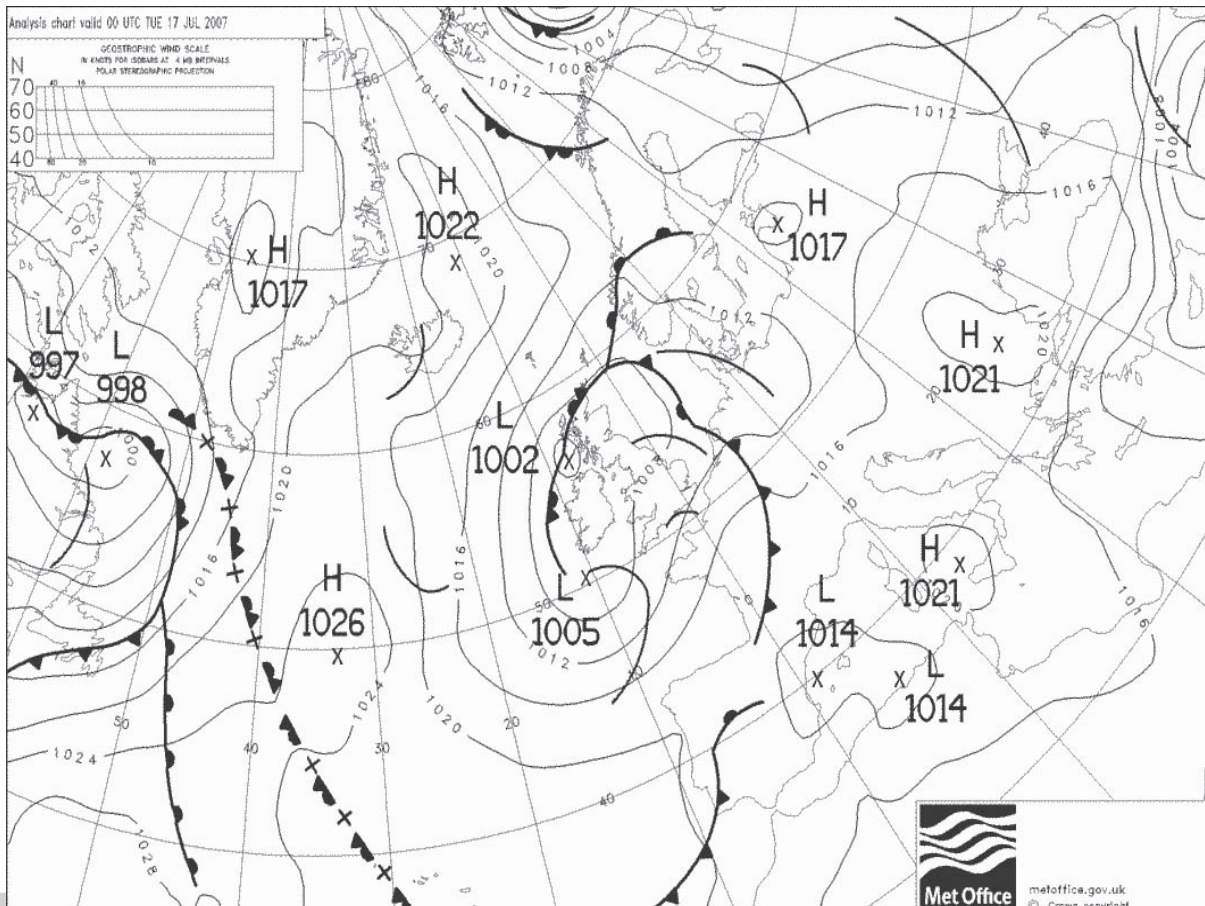
Teplota u země (°C)	33,9
CAPE (J/kg)	176,3
Hladina nulového vztlaku (m)	2770
CAPE/wstoupání průměrné	83,95
CAPE/wklesání průměrné	-160,27
wklesání/wstoupání	-0,52
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	29
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2,1
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1

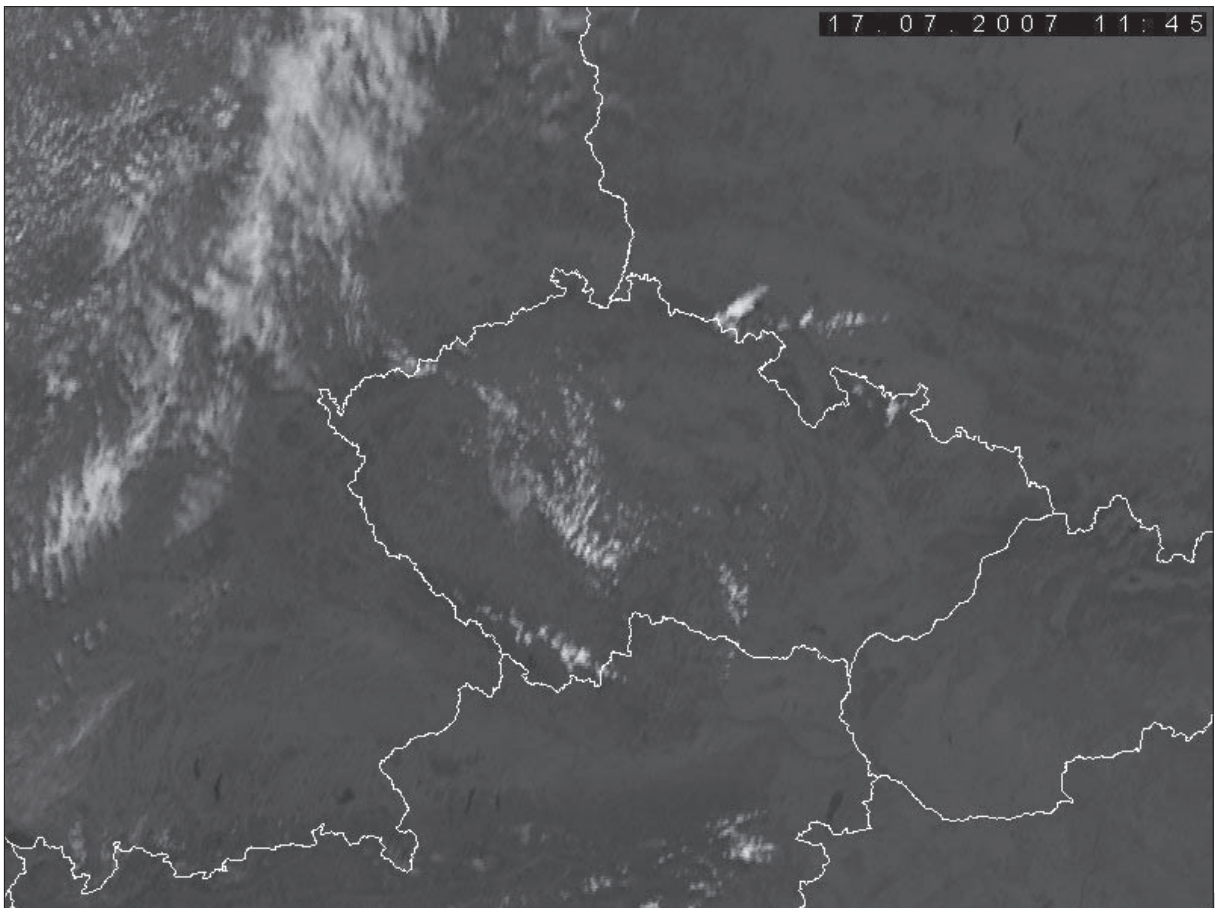
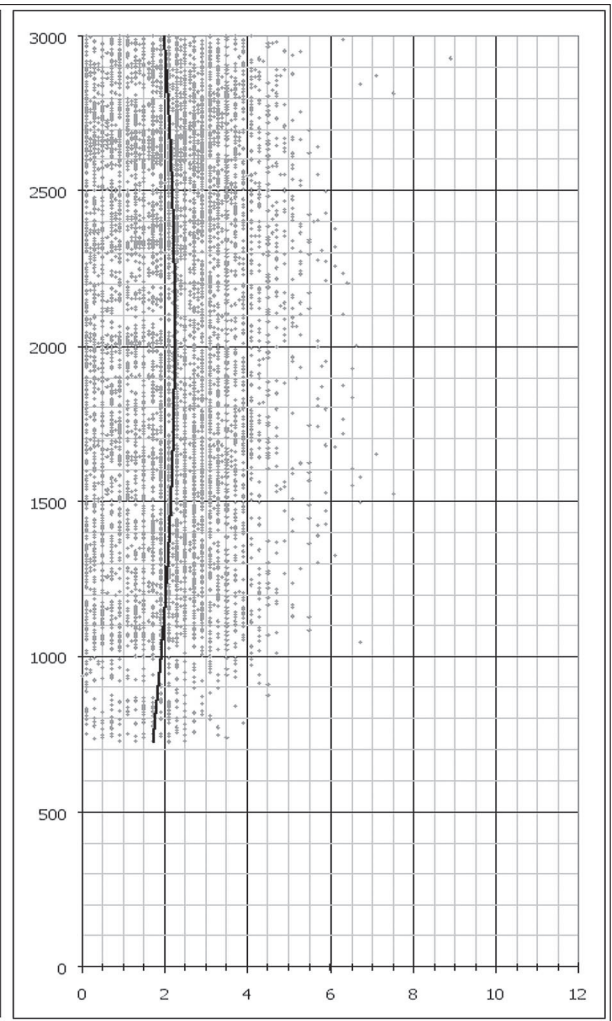
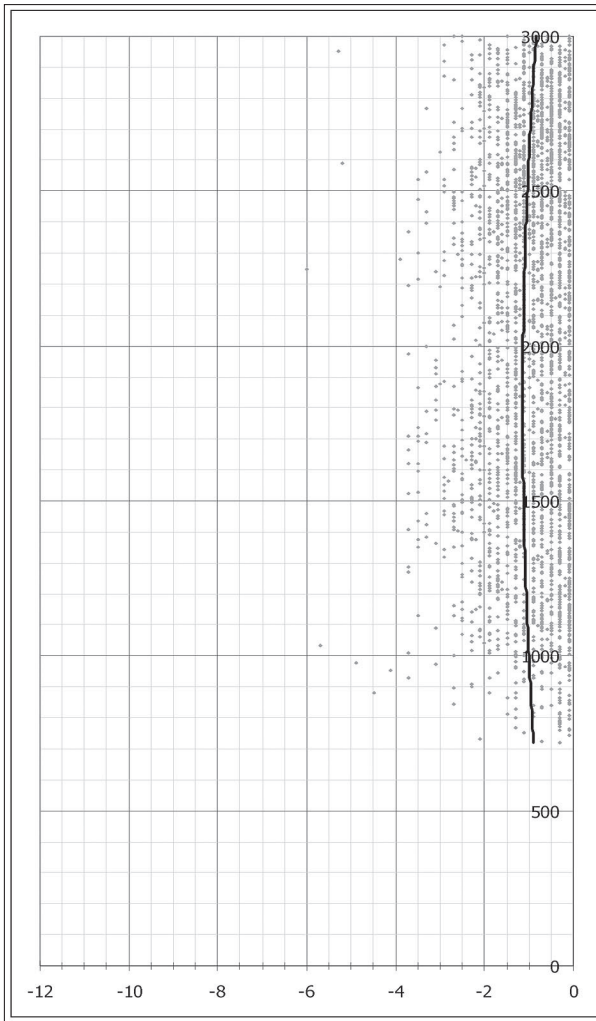
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	3115
průměrná výška letu (m)	2061
nejčtenější výška letu (m)	2593
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,3
teoretická wmax (m/s)	9,3

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2368	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	2500	2/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	2,1	
maximální rozdíl Tp-Te	2,5	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2,3	





26.7.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,9
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,3
<i>rozptyl</i>	1,51
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,23
<i>průměrná odchyłka</i>	1

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,9
<i>wdolů max (m/s)</i>	-5
<i>rozptyl</i>	0,37
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,61
<i>průměrná odchyłka</i>	0,48

Aerologická sondáž

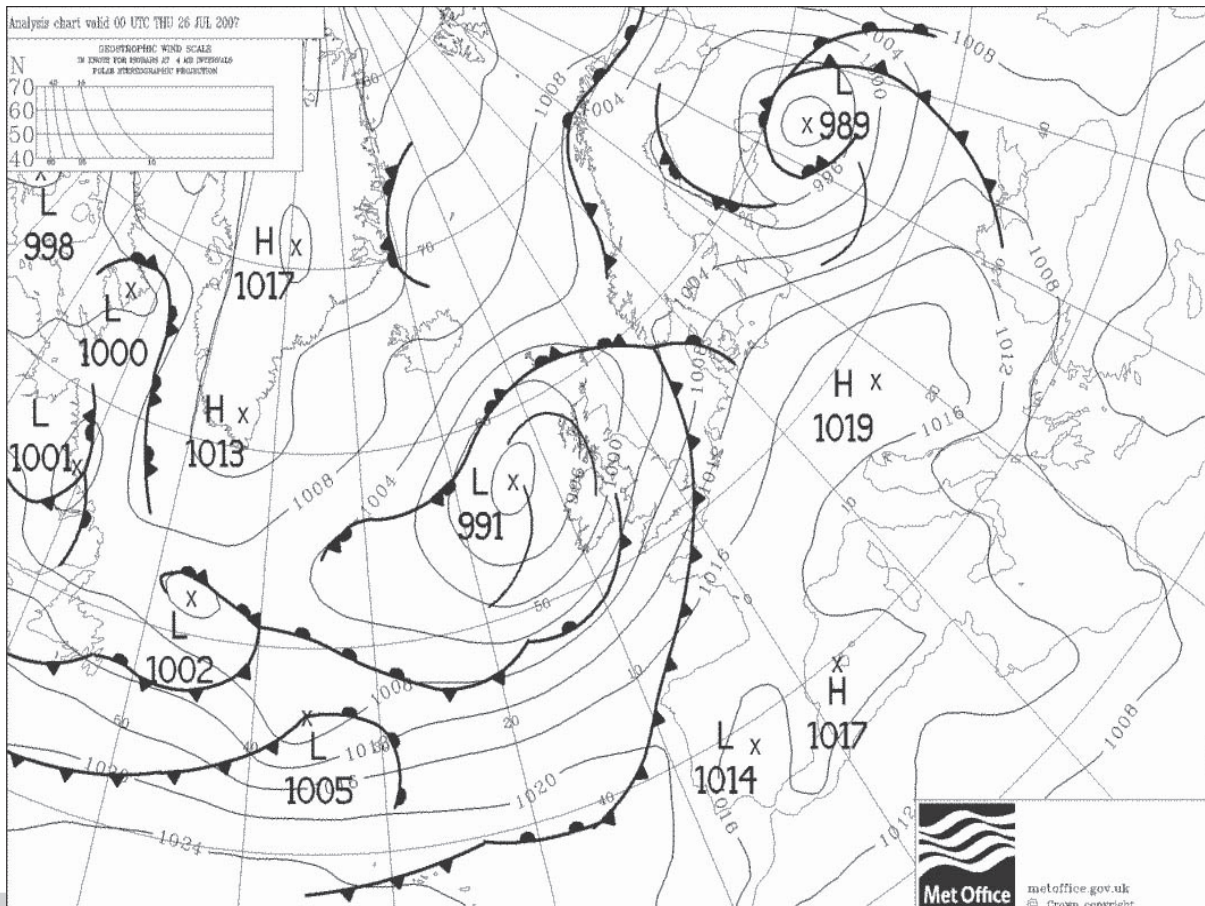
<i>Teplota u země (°C)</i>	24,7
<i>CAPE (J/kg)</i>	95,78
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2110
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	50,41
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-106,42
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,47
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	35
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,9
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1

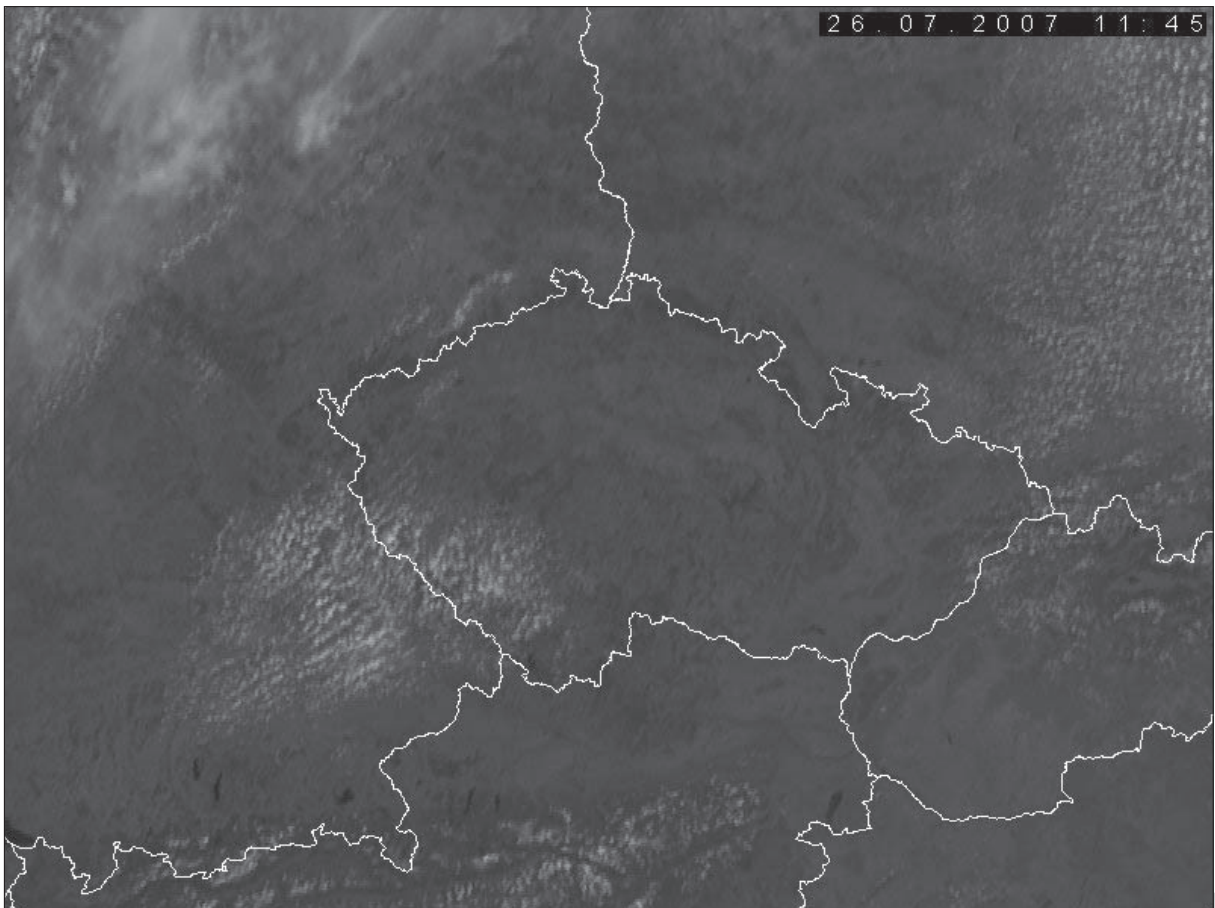
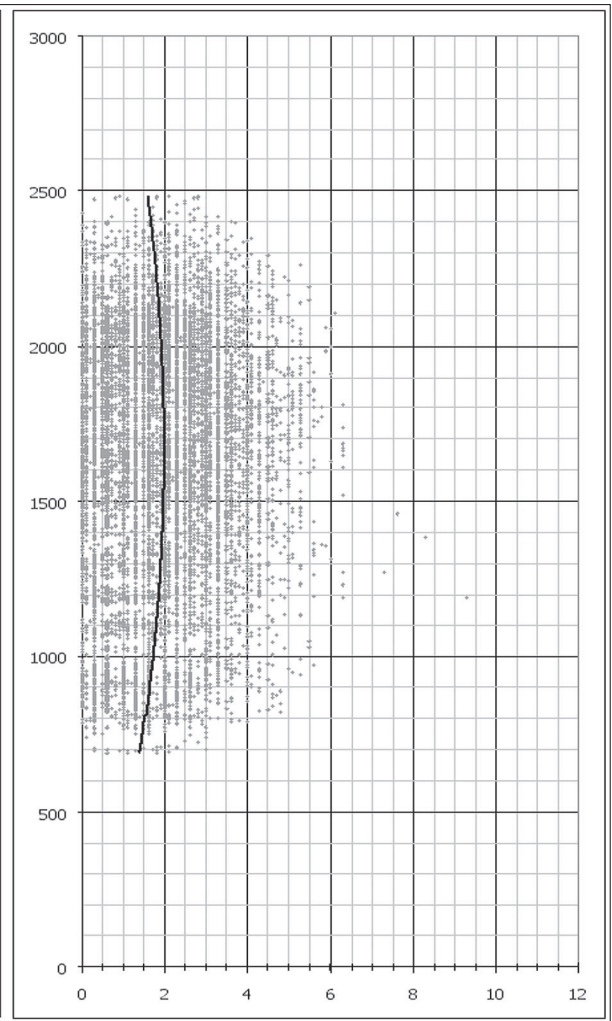
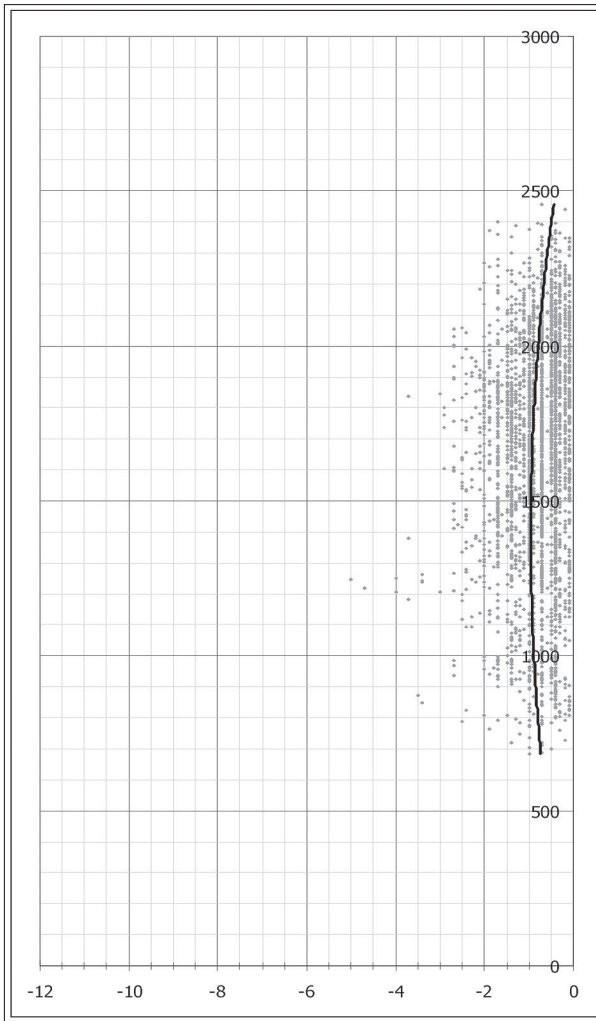
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2483
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1643
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1557
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,9

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1958	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	2100	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,8	





1.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8,1
<i>rozptyl</i>	1,79
<i>směrodatná odchylka</i>	1,34
<i>průměrná odchylka</i>	1,09

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,7
<i>rozptyl</i>	0,61
<i>směrodatná odchylka</i>	0,78
<i>průměrná odchylka</i>	0,61

Aerologická sondáž

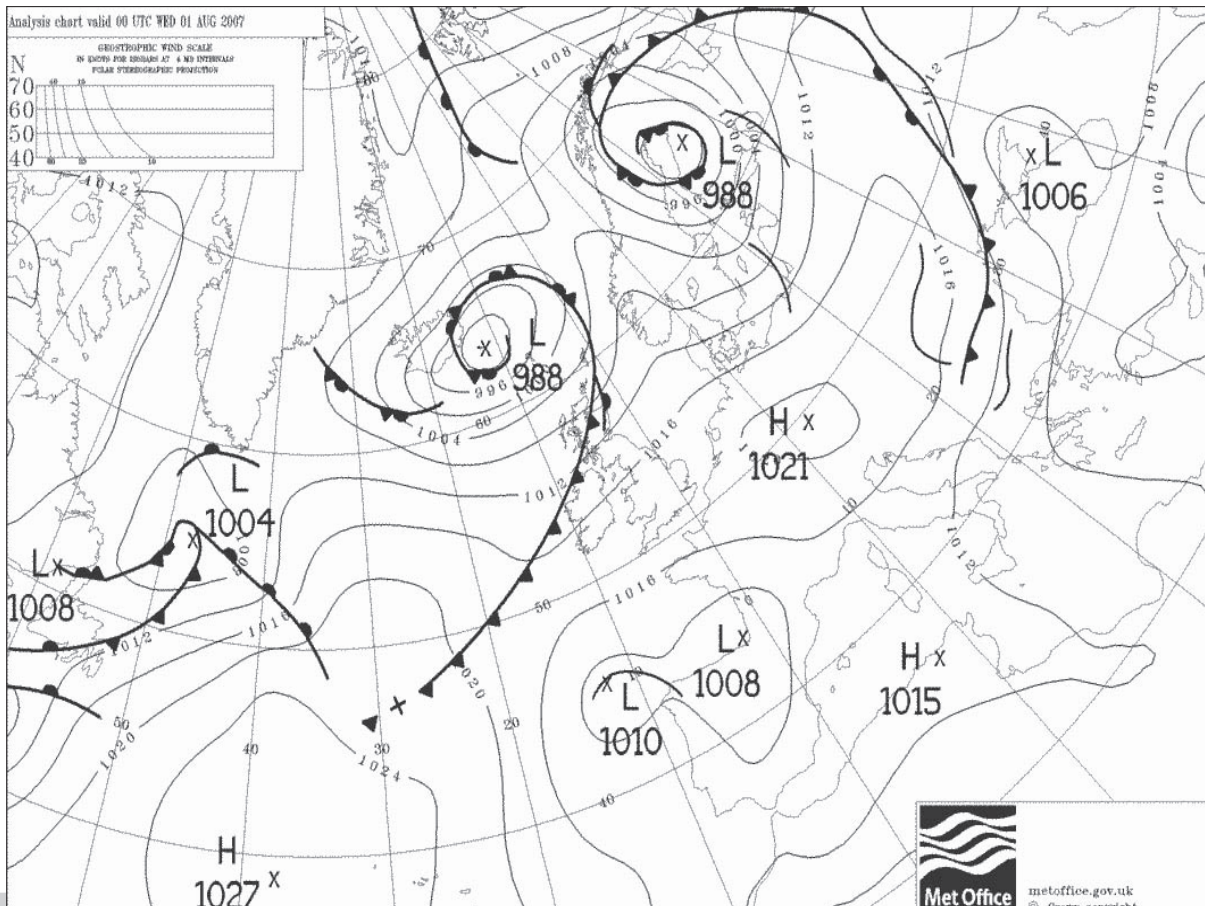
<i>Teplota u země (°C)</i>	19,8
<i>CAPE (J/kg)</i>	114,09
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2410
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	51,86
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-114,09
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,45
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	28
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,5
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,47

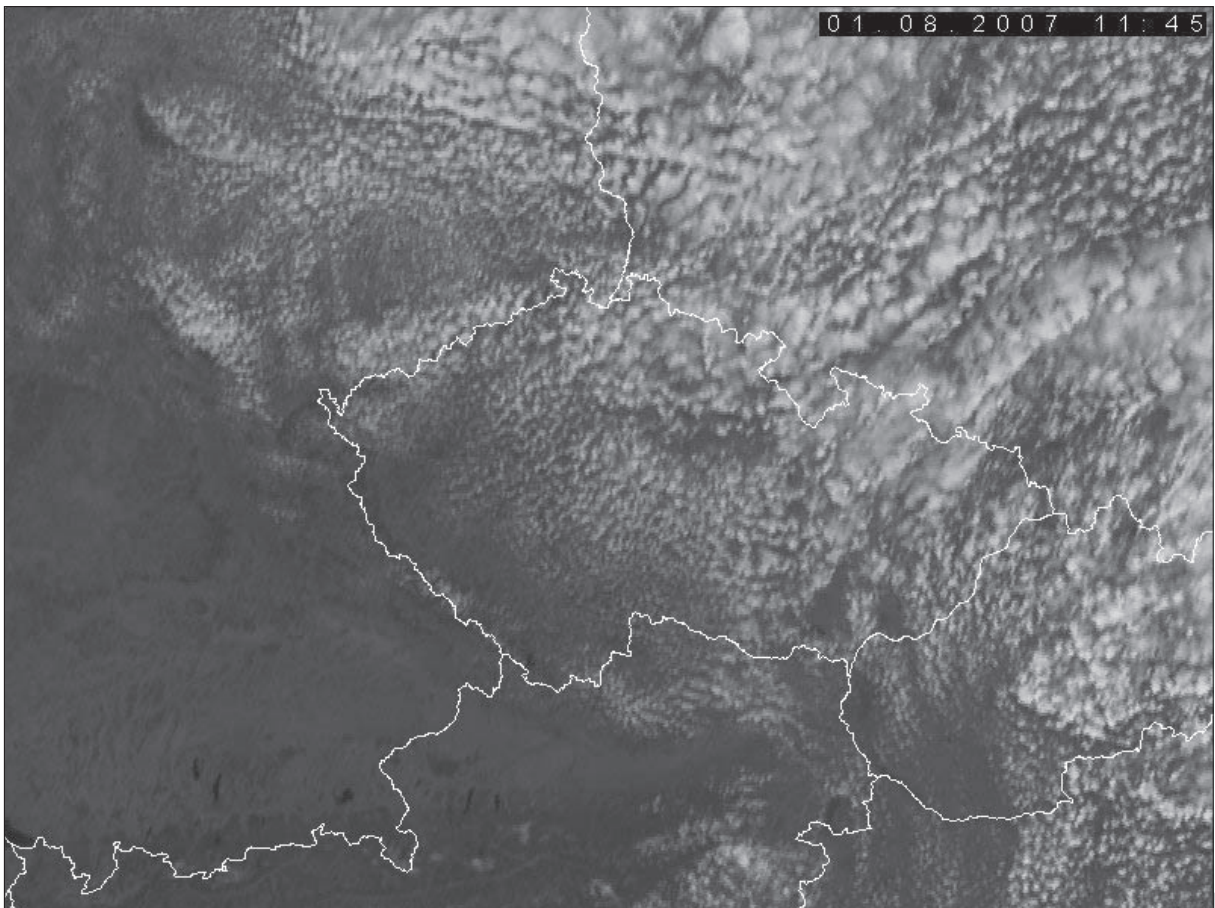
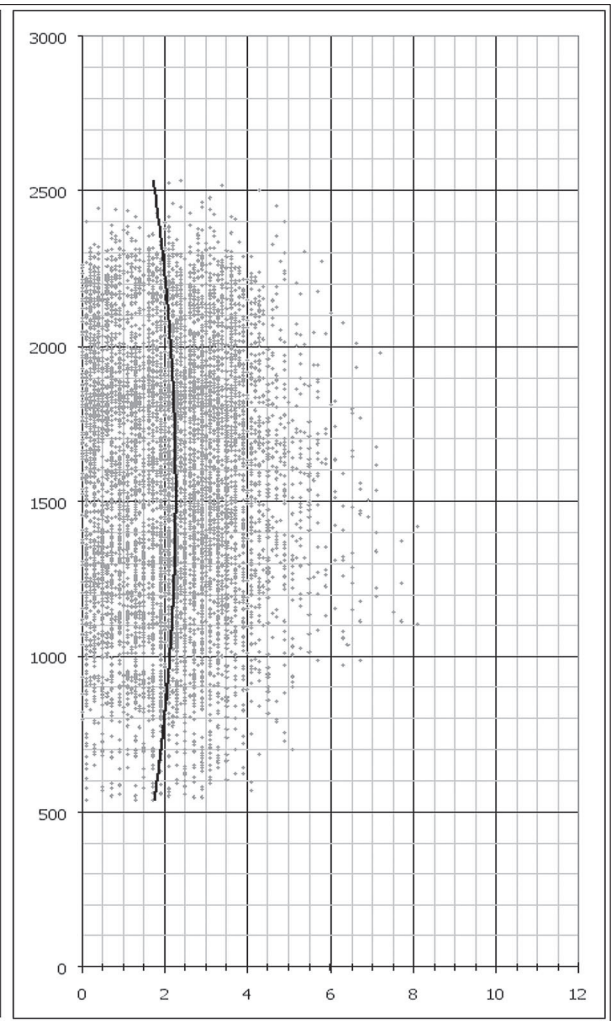
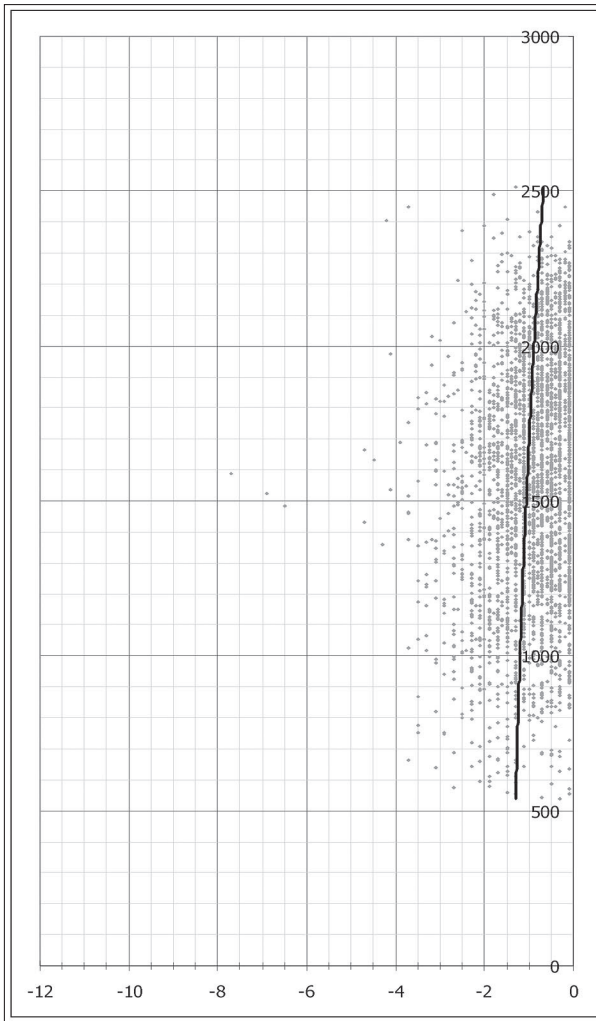
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2534
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1573
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1321
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,9
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,1
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,5

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1806	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1800	5/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,8	





4.8.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2,1
wnahoru max (m/s)	7,6
rozptyl	1,55
směrodatná odchylka	1,25
průměrná odchylka	1,02

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-4,7
rozptyl	0,53
směrodatná odchylka	0,73
průměrná odchylka	0,57

Aerologická sondáž

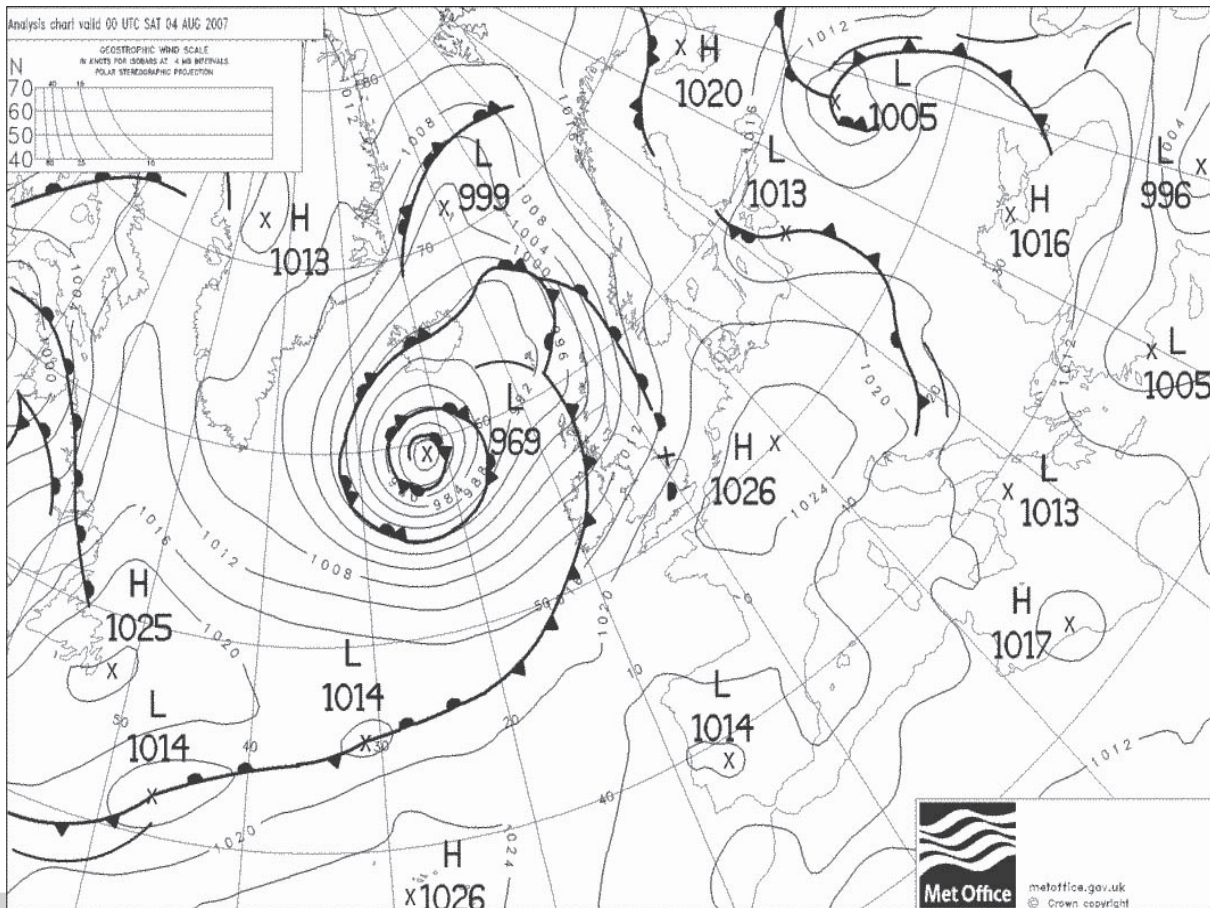
Teplota u země (°C)	20,8
CAPE (J/kg)	91,87
Hladina nulového vztlaku (m)	2390
CAPE/wstoupání průměrné	43,75
CAPE/wklesání průměrné	-91,87
wklesání/wstoupání	-0,48
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	37
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,6
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,31

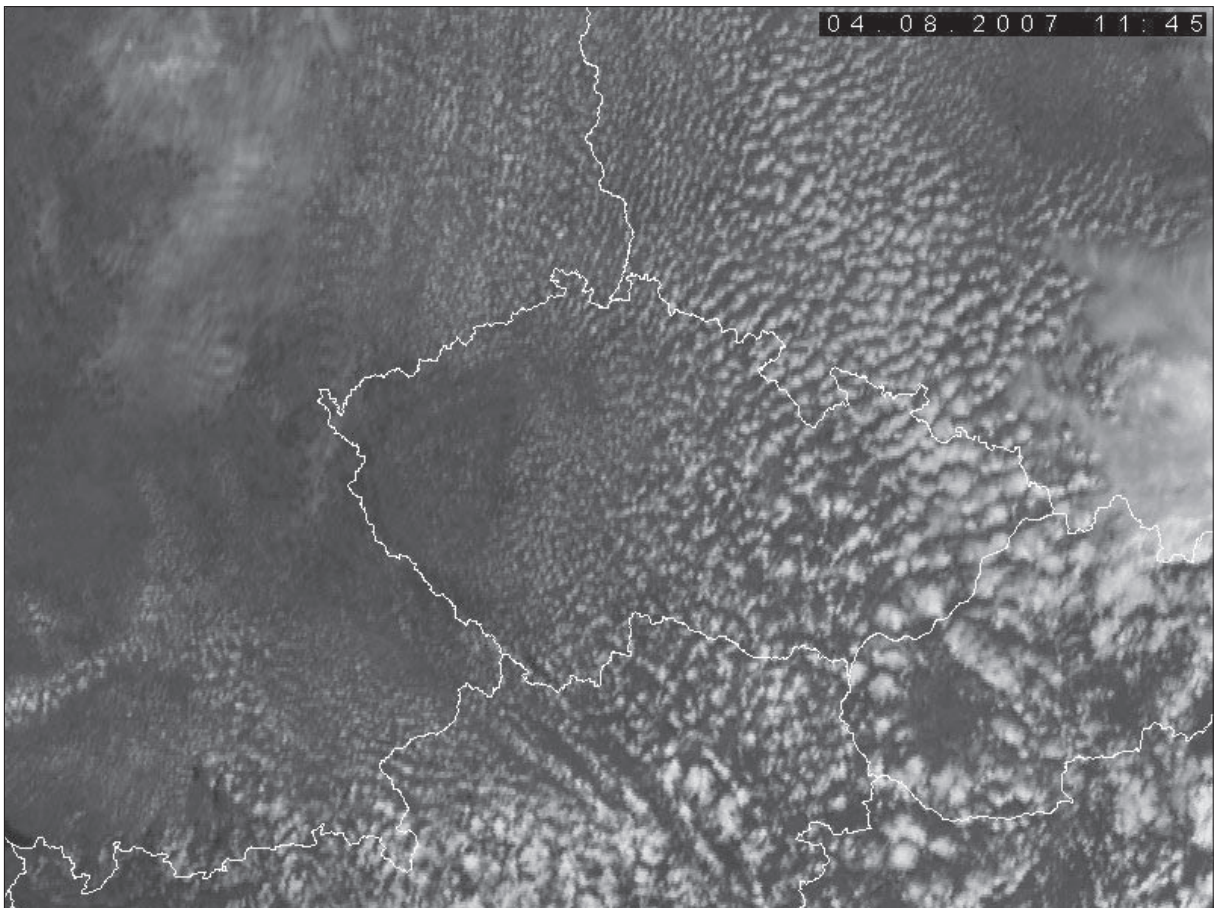
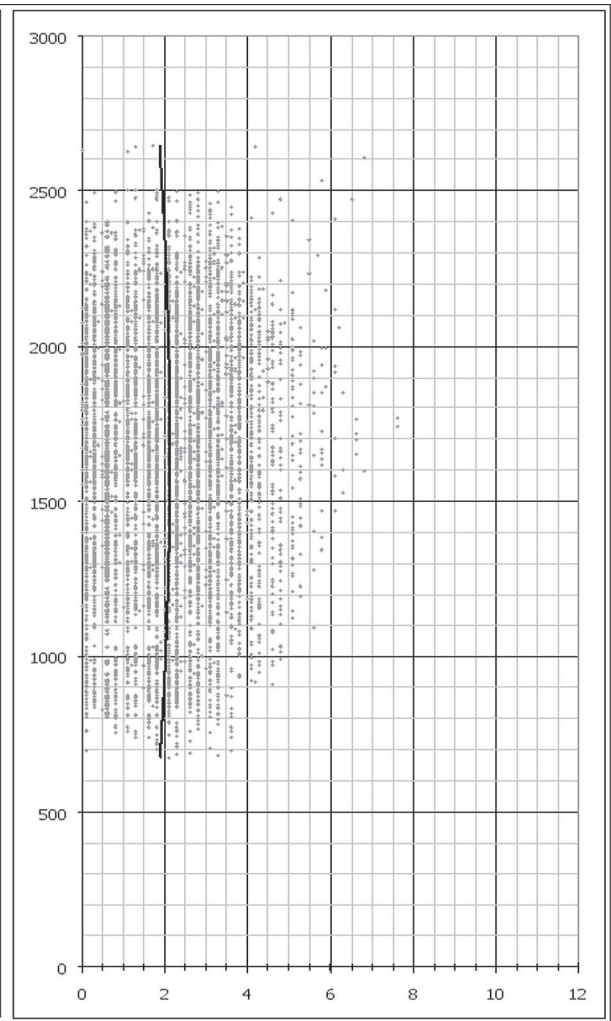
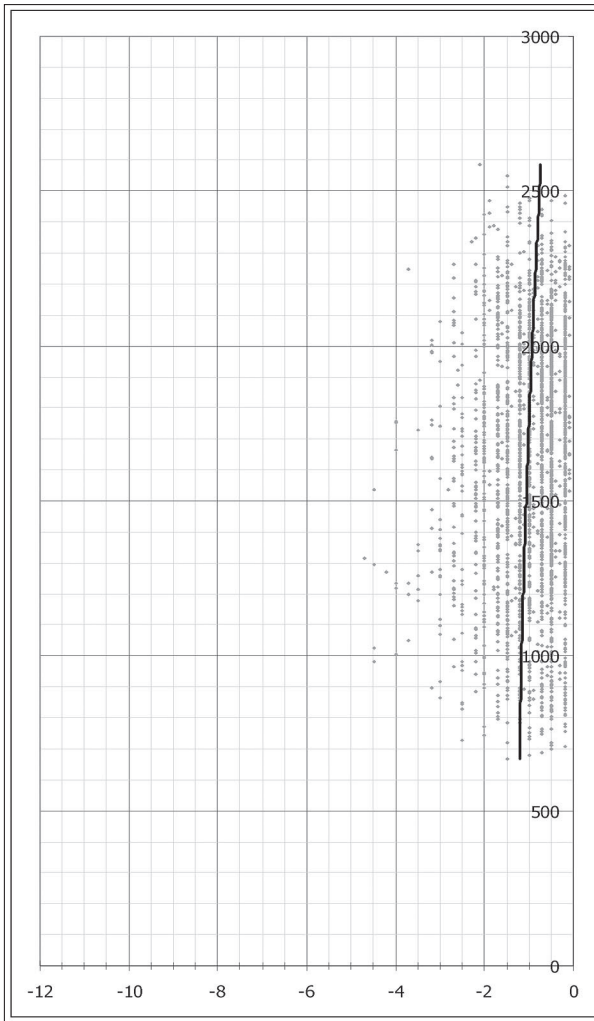
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2648
průměrná výška letu (m)	1645
nejčtetnější výška letu (m)	1674
nejčtetnější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	6,7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1880	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	4/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,2	
maximální rozdíl Tp-Te	1,6	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	1,4	





5.8.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	6,3
rozptyl	1,23
směrodatná odchylna	1,11
průměrná odchylna	0,9

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-3,1
rozptyl	0,36
směrodatná odchylna	0,6
průměrná odchylna	0,49

Aerologická sondáž

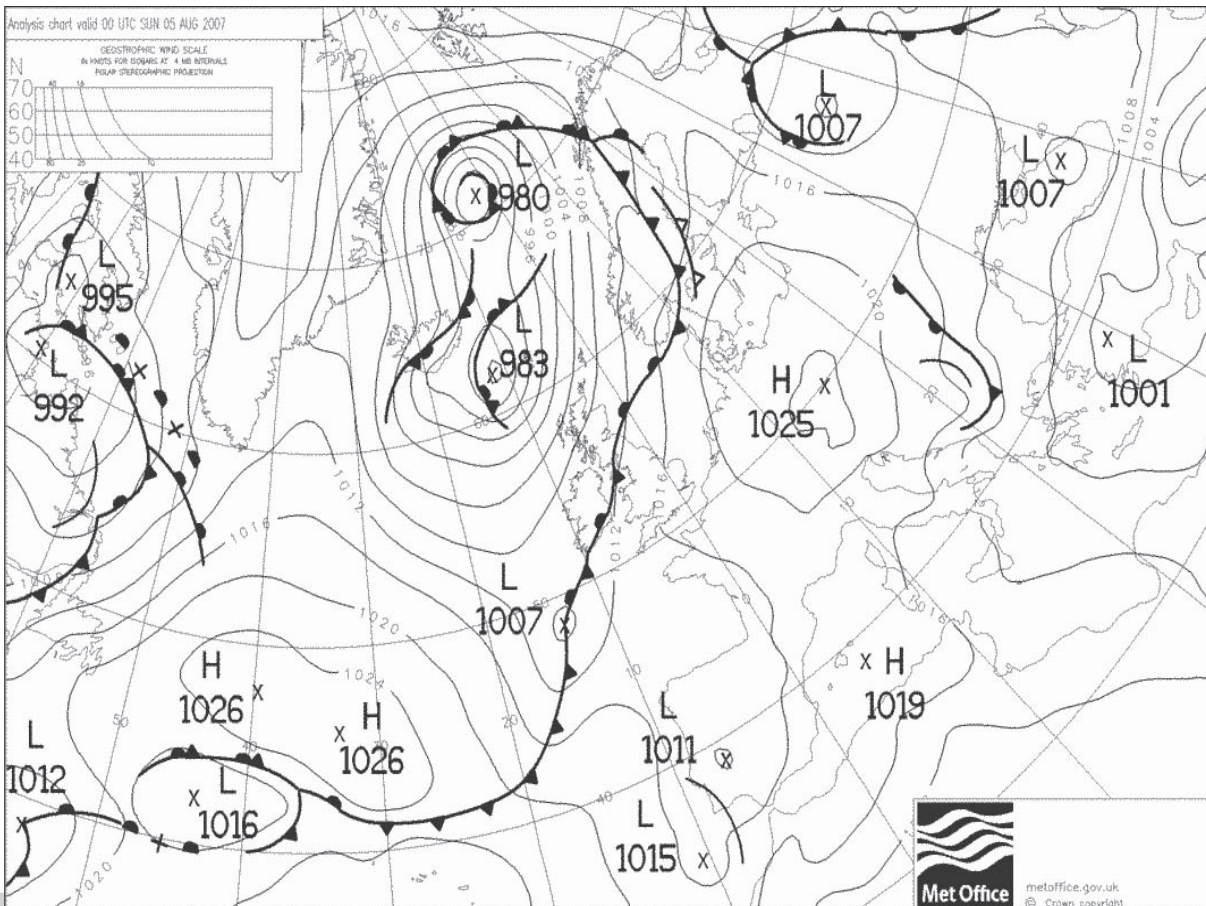
Teplota u země (°C)	23
CAPE (J/kg)	96,33
Hladina nulového vztlaku (m)	1830
CAPE/wstoupání průměrné	50,7
CAPE/wklesání průměrné	-120,41
wklesání/wstoupání	-0,42
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	25
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,6
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,19

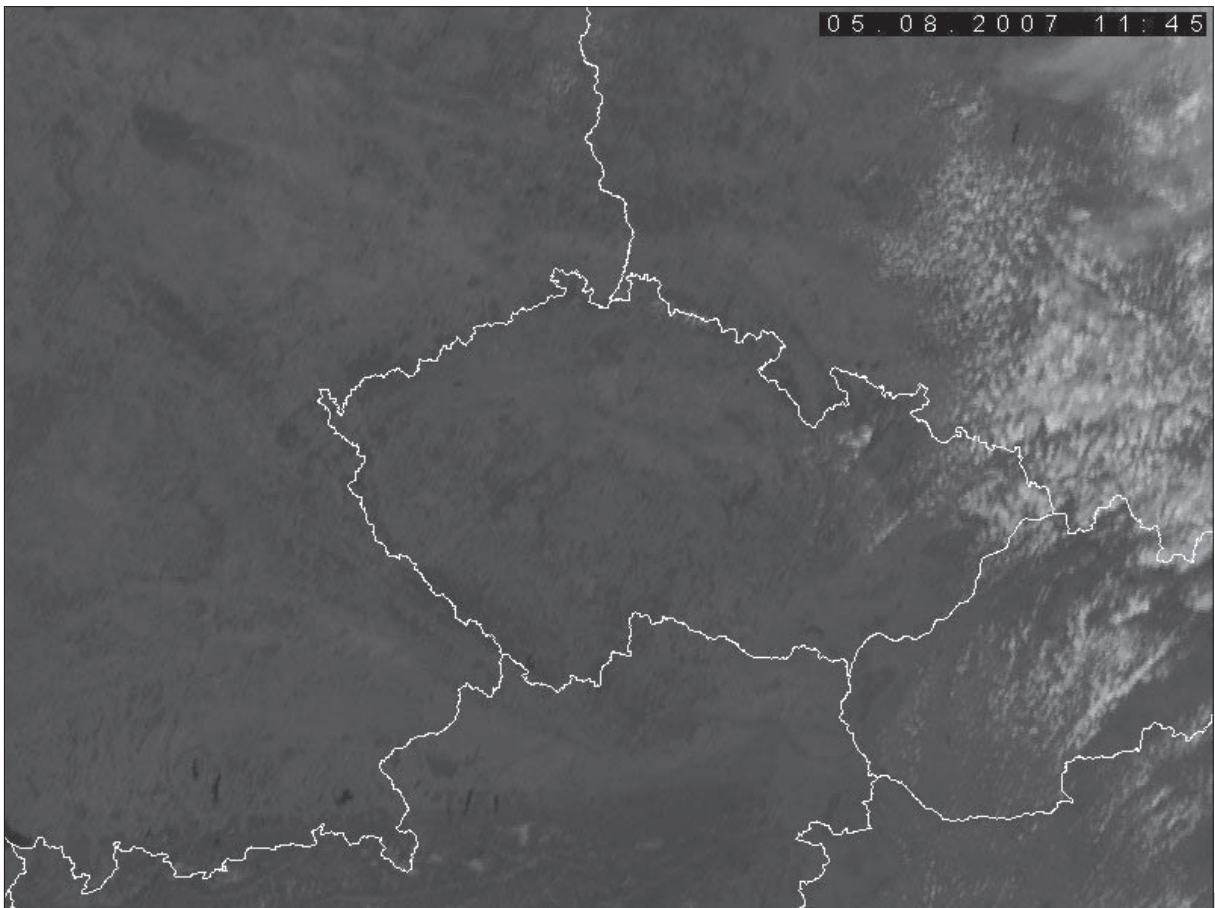
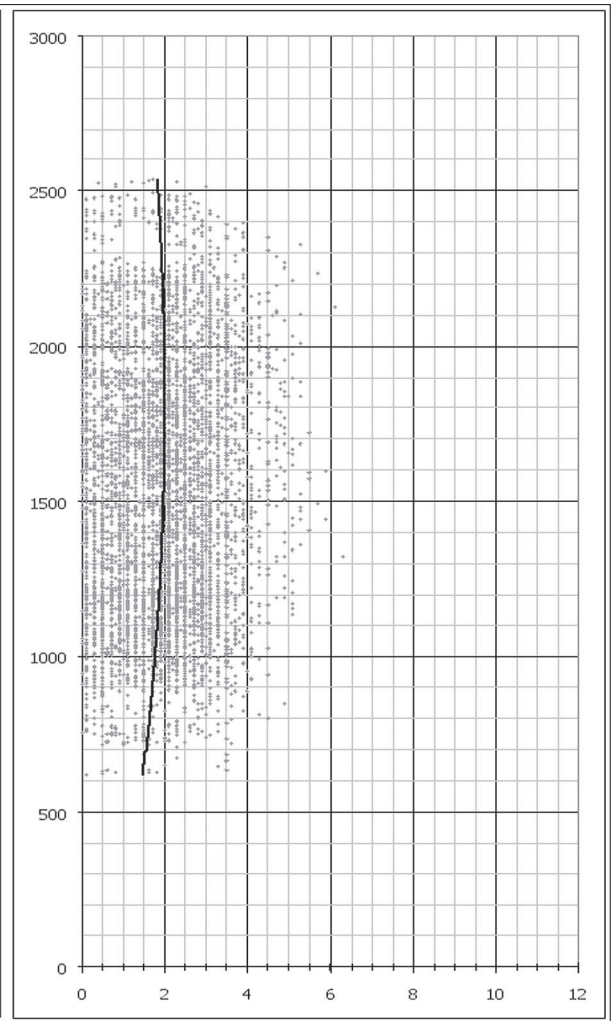
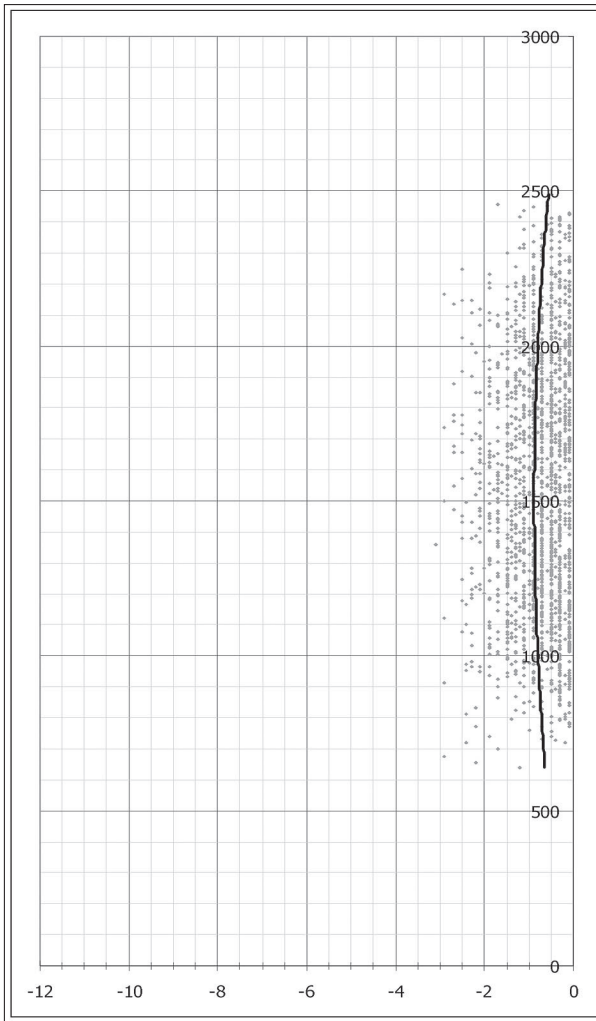
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2536
průměrná výška letu (m)	1518
nejčtenější výška letu (m)	1153
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,1
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	6,9

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2076	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	0	0/8
průměrný rozdíl Tp-Te	1,8	
maximální rozdíl Tp-Te	2,2	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2,2	





6.8.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	7,6
rozptyl	1,36
směrodatná odchylka	1,17
průměrná odchylka	0,94

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-1
wdolů max (m/s)	-3,7
rozptyl	0,44
směrodatná odchylka	0,67
průměrná odchylka	0,54

Aerologická sondáž

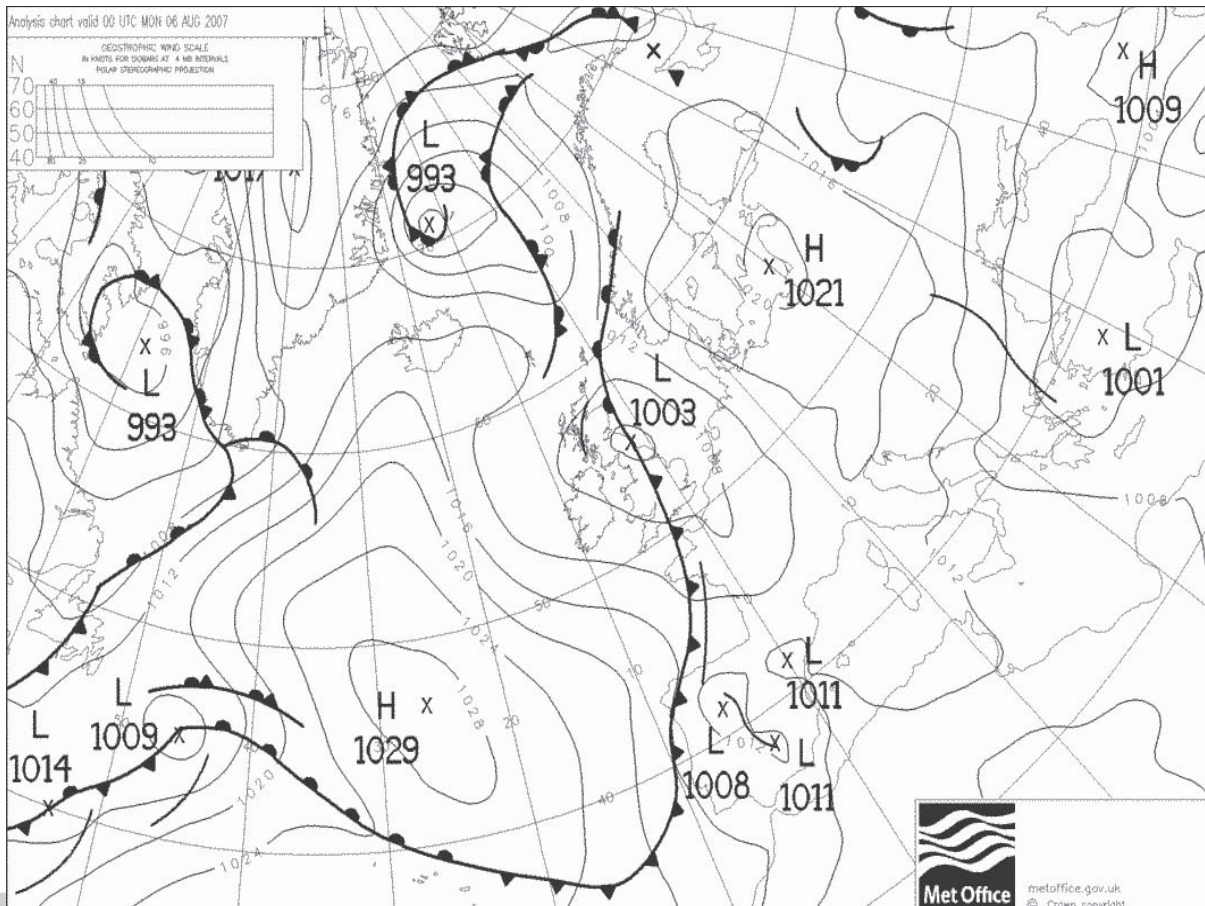
Teplota u země (°C)	26,7
CAPE (J/kg)	118,21
Hladina nulového vztlaku (m)	1870
CAPE/wstoupání průměrné	59,11
CAPE/wklesání průměrné	-118,21
wklesání/wstoupání	-0,5
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	32
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2,4
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	0,83

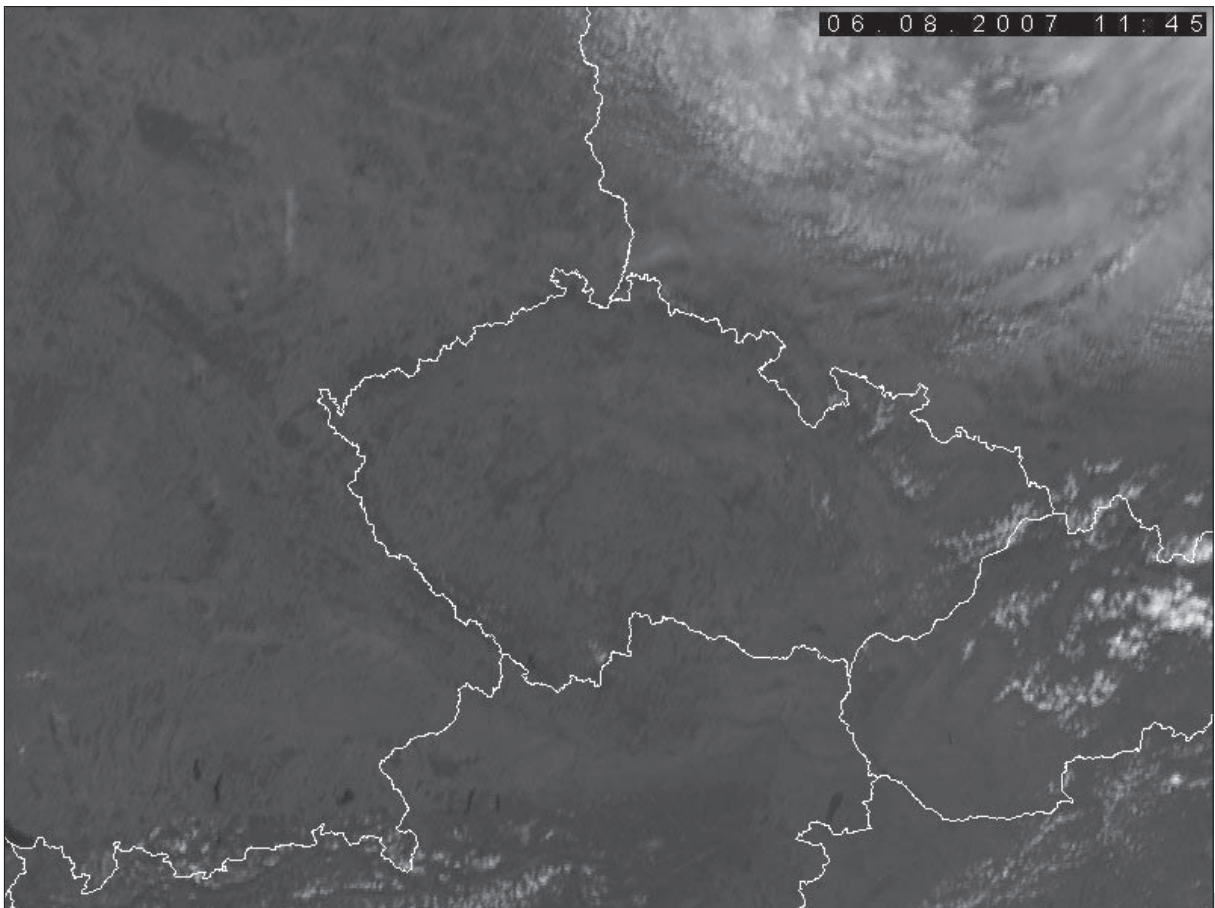
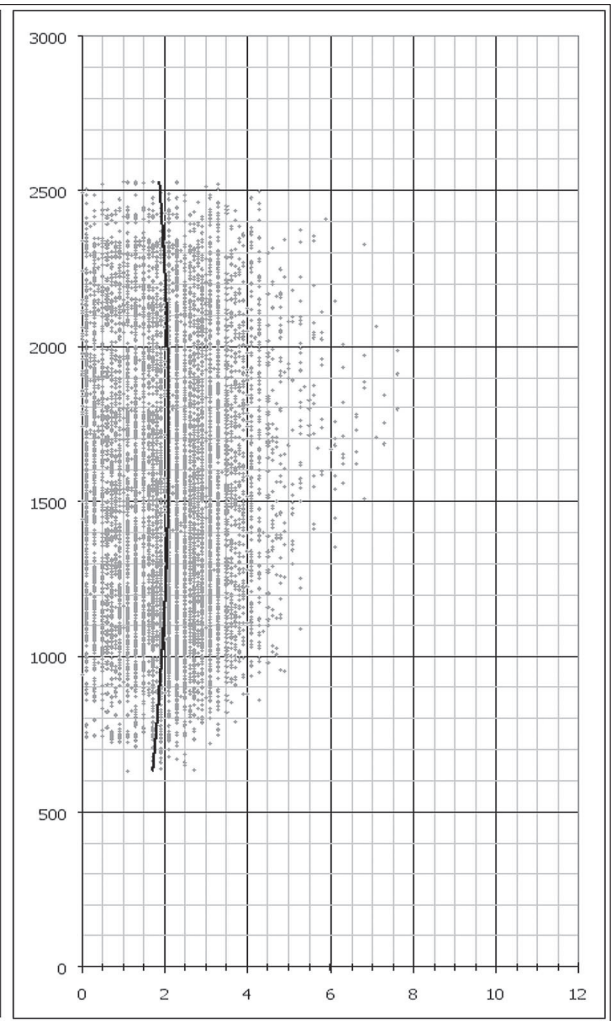
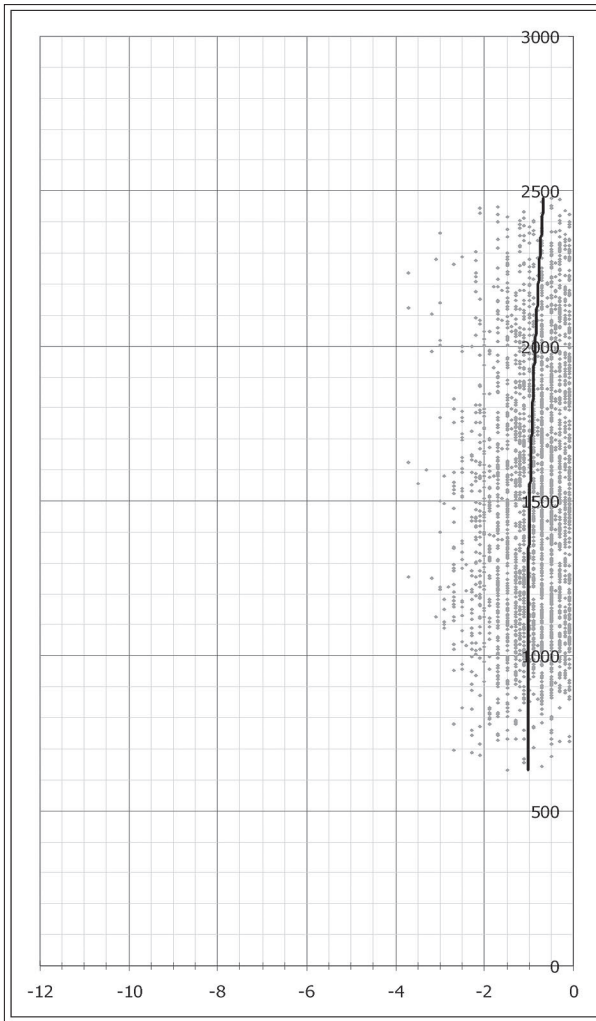
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2531
průměrná výška letu (m)	1545
nejčtenější výška letu (m)	1379
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	7,6

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1960	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	0	0/8
průměrný rozdíl Tp-Te	2,2	
maximální rozdíl Tp-Te	2,9	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2	





7.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,3
<i>rozptyl</i>	2,19
<i>směrodatná odchylka</i>	1,48
<i>průměrná odchylka</i>	1,21

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,2
<i>wdolů max (m/s)</i>	-6
<i>rozptyl</i>	0,61
<i>směrodatná odchylka</i>	0,78
<i>průměrná odchylka</i>	0,61

Aerologická sondáž

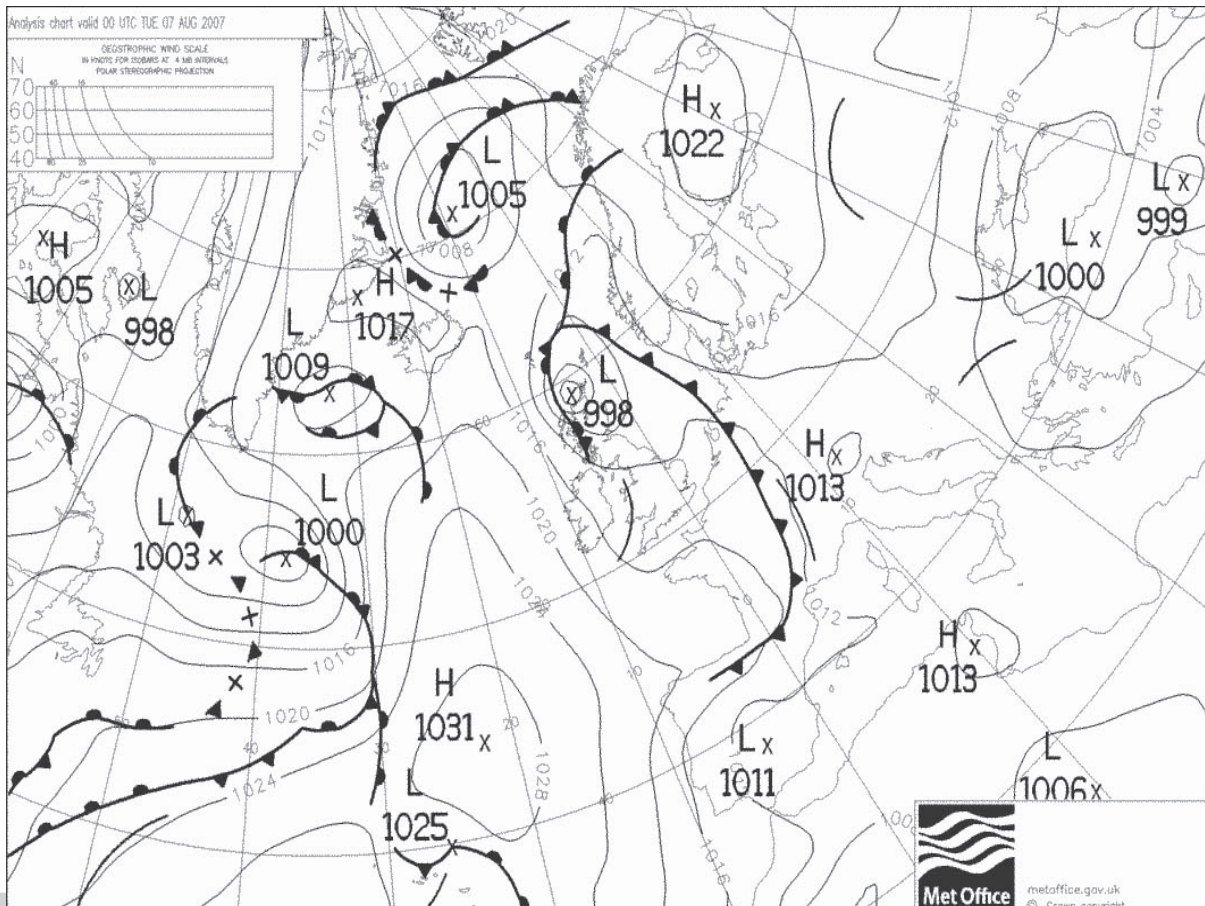
<i>Teplota u země (°C)</i>	29,6
<i>CAPE (J/kg)</i>	154,99
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2980
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	73,8
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-129,16
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,57
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,8
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,17

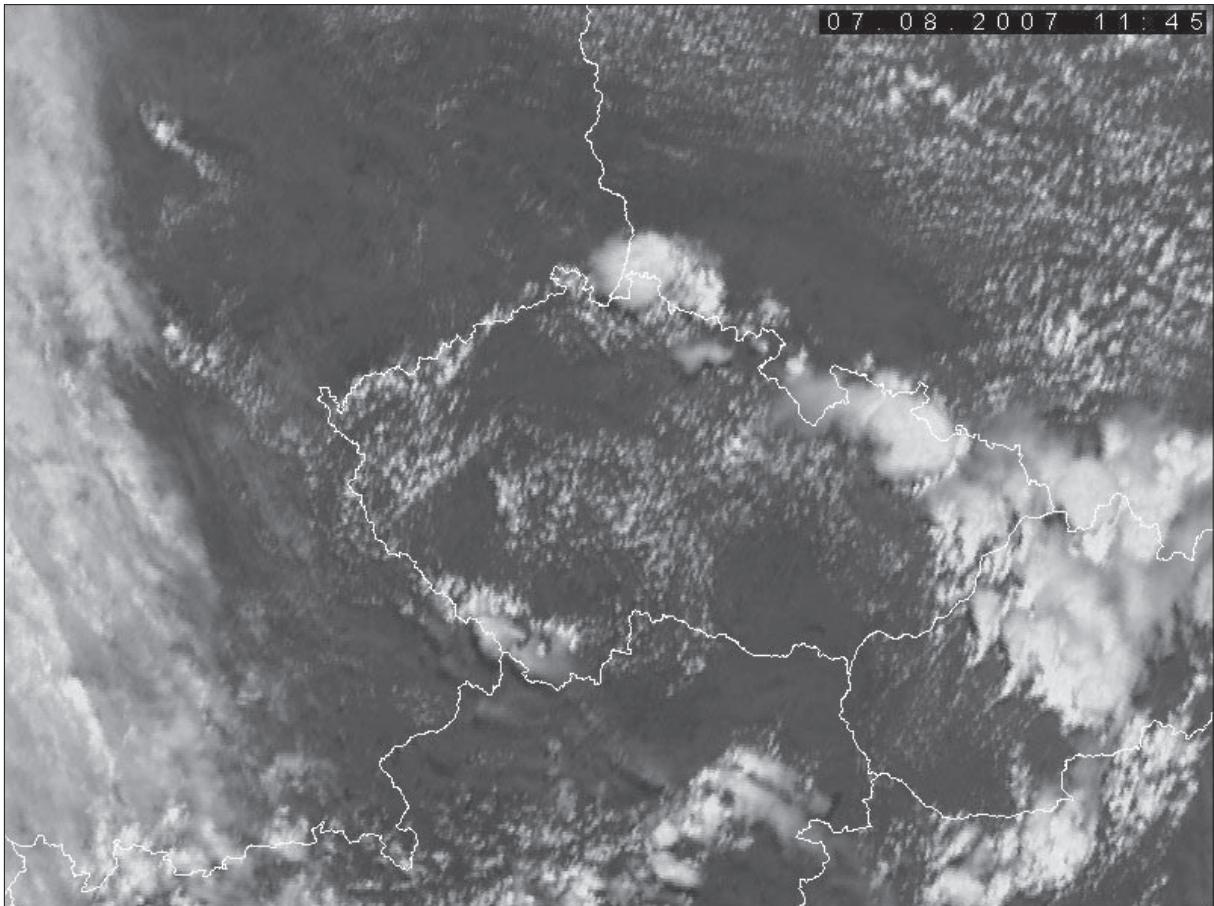
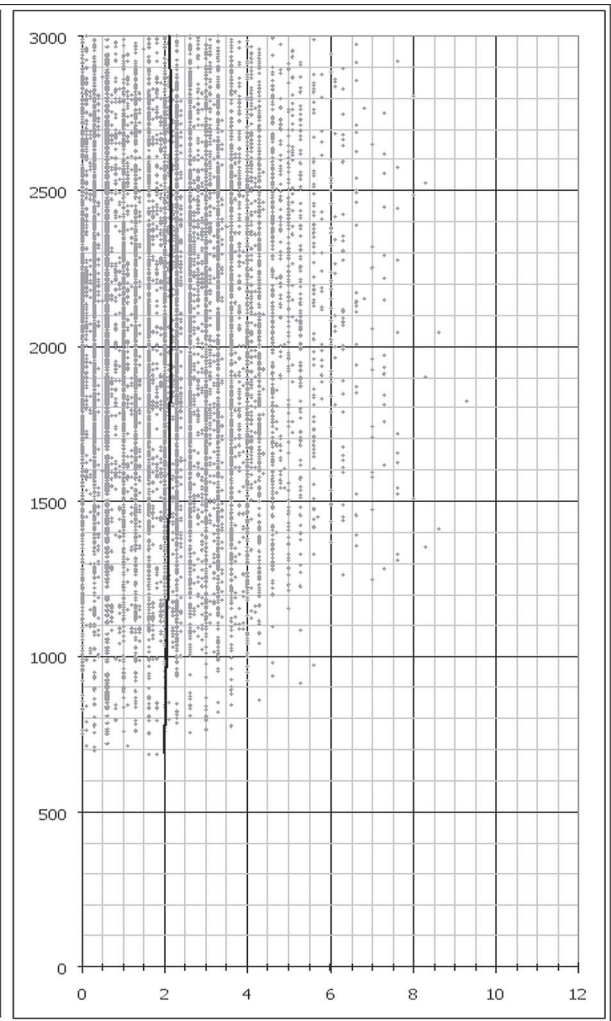
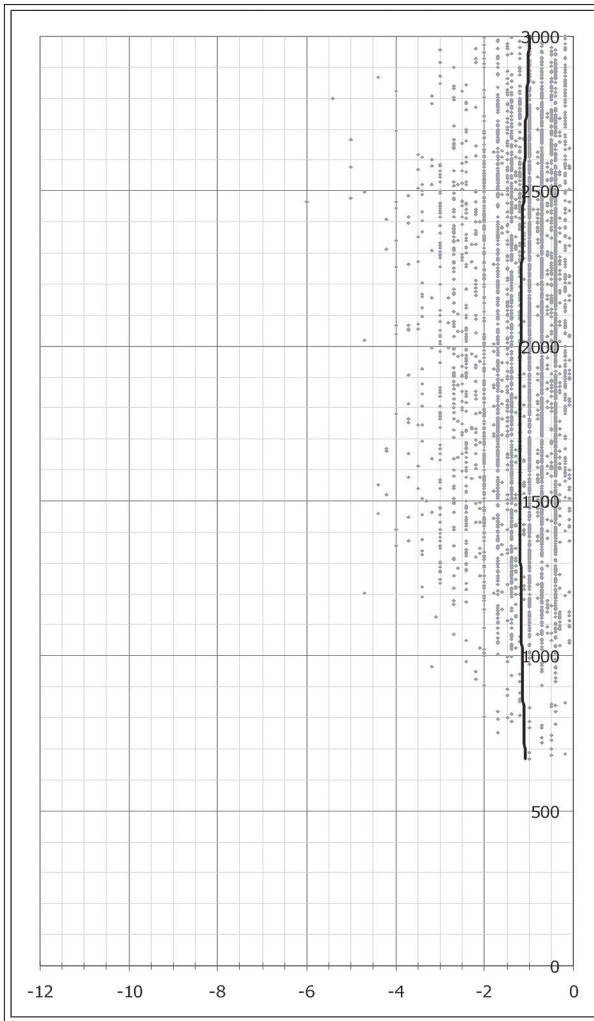
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	3173
<i>průměrná výška letu (m)</i>	2047
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	2385
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,6
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	8,7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	2253	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	2000	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,7	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,4	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,4	





13.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,8
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8,8
<i>rozptyl</i>	1,3
<i>směrodatná odchylka</i>	1,14
<i>průměrná odchylka</i>	0,93

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,2
<i>rozptyl</i>	0,37
<i>směrodatná odchylka</i>	0,61
<i>průměrná odchylka</i>	0,47

Aerologická sondáž

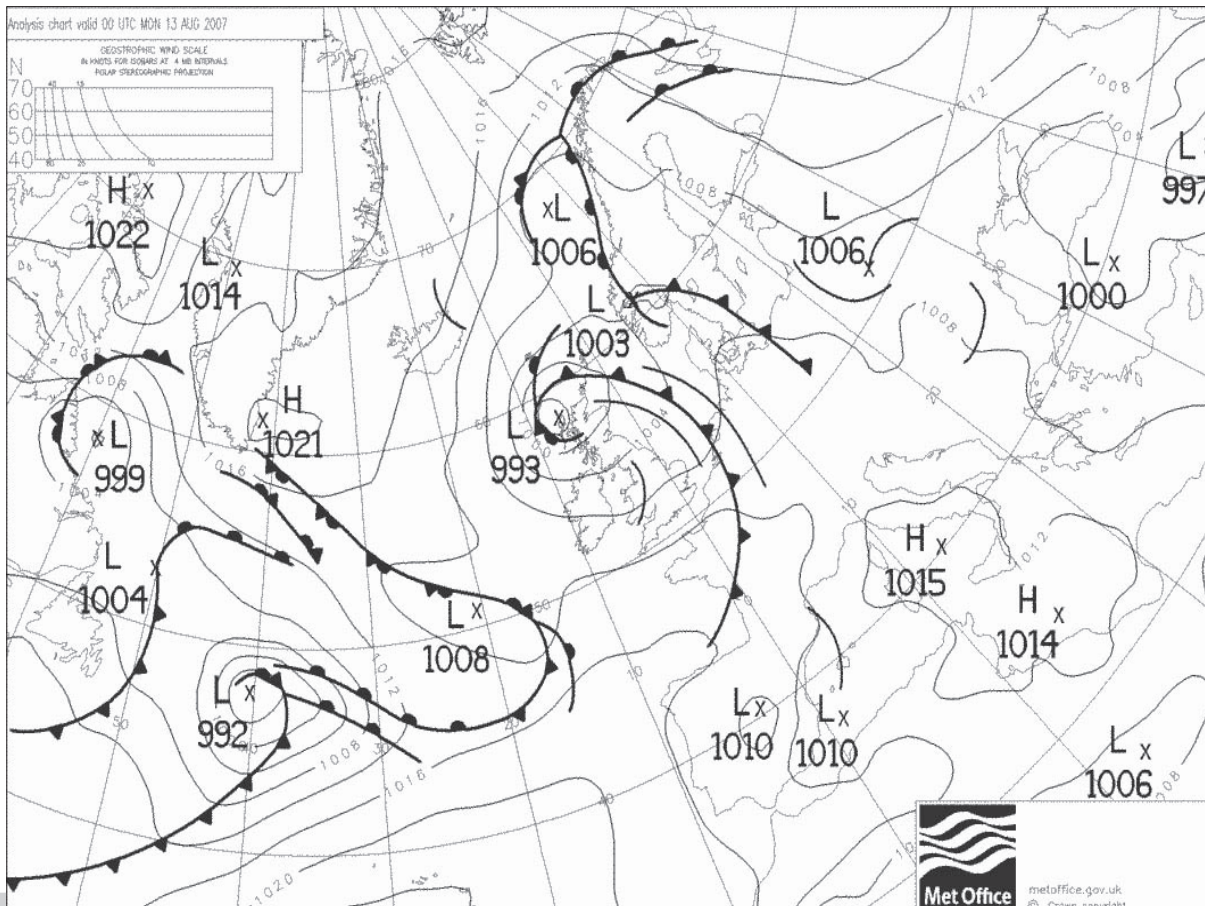
<i>Teplota u země (°C)</i>	25,4
<i>CAPE (J/kg)</i>	89,56
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1790
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	49,76
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-111,95
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,44
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	28
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,06

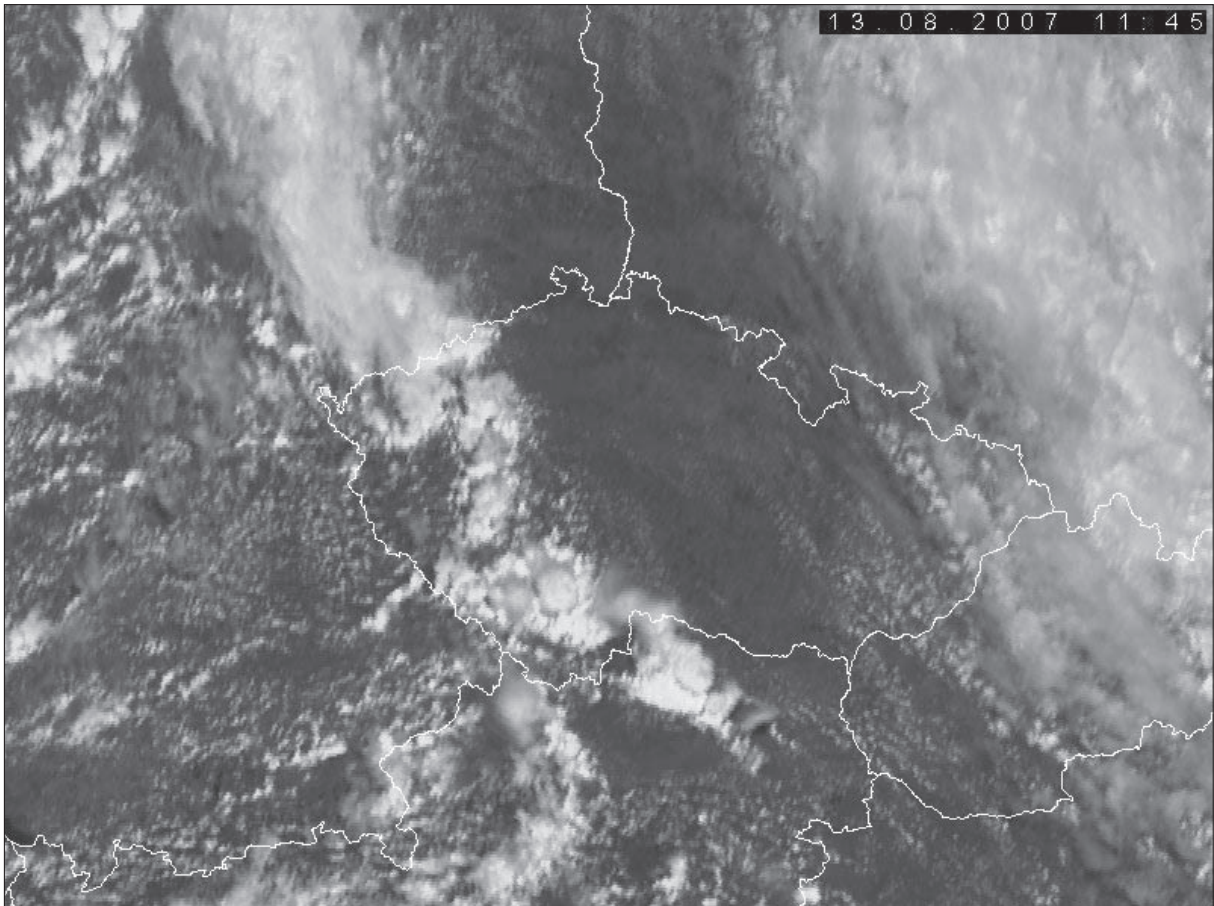
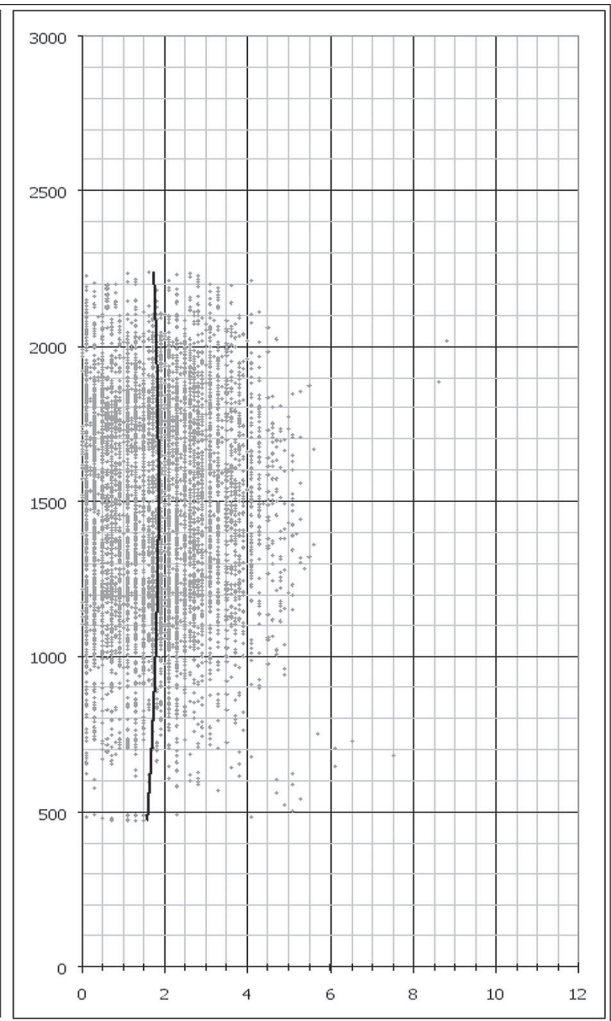
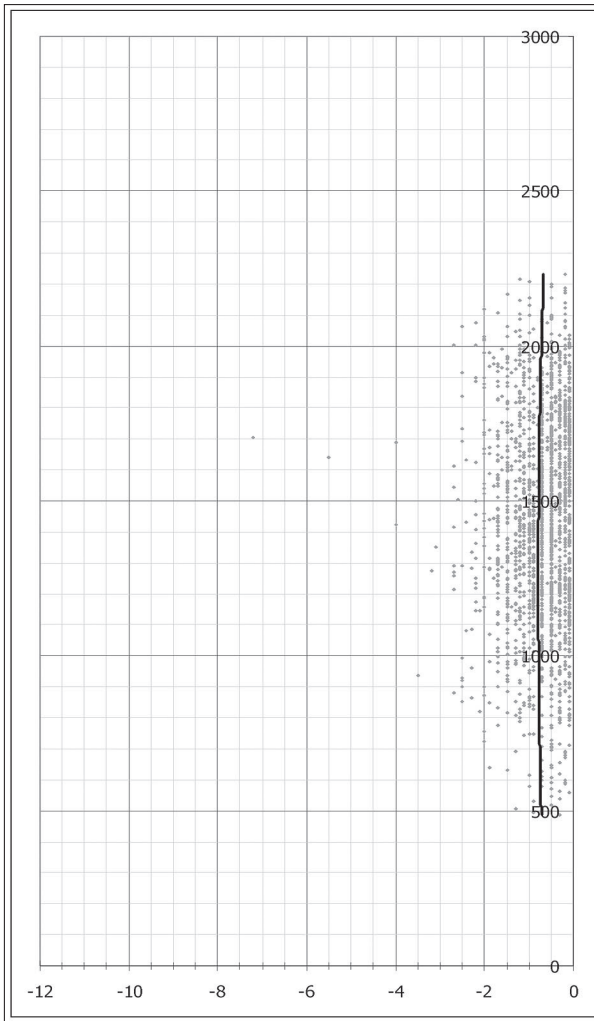
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2238
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1462
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1196
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,5
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,6

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1753	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1400	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,8	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2	





15.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,9
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,8
<i>rozptyl</i>	1,7
<i>směrodatná odchylka</i>	1,31
<i>průměrná odchylka</i>	1,07

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-6,3
<i>rozptyl</i>	0,42
<i>směrodatná odchylka</i>	0,65
<i>průměrná odchylka</i>	0,48

Aerologická sondáž

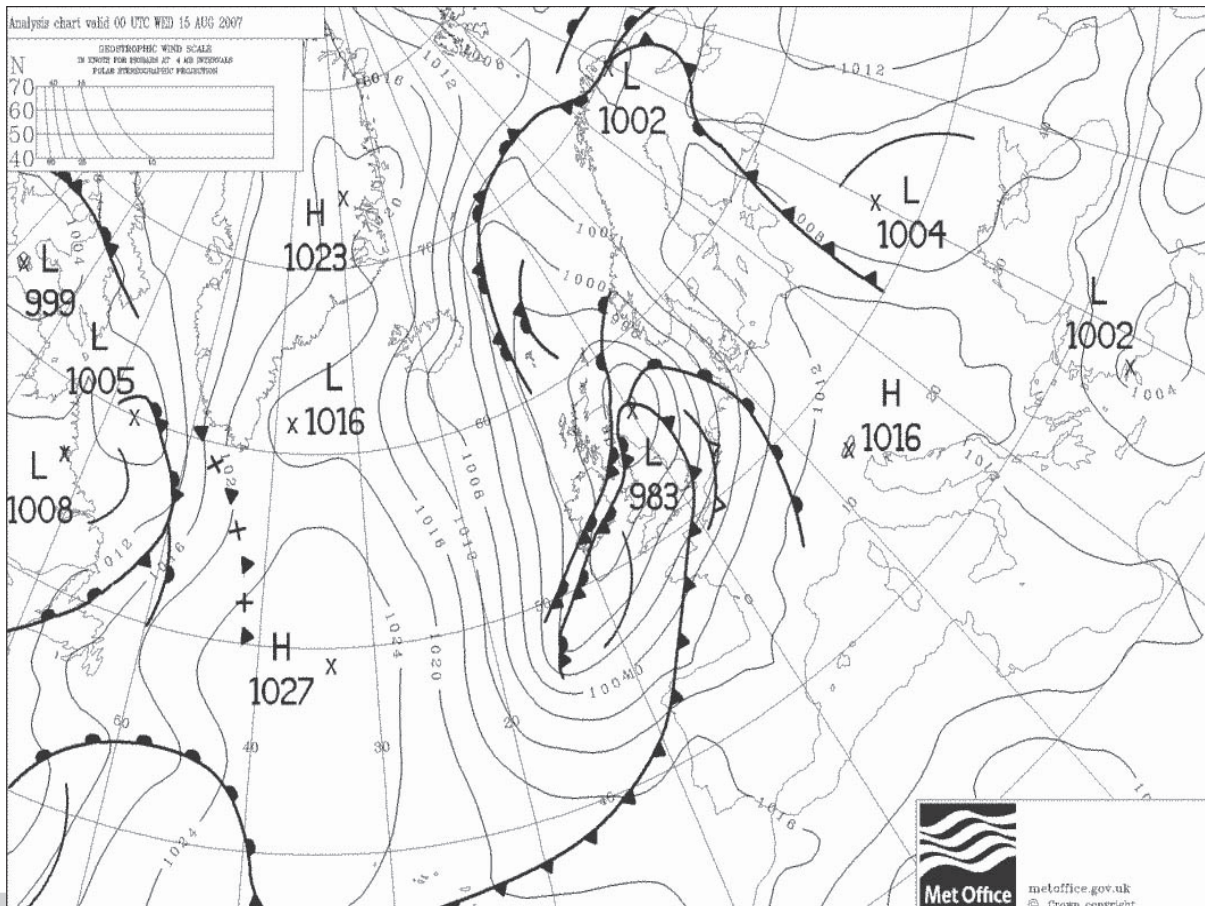
<i>Teplota u země (°C)</i>	28,1
<i>CAPE (J/kg)</i>	99,69
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1860
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	52,47
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-124,61
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,42
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	31
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	0,95

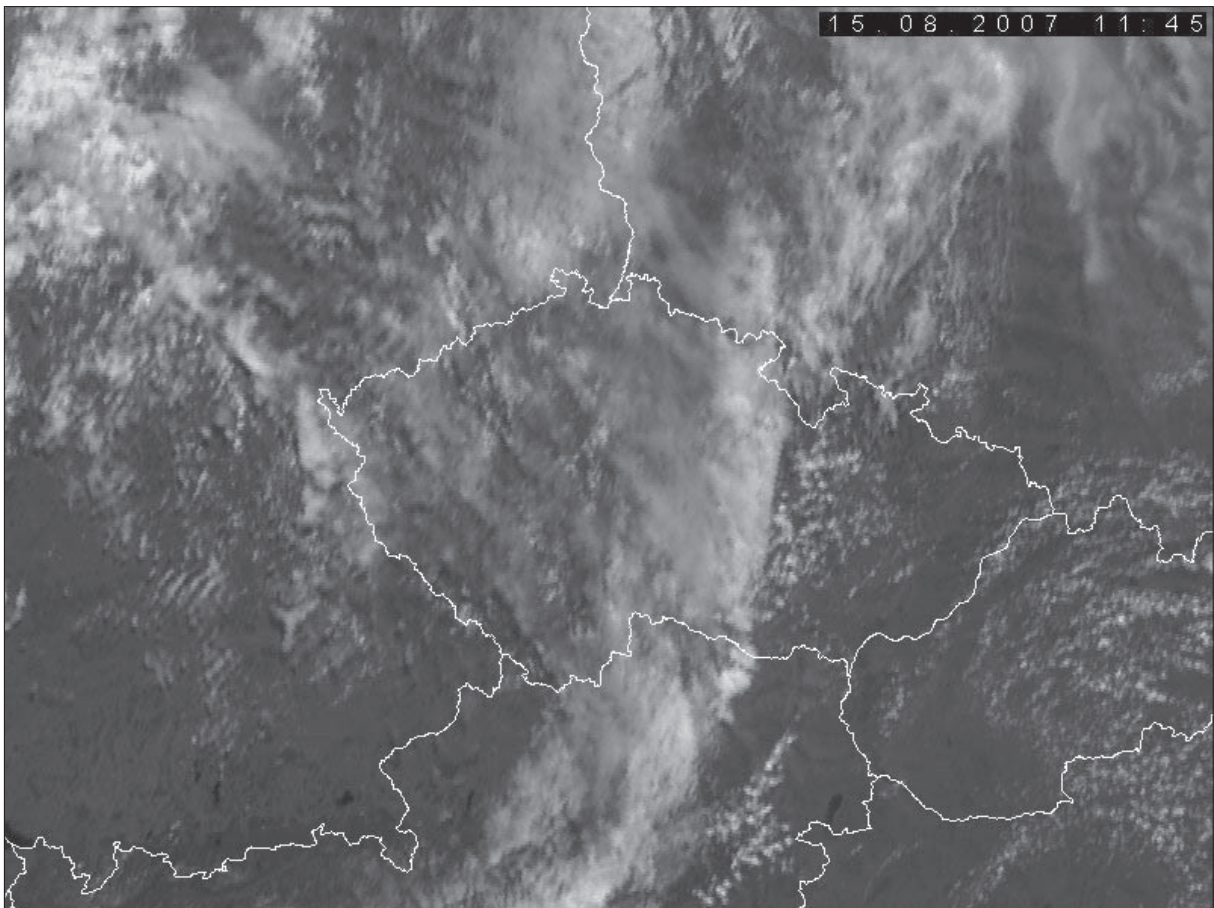
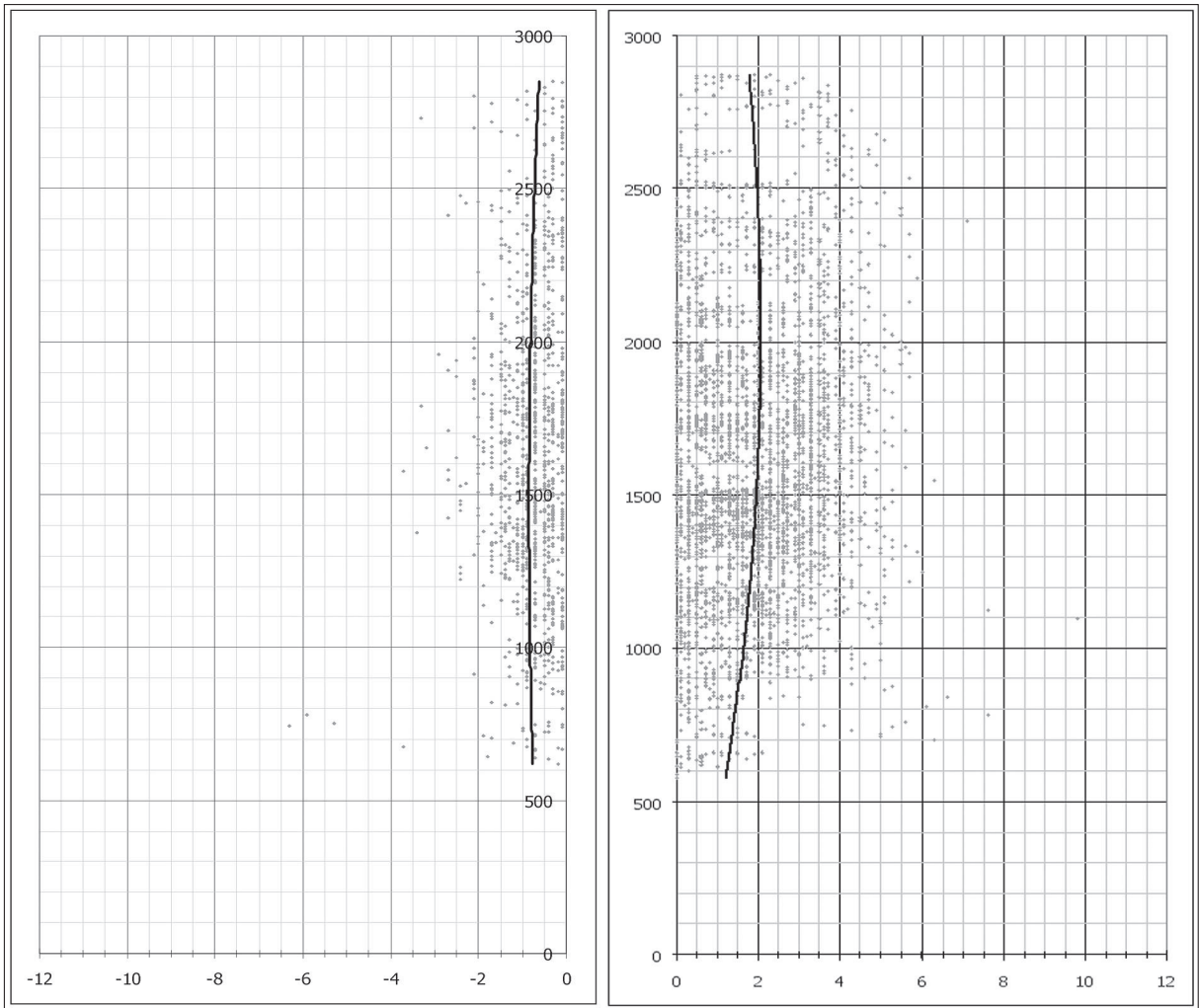
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2873
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1621
<i>nejčtetnější výška letu (m)</i>	1718
<i>nejčtetnější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtetnější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1489	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1400	3/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,4	
<i>nejčtetnější rozdíl Tp-Te</i>	2,2	





18.8.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,9
wnahoru max (m/s)	8,3
rozptyl	1,58
směrodatná odchylka	1,26
průměrná odchylka	1,04

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-4,1
rozptyl	0,32
směrodatná odchylka	0,57
průměrná odchylka	0,44

Aerologická sondáž

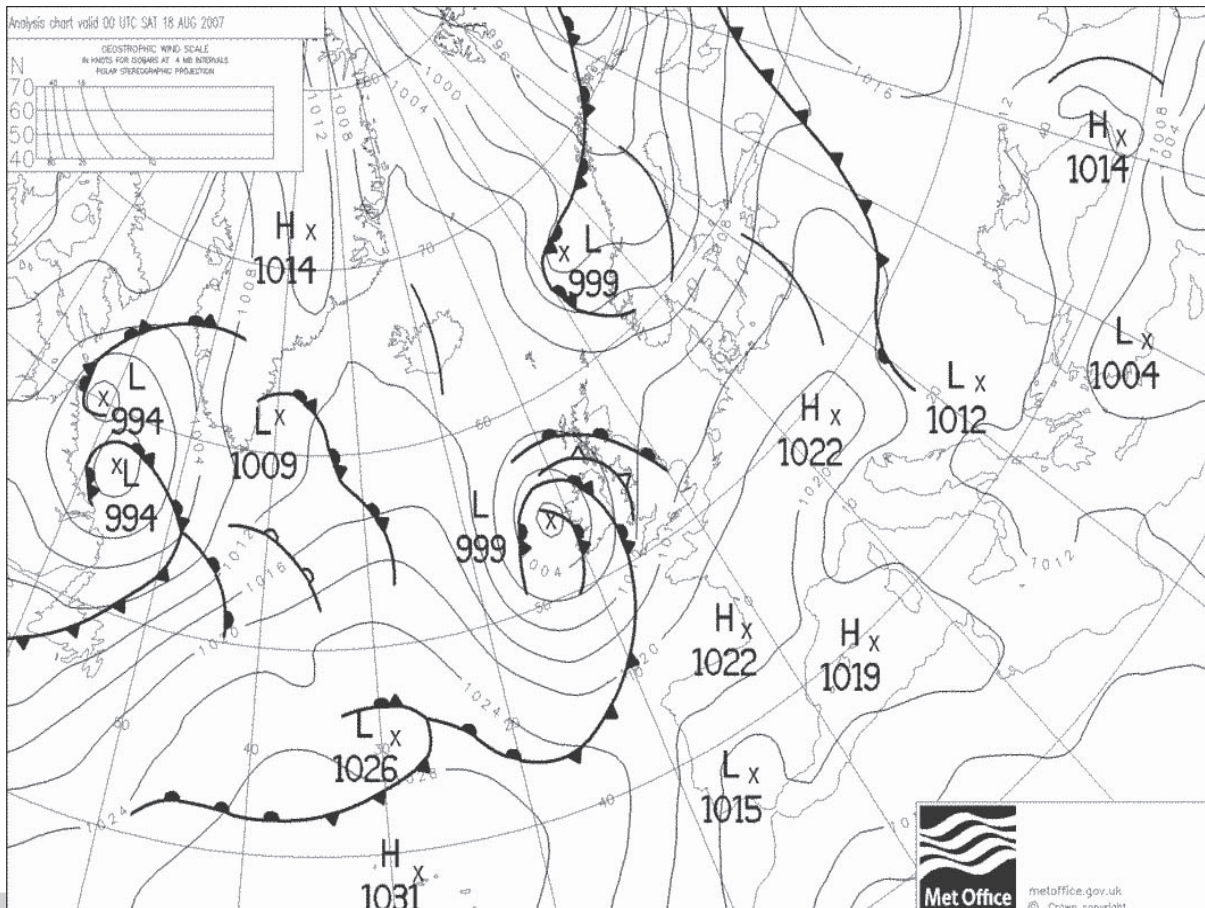
Teplota u země (°C)	22,3
CAPE (J/kg)	146,15
Hladina nulového vztlaku (m)	2600
CAPE/wstoupání průměrné	76,92
CAPE/wklesání průměrné	-182,69
wklesání/wstoupání	-0,42
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	33
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	2,1
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	0,9

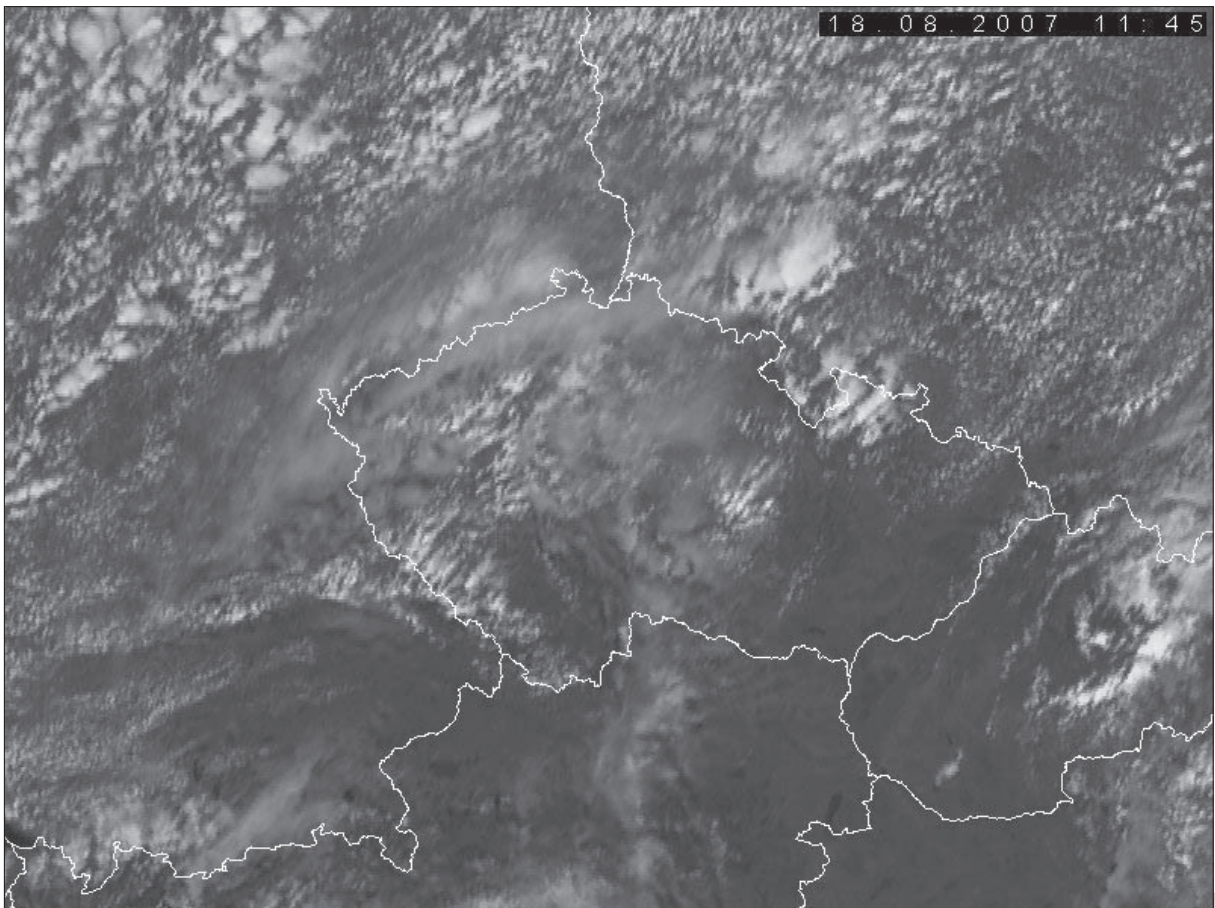
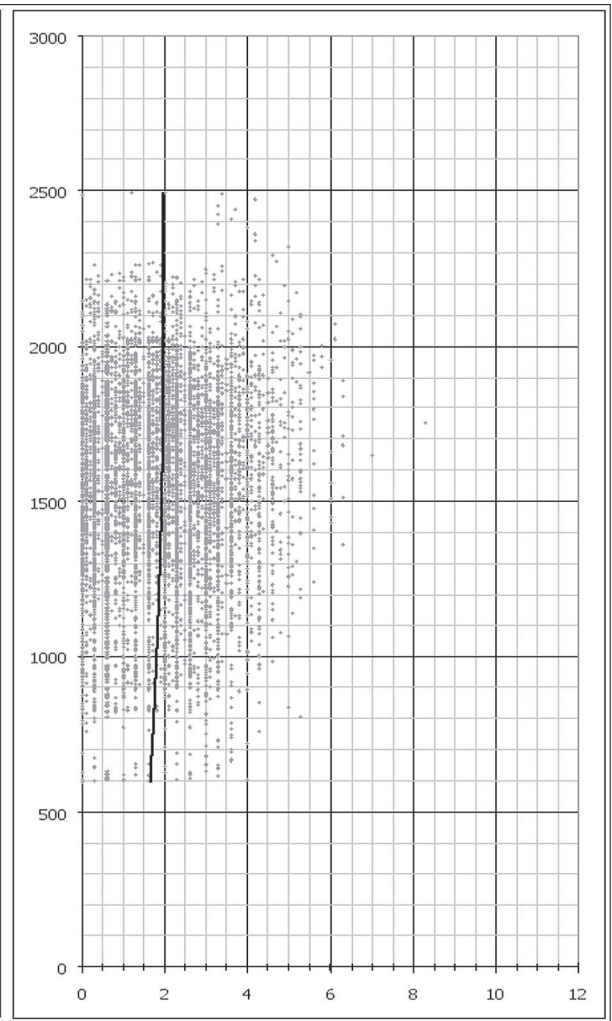
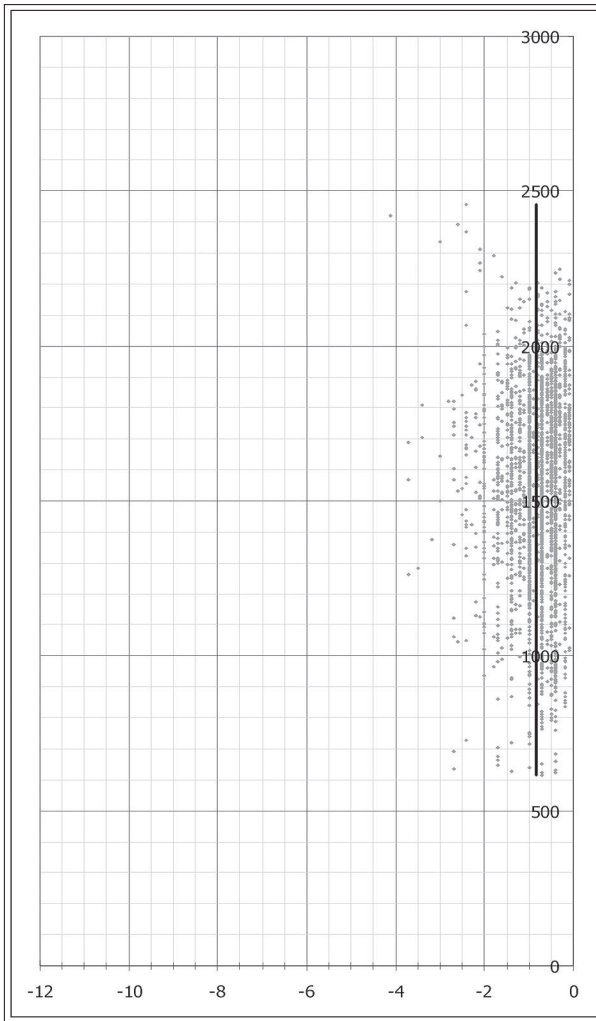
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2494
průměrná výška letu (m)	1547
nejčtenější výška letu (m)	1372
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	8,5

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1556	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1400	4/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,8	
maximální rozdíl Tp-Te	2,4	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	2,3	





19.8.2007

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	5,7
rozptyl	1,22
směrodatná odchylna	1,11
průměrná odchylna	0,9

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-8,2
rozptyl	0,4
směrodatná odchylna	0,63
průměrná odchylna	0,48

Aerologická sondáž

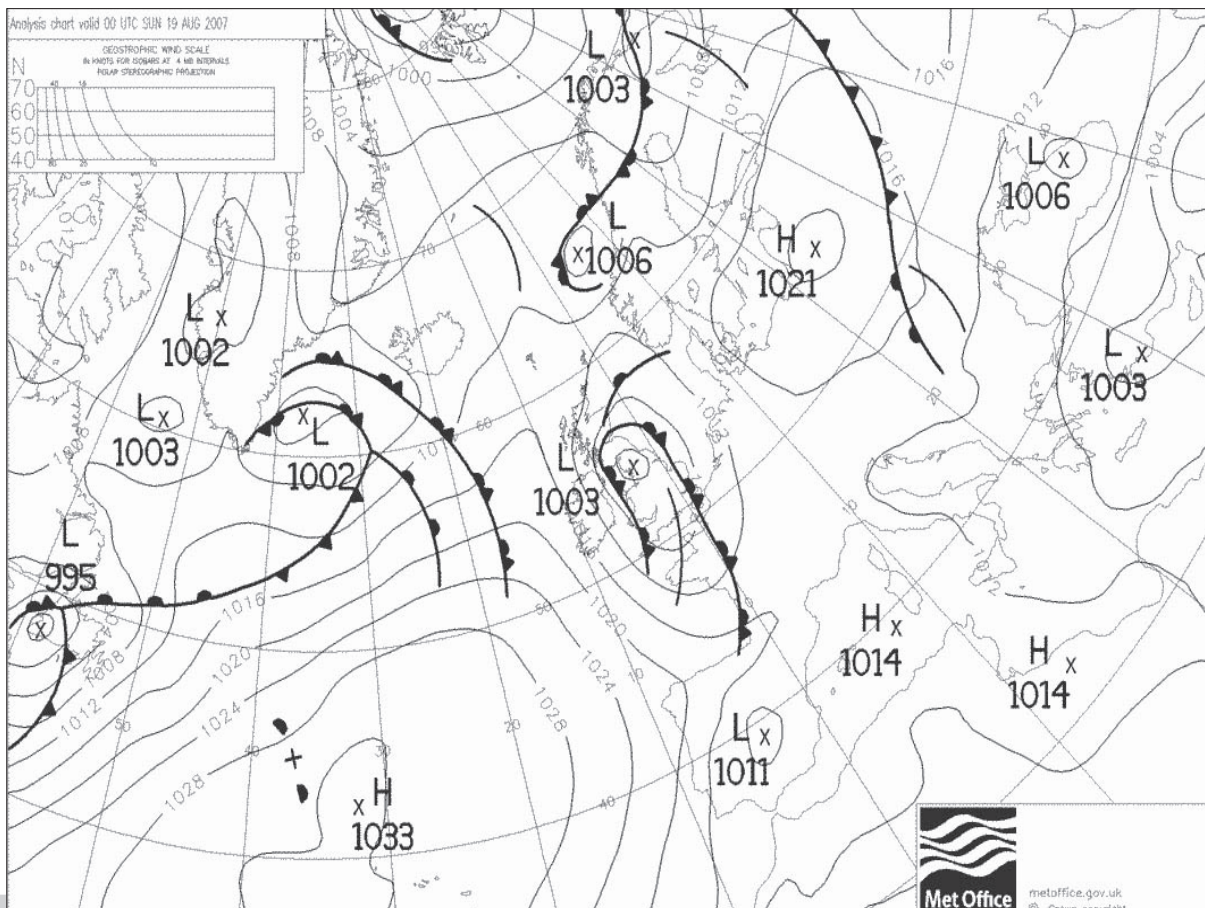
Teplota u země (°C)	25,8
CAPE (J/kg)	103,58
Hladina nulového vztlaku (m)	2180
CAPE/wstoupání průměrné	51,79
CAPE/wklesání průměrné	-115,09
wklesání/wstoupání	-0,45
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	26
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,5
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,33

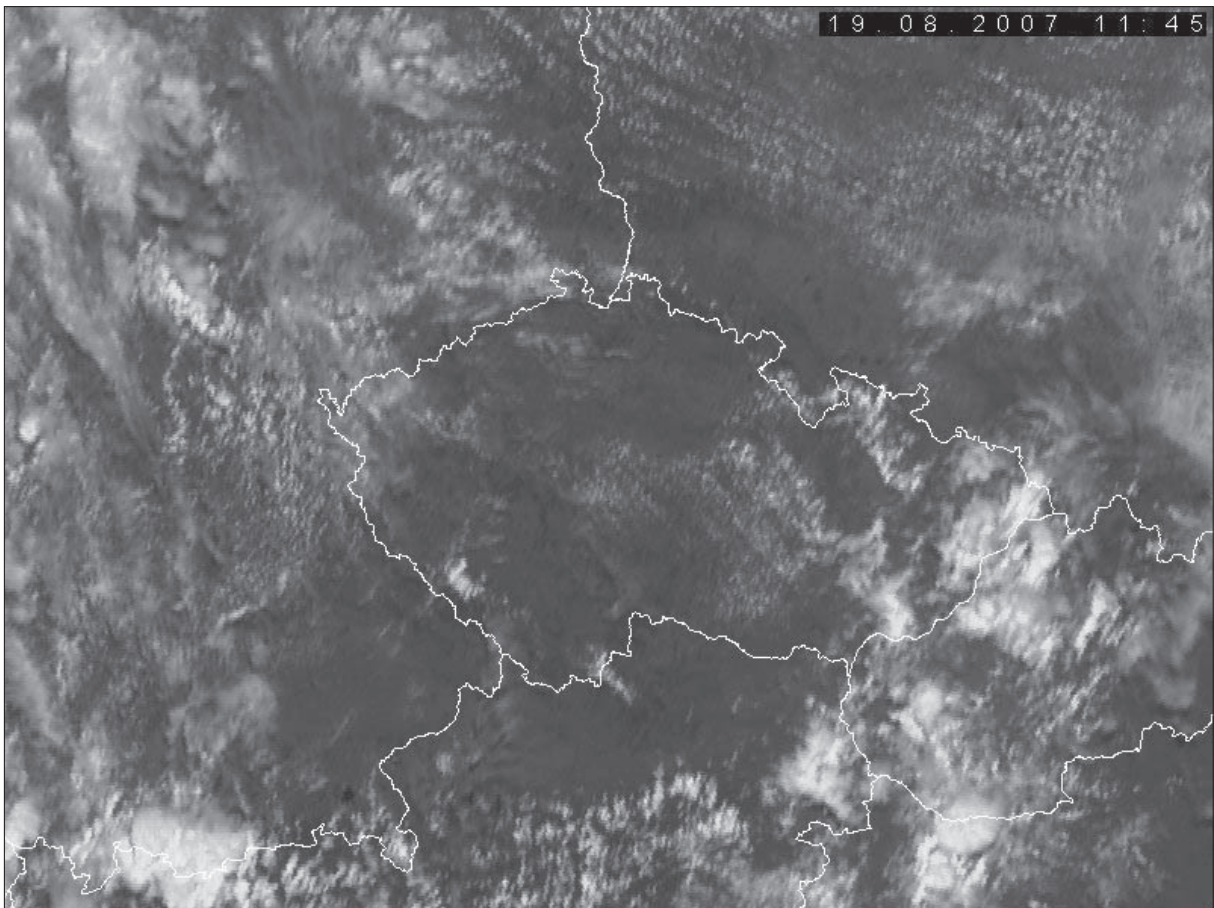
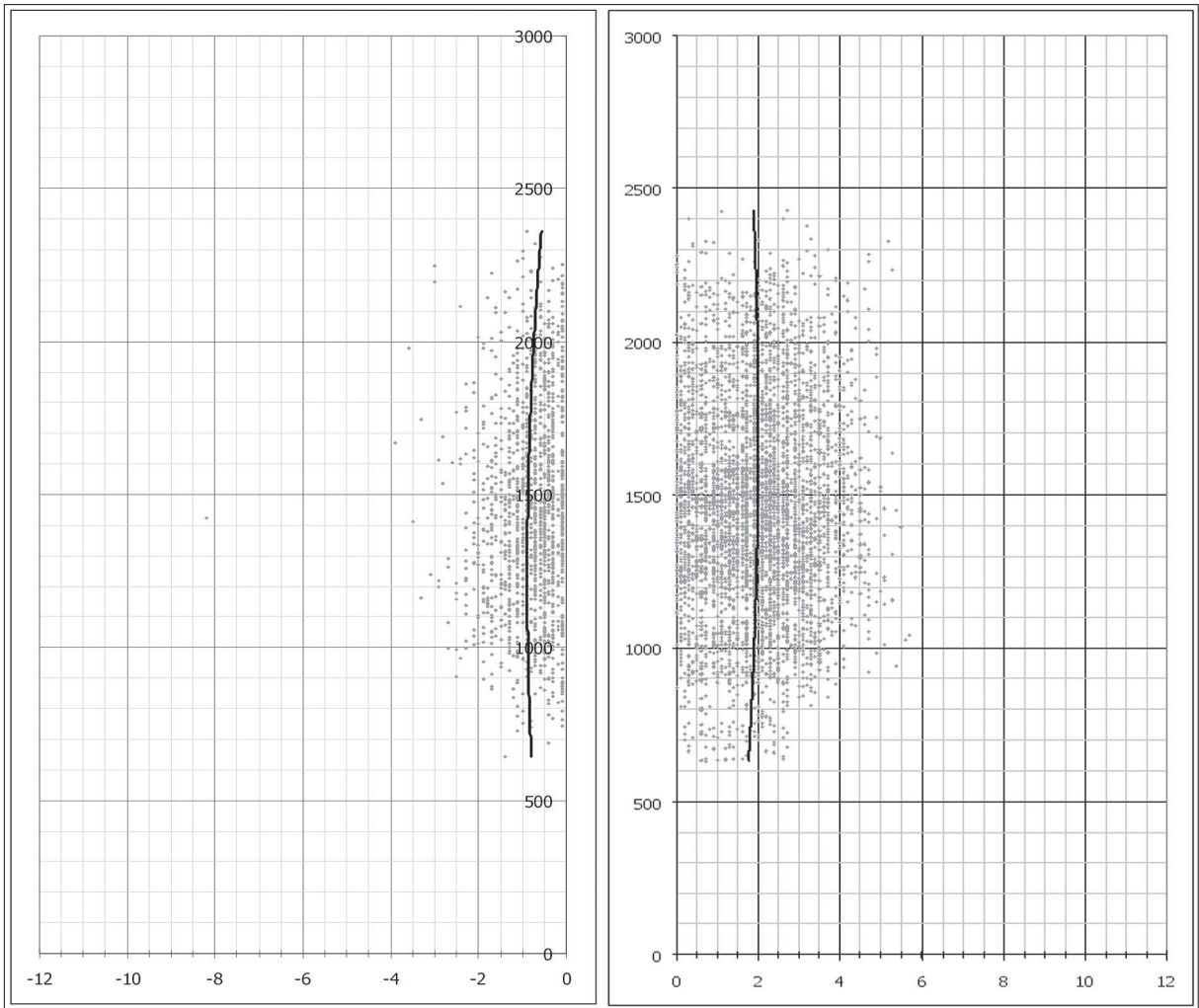
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2427
průměrná výška letu (m)	1457
nejčtenější výška letu (m)	1308
nejčtenější wstoupání (m/s)	1,7
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,1
teoretická wmax (m/s)	7,1

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2043	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,6	
maximální rozdíl Tp-Te	2	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,6	





25.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,3
<i>rozptyl</i>	1,89
<i>směrodatná odchylka</i>	1,37
<i>průměrná odchylka</i>	1,1

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,2
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,7
<i>rozptyl</i>	1,02
<i>směrodatná odchylka</i>	1,01
<i>průměrná odchylka</i>	0,75

Aerologická sondáž

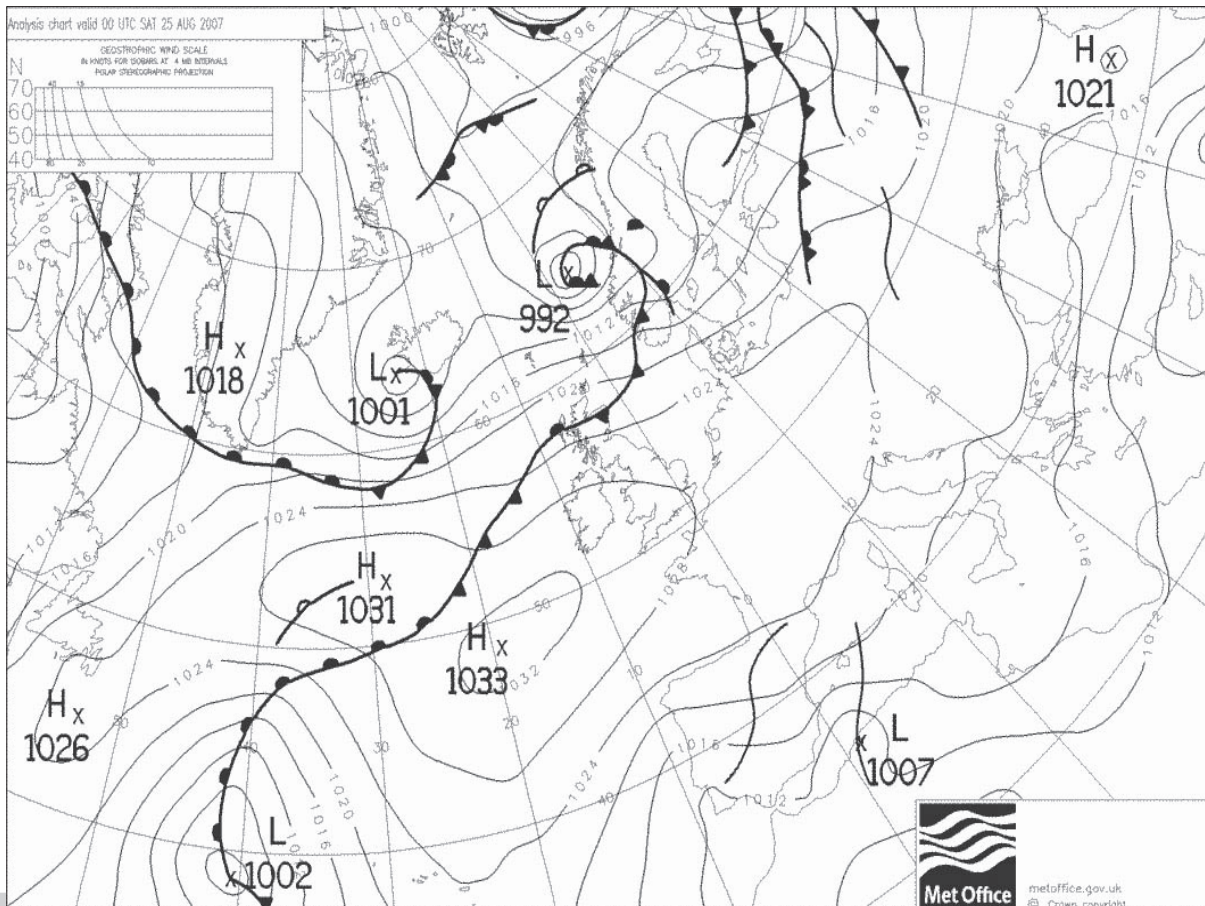
<i>Teplota u země (°C)</i>	26,3
<i>CAPE (J/kg)</i>	101,56
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2270
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	48,36
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-84,63
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,57
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	34
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,8
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,17

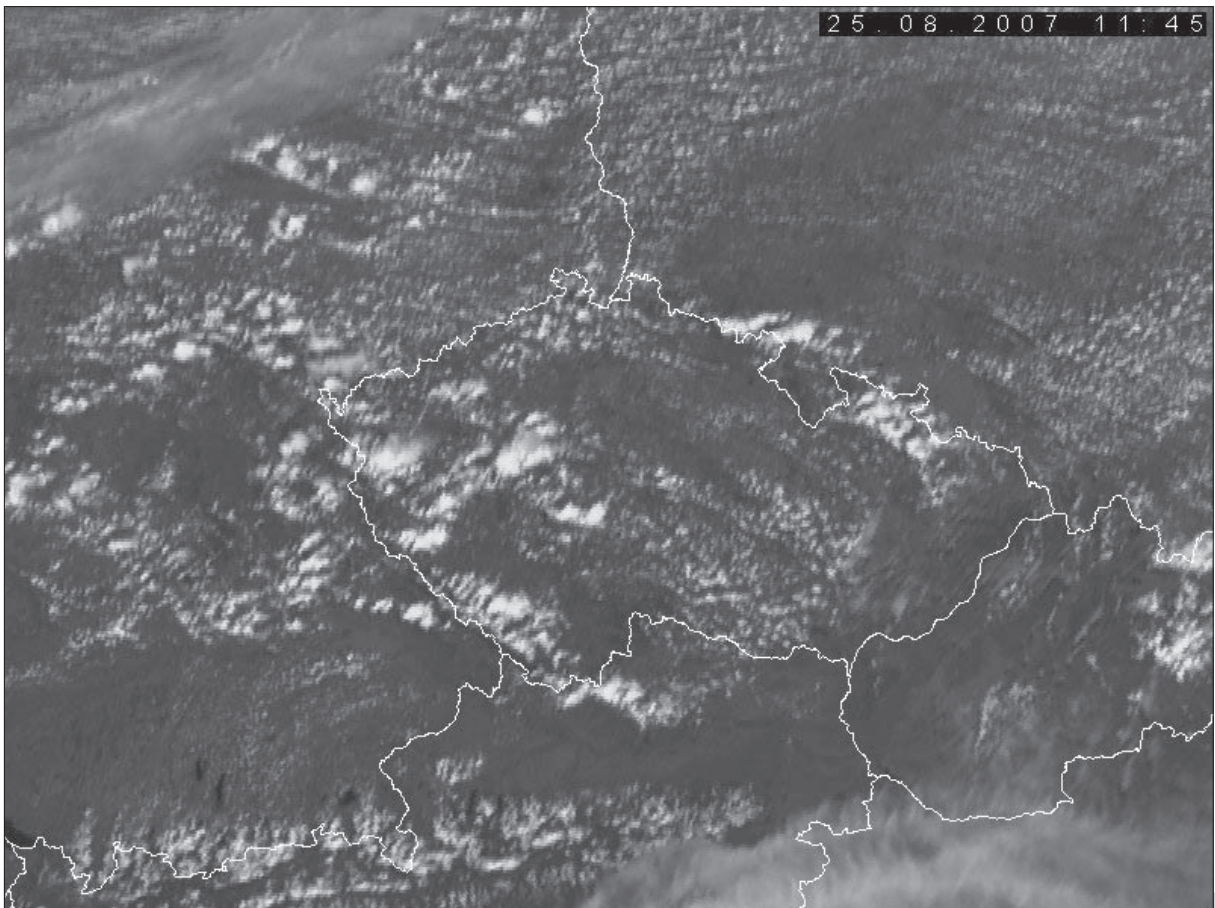
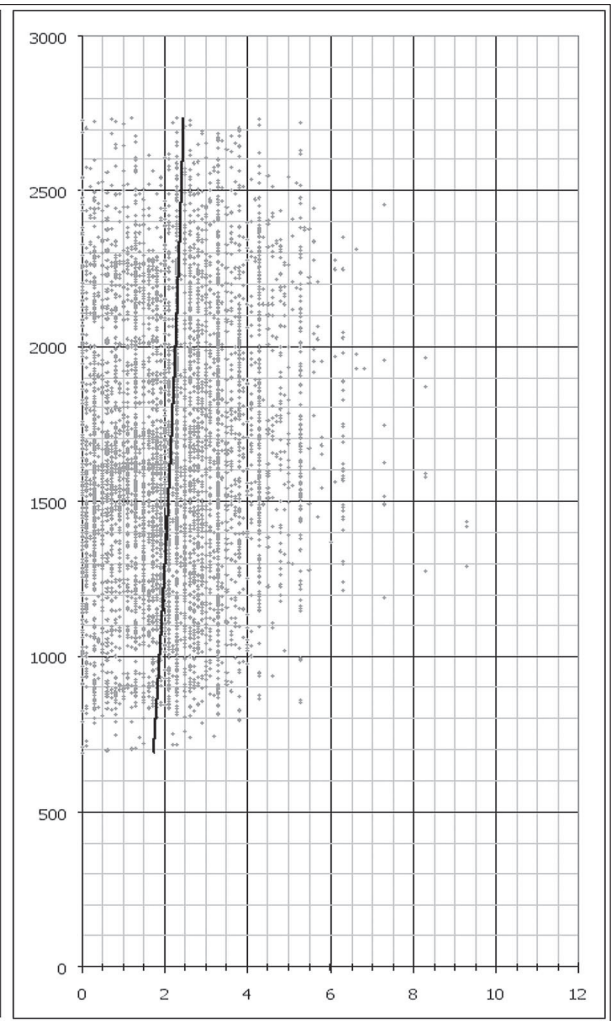
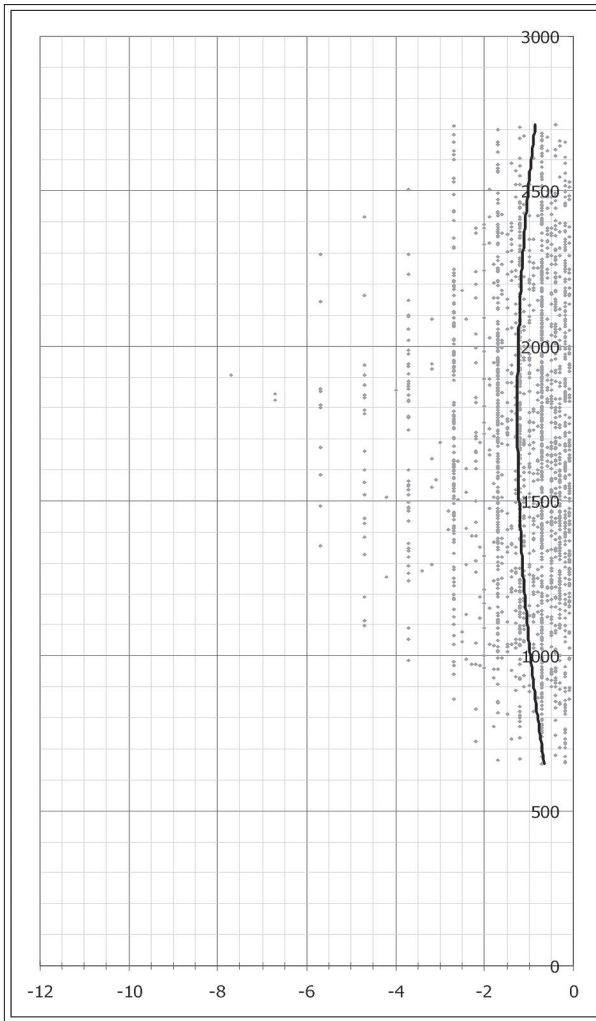
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2734
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1662
<i>nejčtetnější výška letu (m)</i>	1395
<i>nejčtetnější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtetnější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1549	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>nejčtetnější rozdíl Tp-Te</i>	1,8	





26.8.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,3
<i>rozptyl</i>	1,74
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,32
<i>průměrná odchyłka</i>	1,08

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-6,2
<i>rozptyl</i>	0,52
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,72
<i>průměrná odchyłka</i>	0,56

Aerologická sondáž

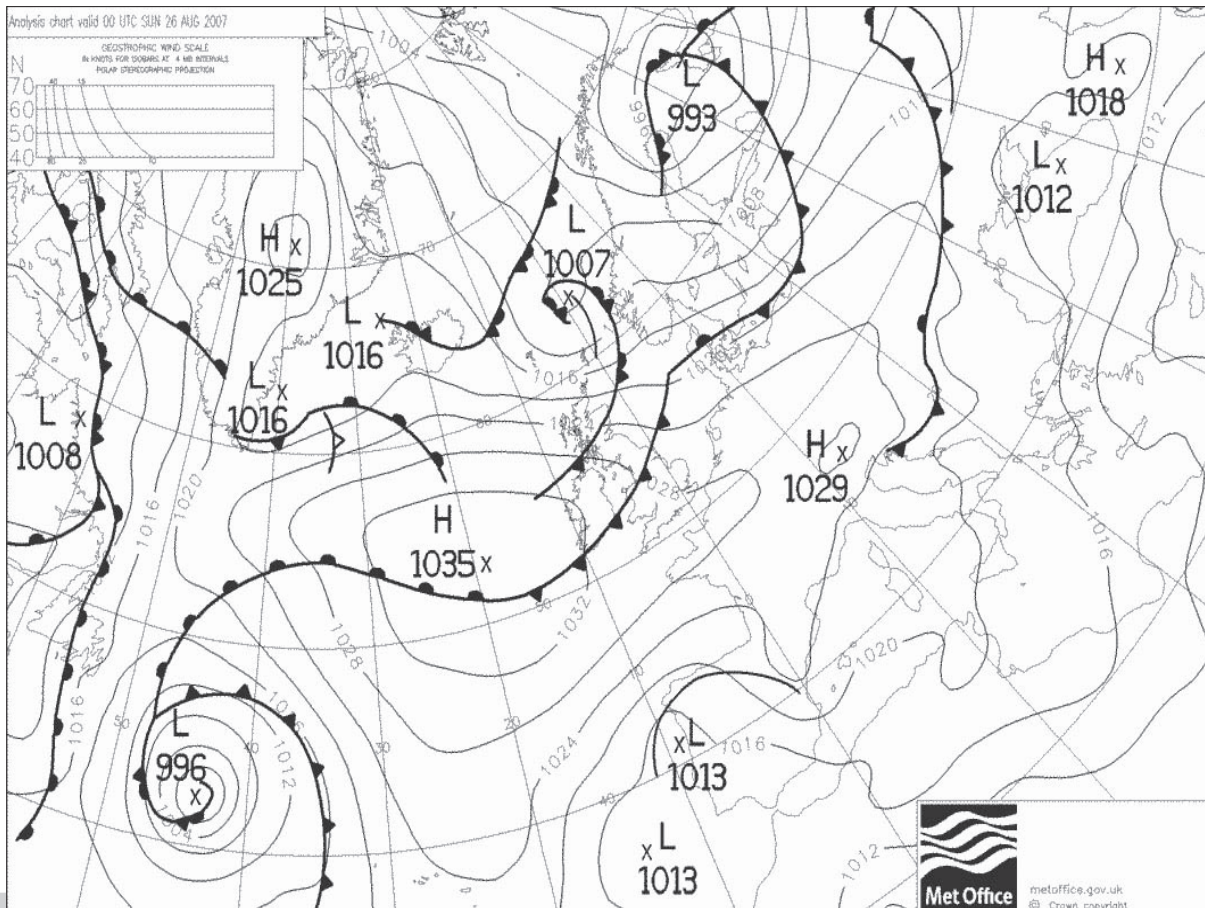
<i>Teplota u země (°C)</i>	24,7
<i>CAPE (J/kg)</i>	36,42
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1790
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	17,34
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-36,42
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,48
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	29
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	0,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	3

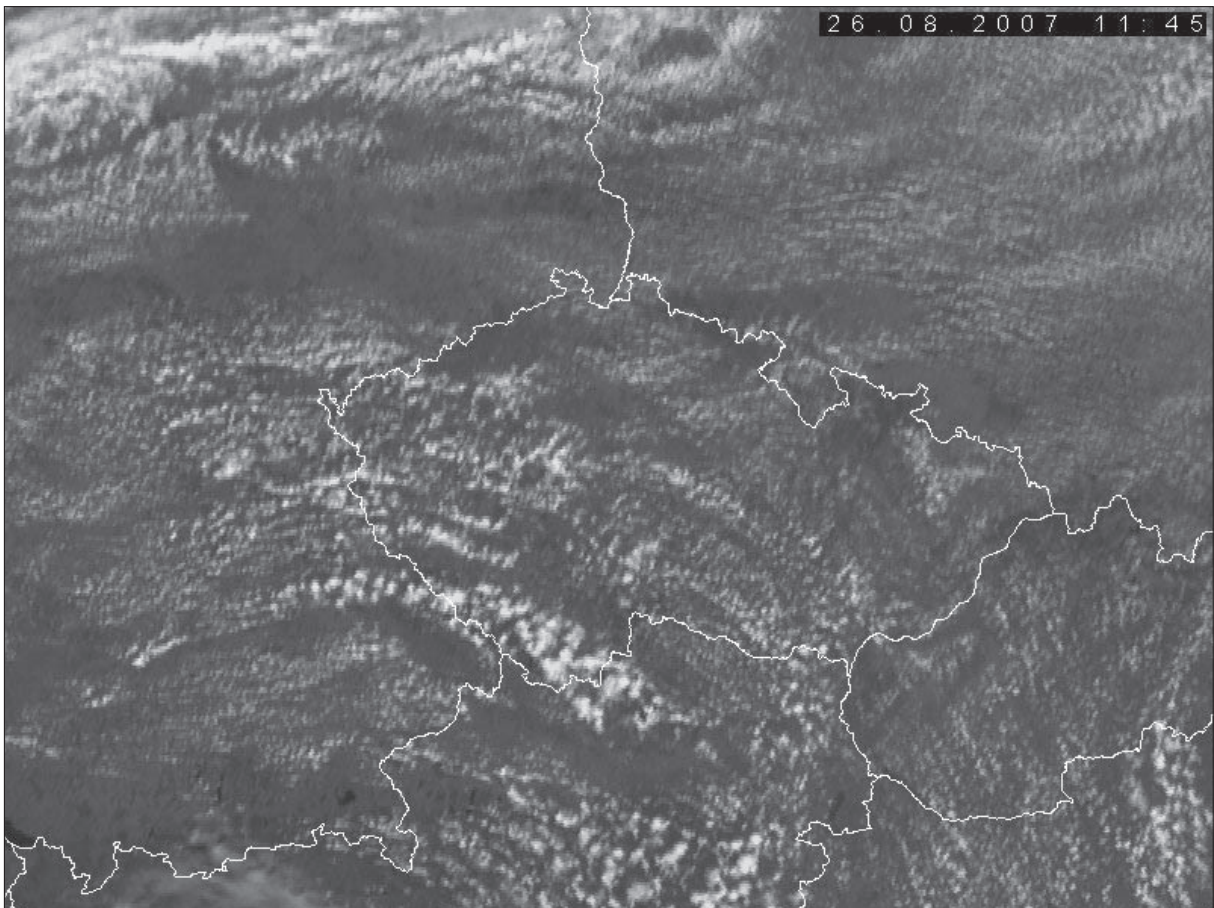
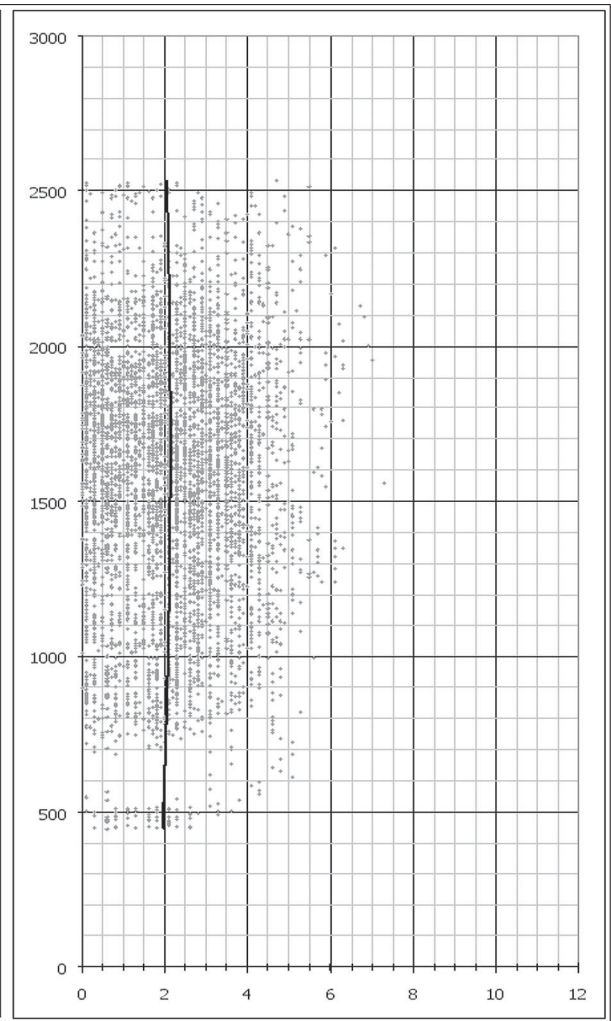
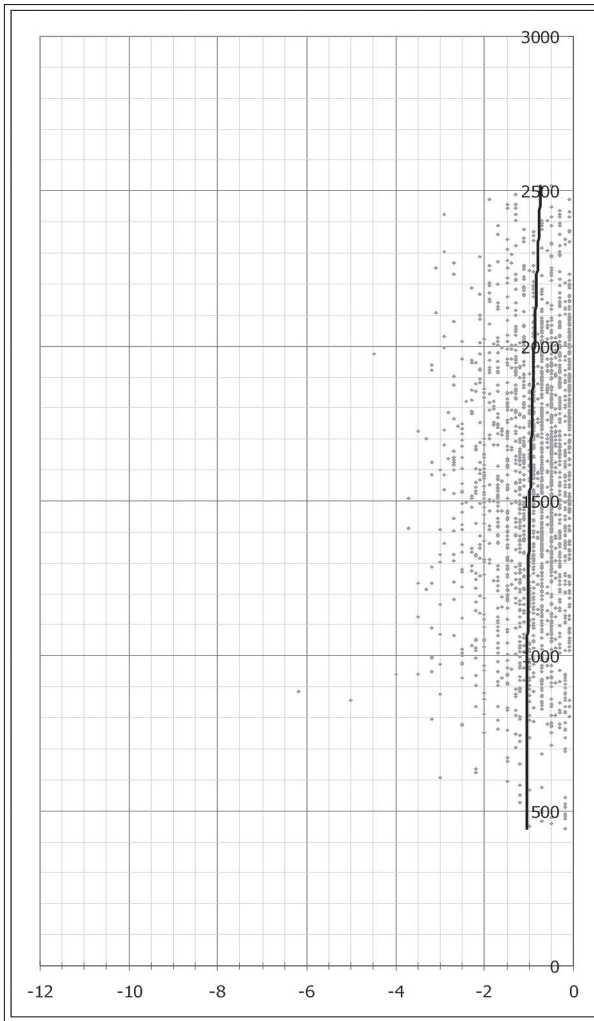
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2532
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1567
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1470
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	4,2

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1304	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1300	4/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	0,7	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,3	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	0,4	





20.9.2007

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,7
<i>wnahoru max (m/s)</i>	6,3
<i>rozptyl</i>	1,11
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,06
<i>průměrná odchyłka</i>	0,83

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,7
<i>wdolů max (m/s)</i>	-3,5
<i>rozptyl</i>	0,28
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,53
<i>průměrná odchyłka</i>	0,41

Aerologická sondáž

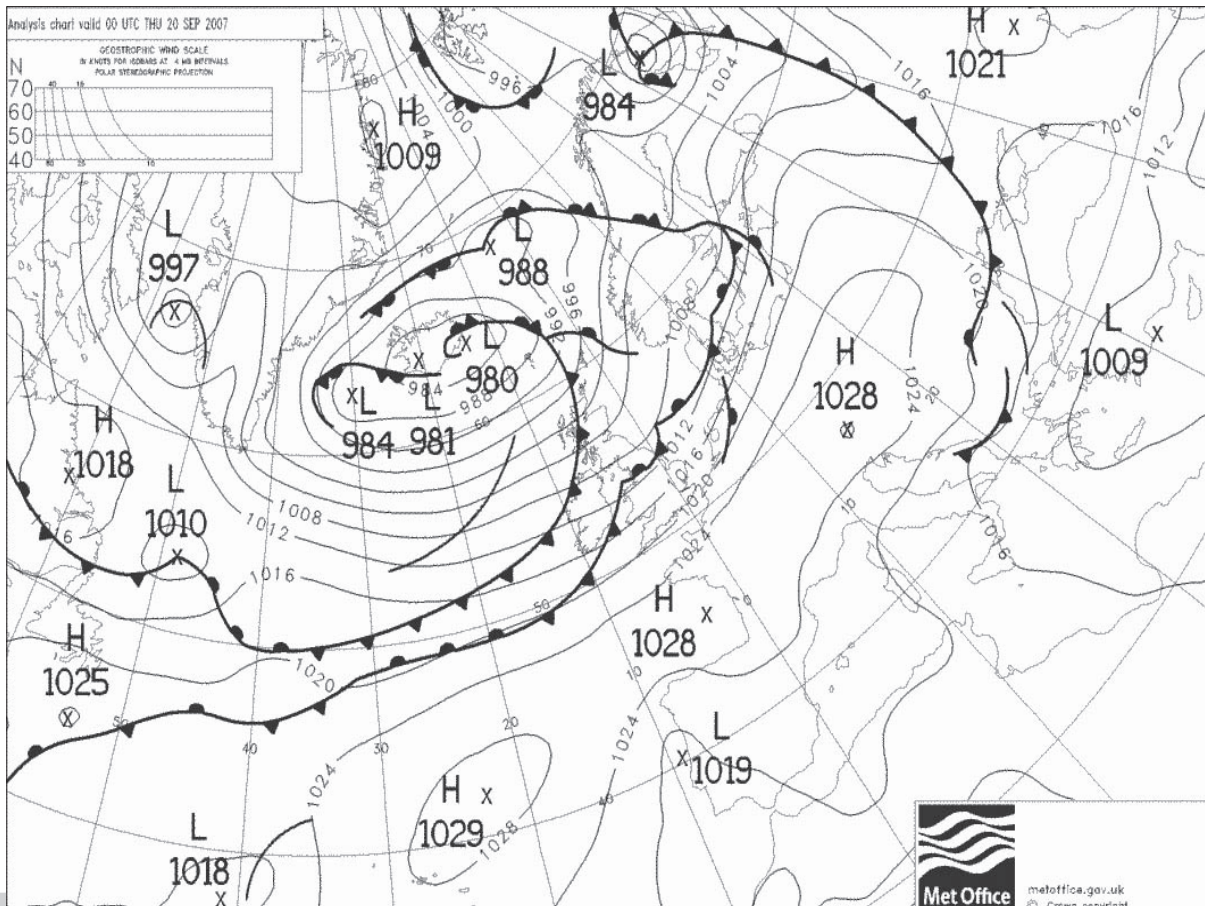
<i>Teplota u země (°C)</i>	16
<i>CAPE (J/kg)</i>	102,86
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1780
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	60,51
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-146,94
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,41
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	31
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2,1
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	0,81

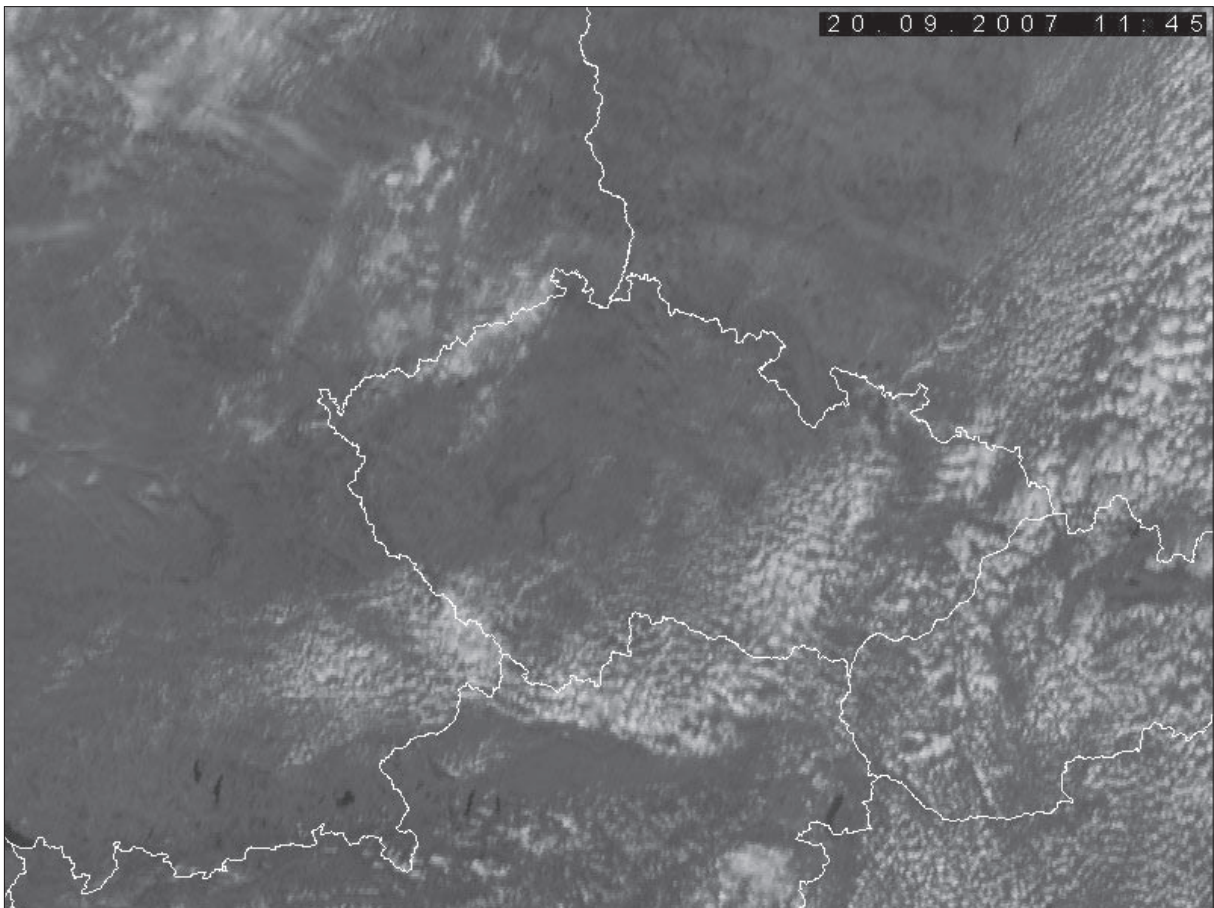
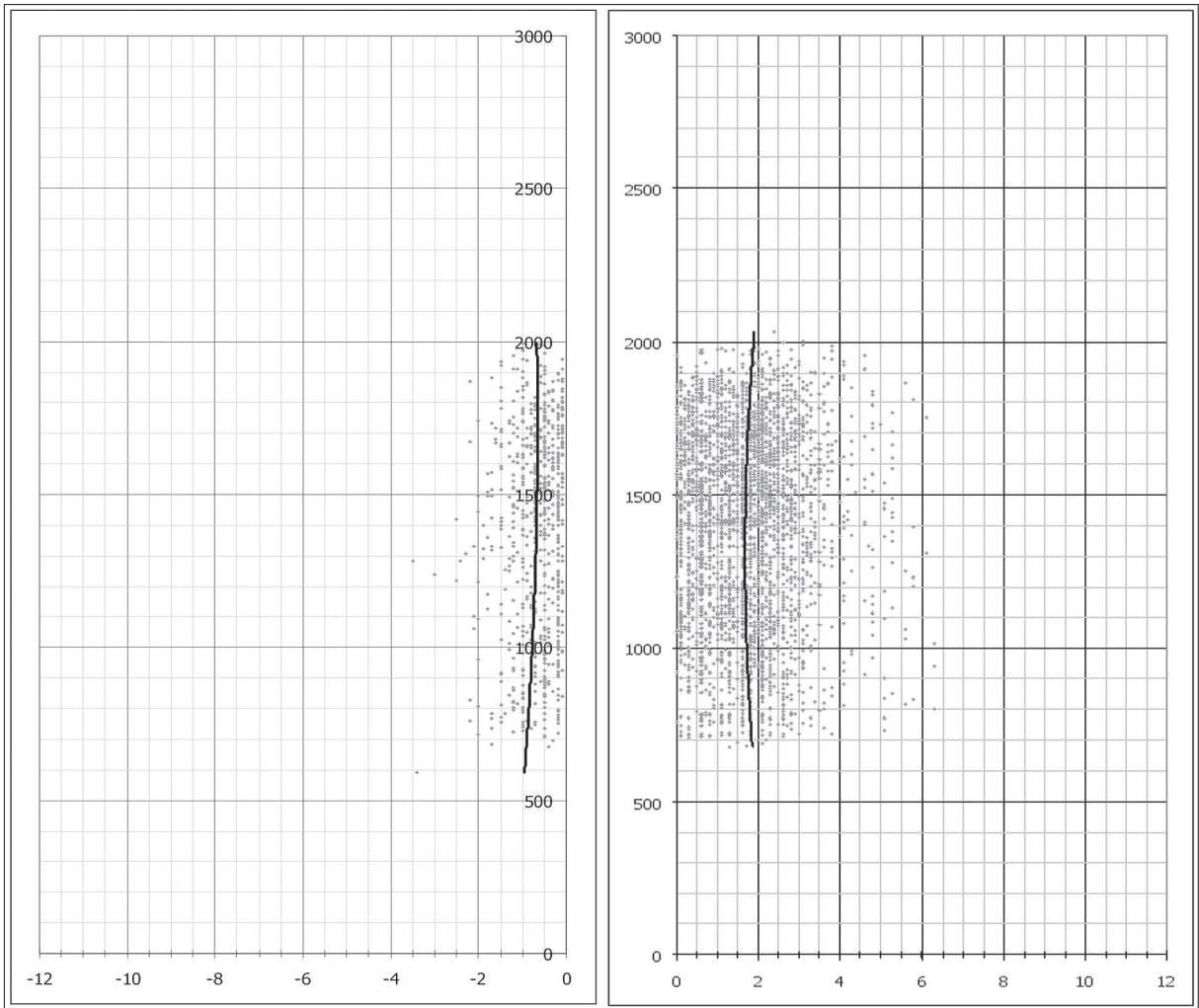
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2029
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1404
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1457
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,6
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,2
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1524	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1400	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,5	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2,4	





24.4.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,3
<i>rozptyl</i>	1,89
<i>směrodatná odchylna</i>	1,38
<i>průměrná odchylna</i>	1,15

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-7,1
<i>rozptyl</i>	0,58
<i>směrodatná odchylna</i>	0,76
<i>průměrná odchylna</i>	0,6

Aerologická sondáž

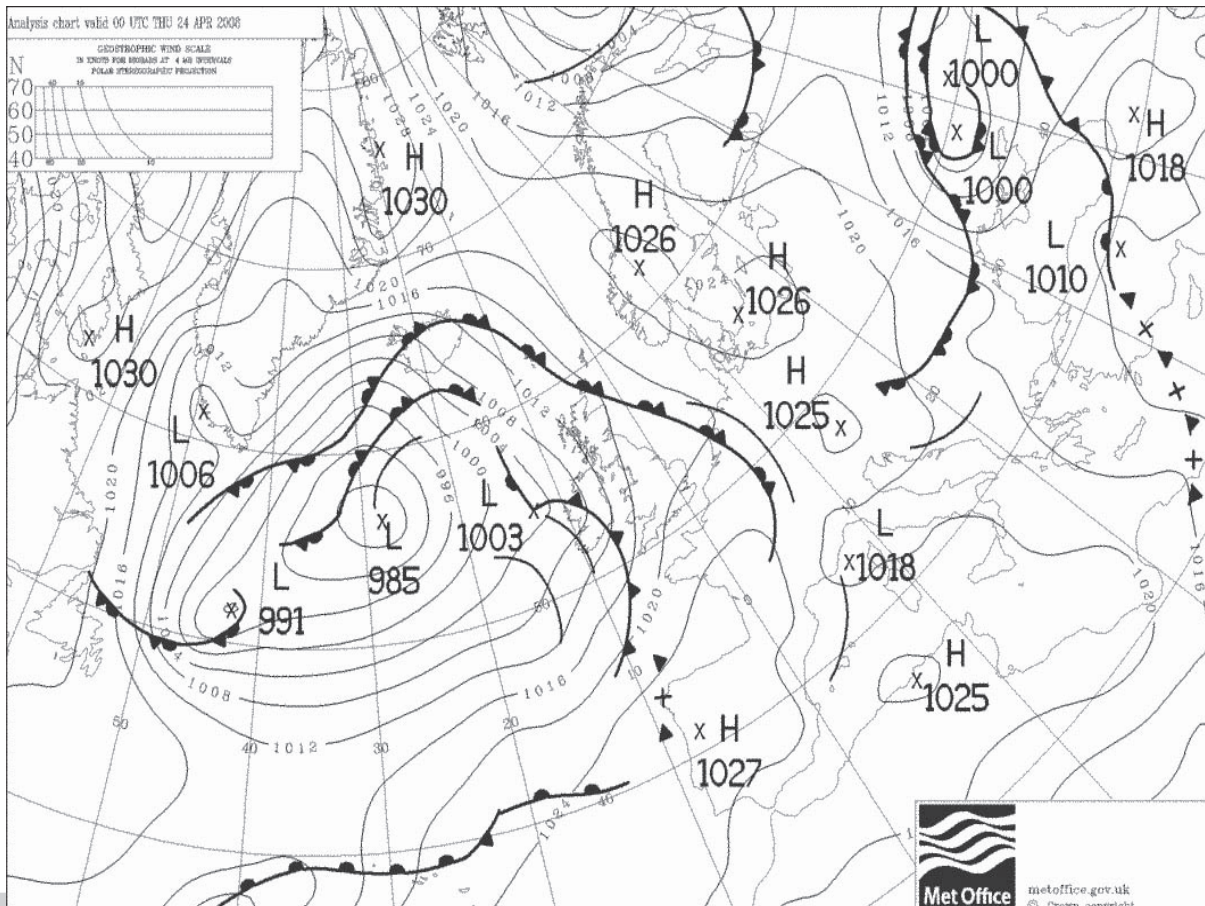
<i>Teplota u země (°C)</i>	15,6
<i>CAPE (J/kg)</i>	81,77
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2650
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	37,17
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-74,34
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,5
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	33
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,2
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,83

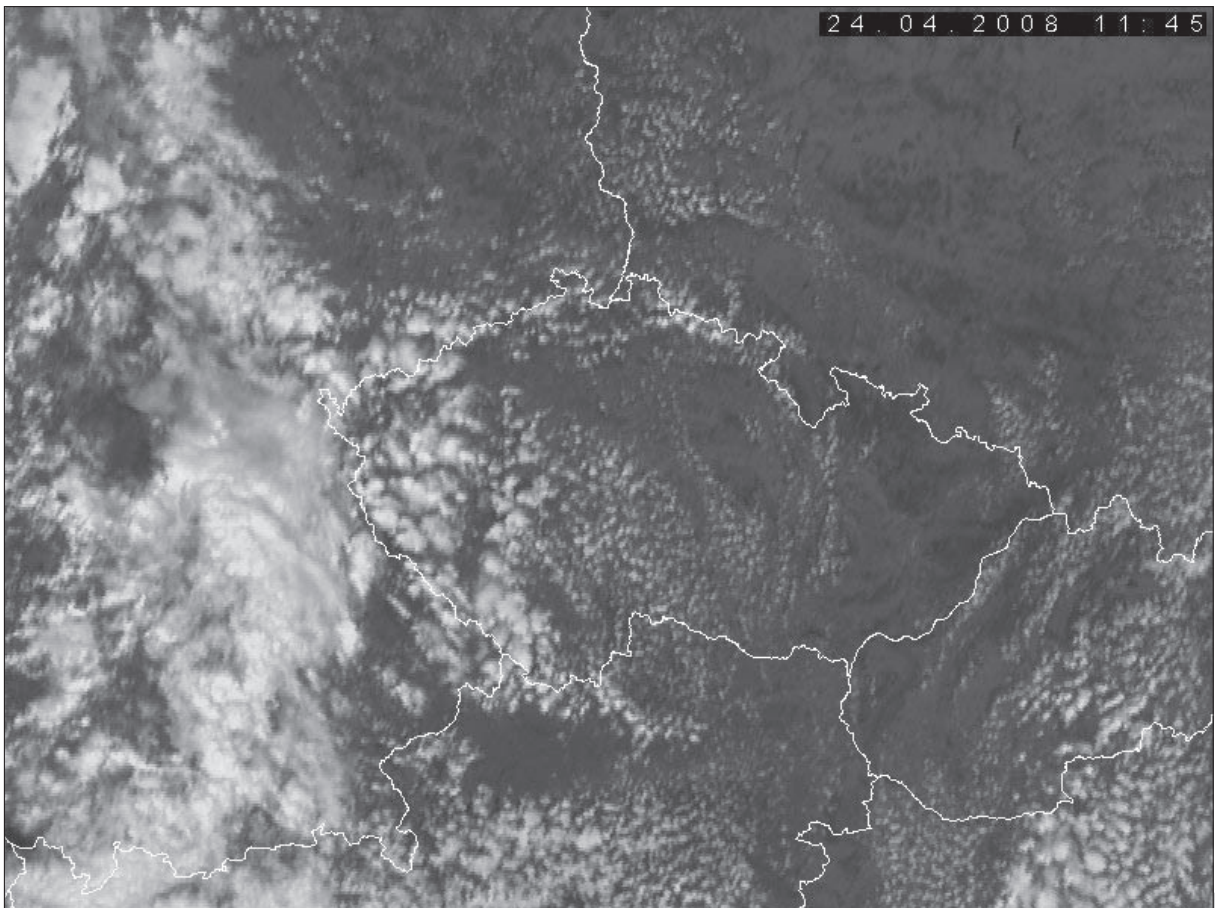
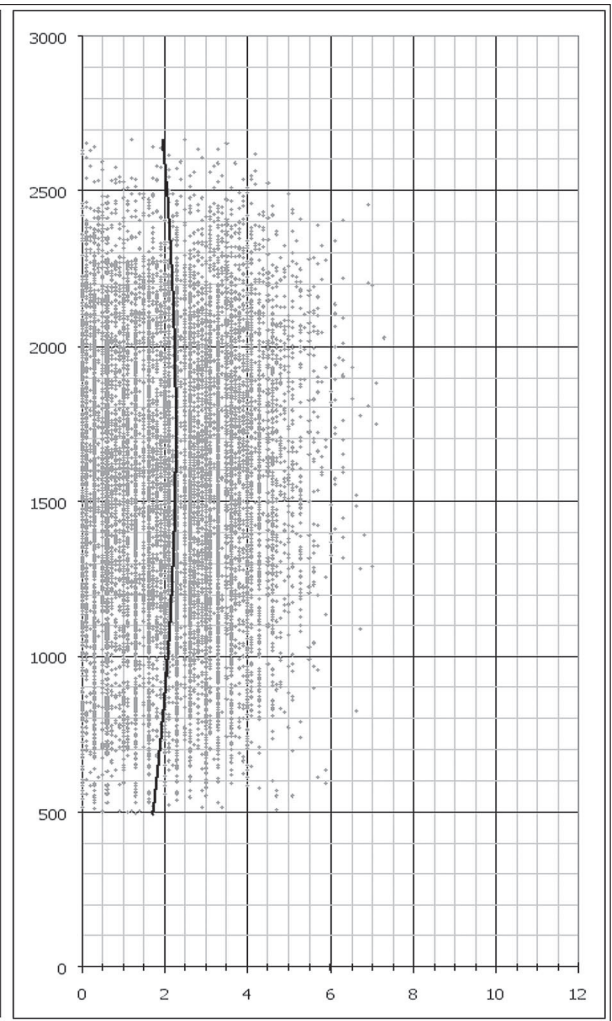
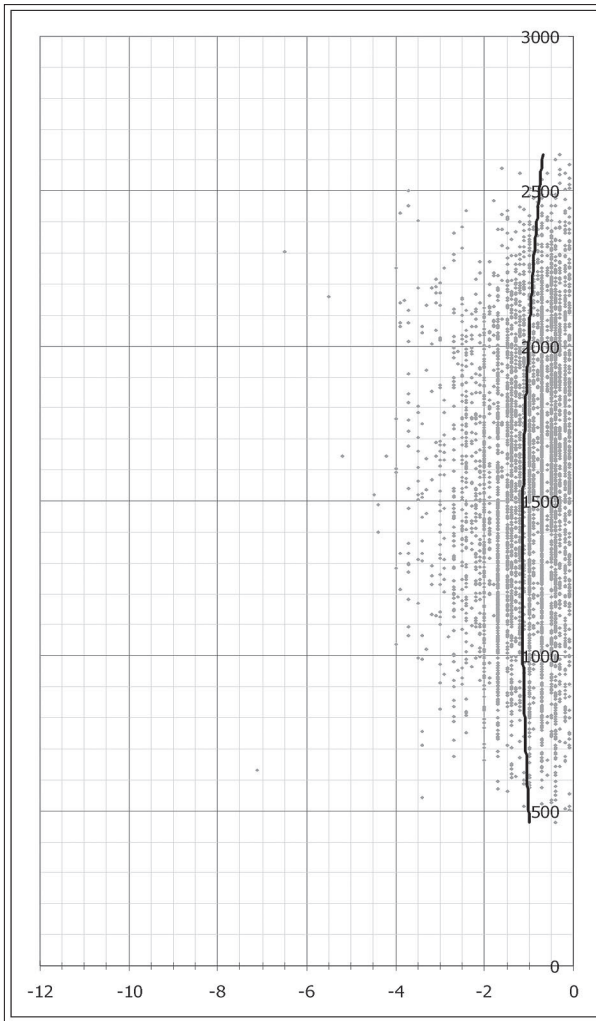
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2667
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1548
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1606
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,3

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1992	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1800	3/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1	





27.4.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,3
<i>wnahoru max (m/s)</i>	11,3
<i>rozptyl</i>	2,18
<i>směrodatná odchylka</i>	1,48
<i>průměrná odchylka</i>	1,19

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,2
<i>wdolů max (m/s)</i>	-9,7
<i>rozptyl</i>	1,1
<i>směrodatná odchylka</i>	1,05
<i>průměrná odchylka</i>	0,78

Aerologická sondáž

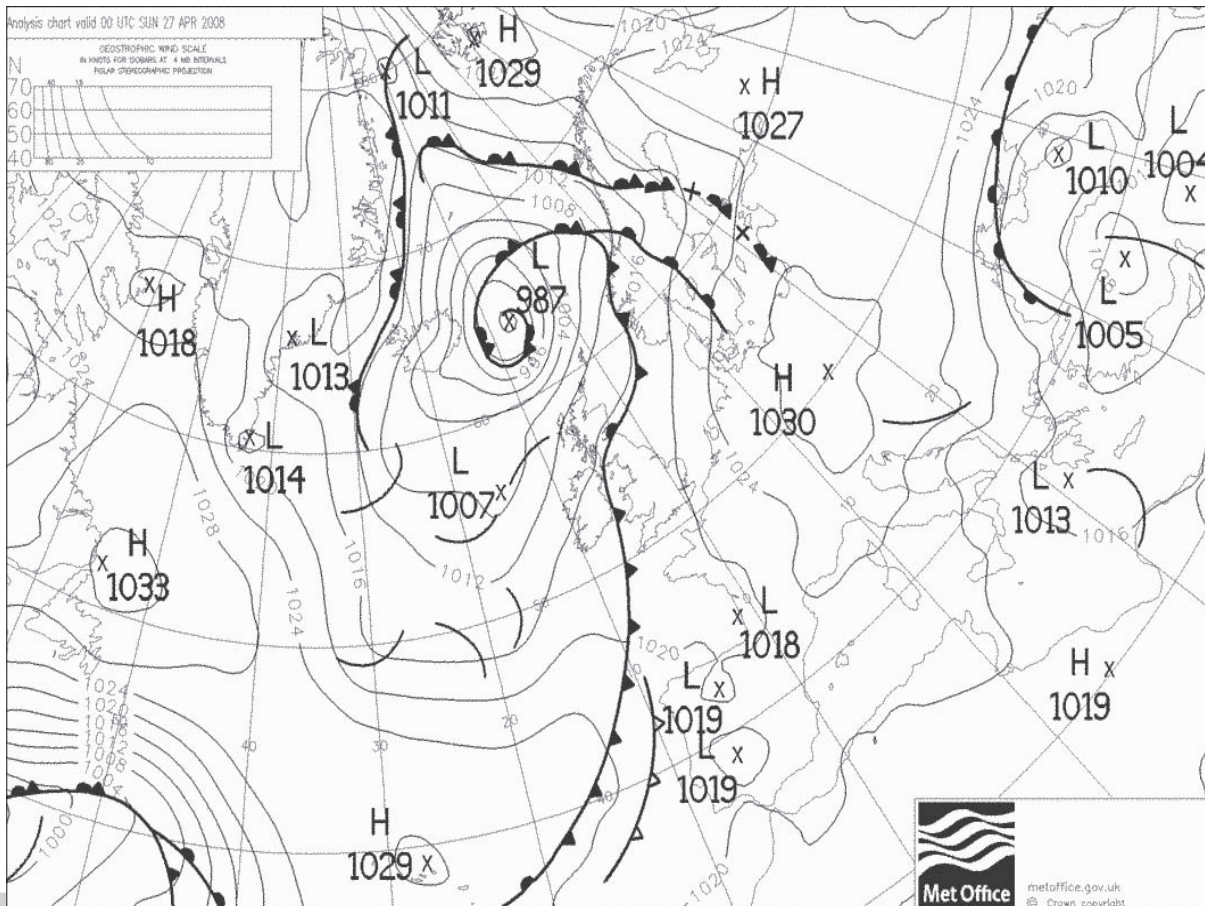
<i>Teplota u země (°C)</i>	17,4
<i>CAPE (J/kg)</i>	101,09
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2060
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	43,95
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-84,24
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,52
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,35

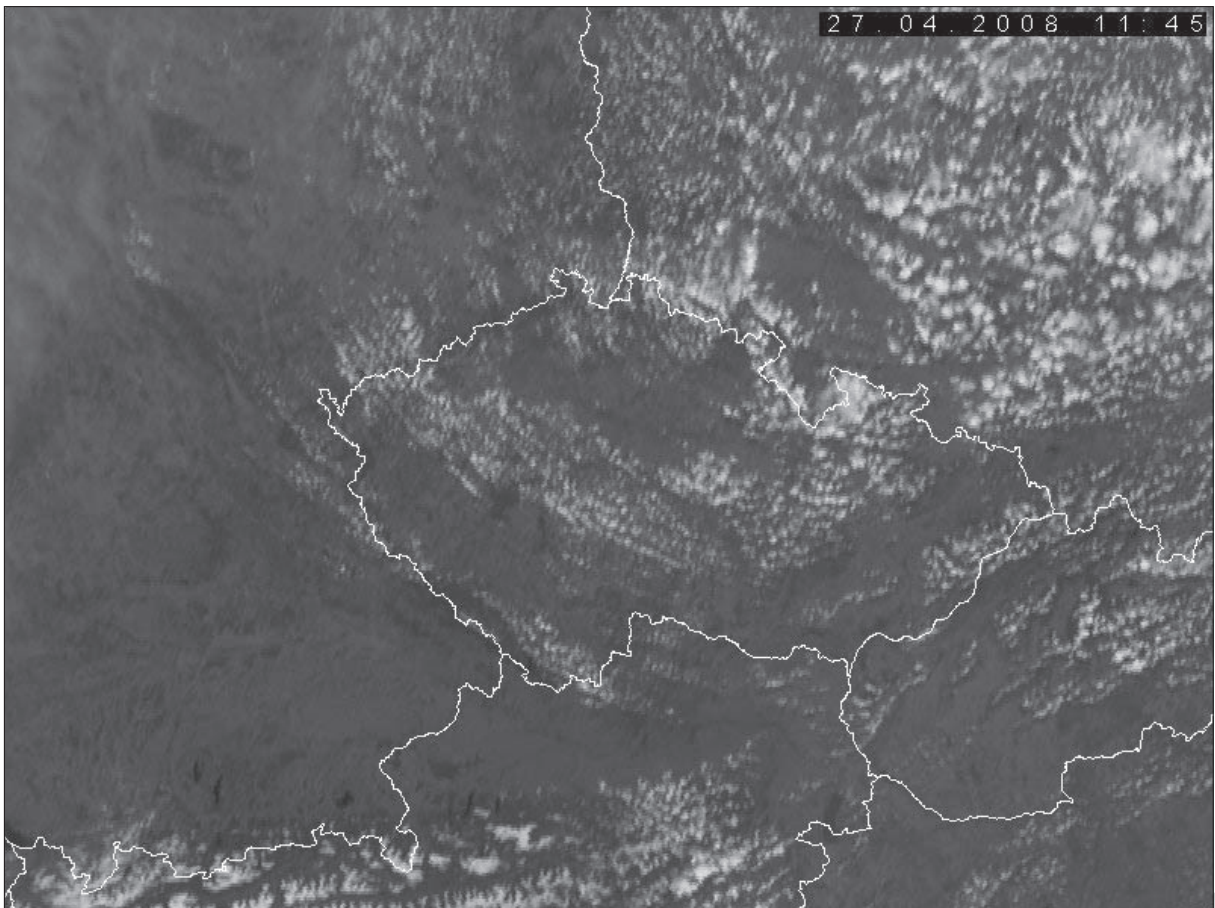
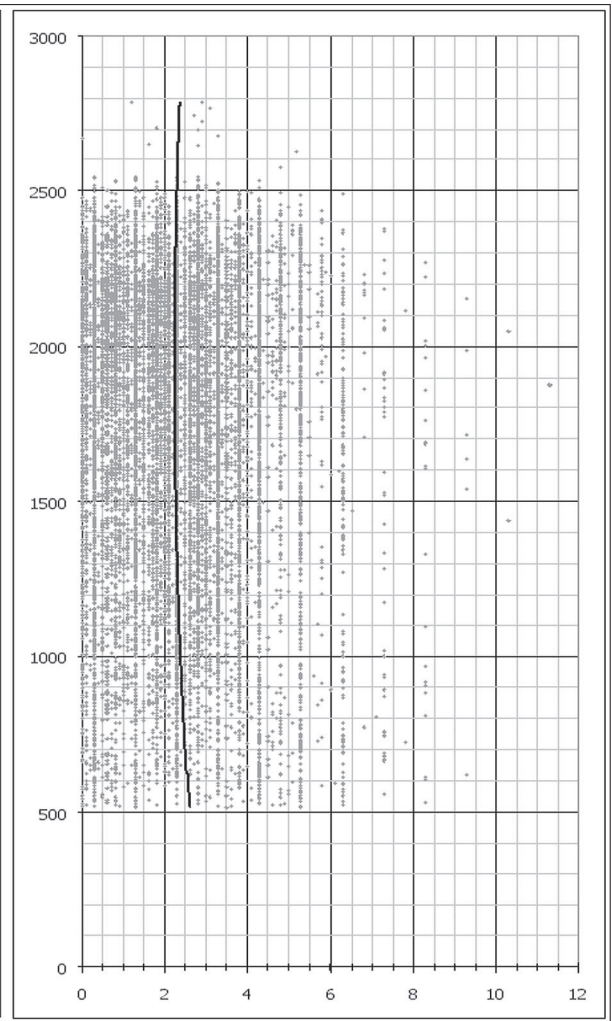
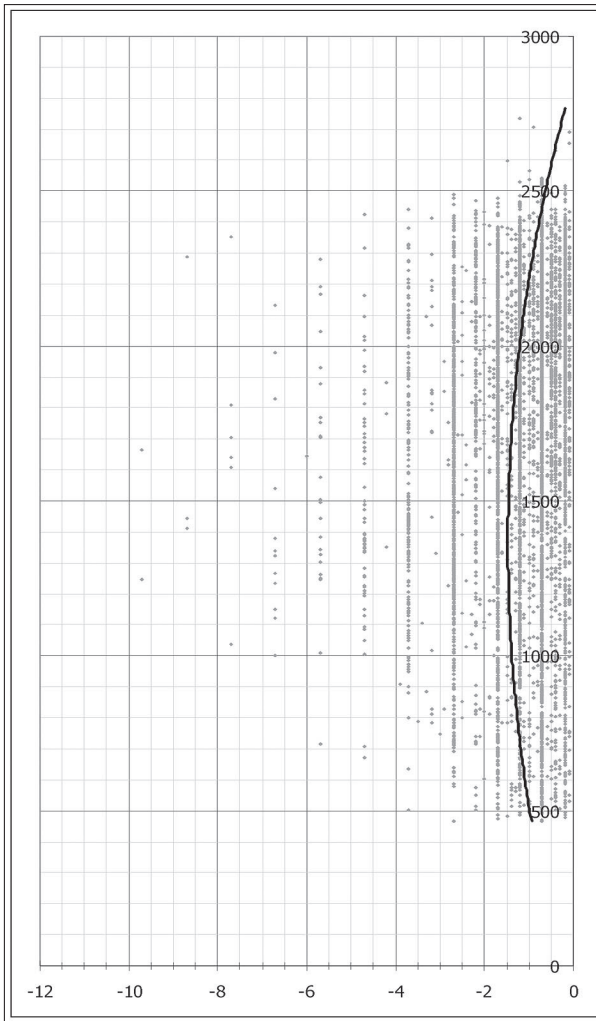
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2787
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1743
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	2128
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7

Počasí

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1599	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1400	3/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,6	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,9	





4.5.2008

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2,1
wnahoru max (m/s)	7,6
rozptyl	1,79
směrodatná odchylka	1,34
průměrná odchylka	1,09

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-5,7
rozptyl	0,34
směrodatná odchylka	0,58
průměrná odchylka	0,45

Aerologická sondáž

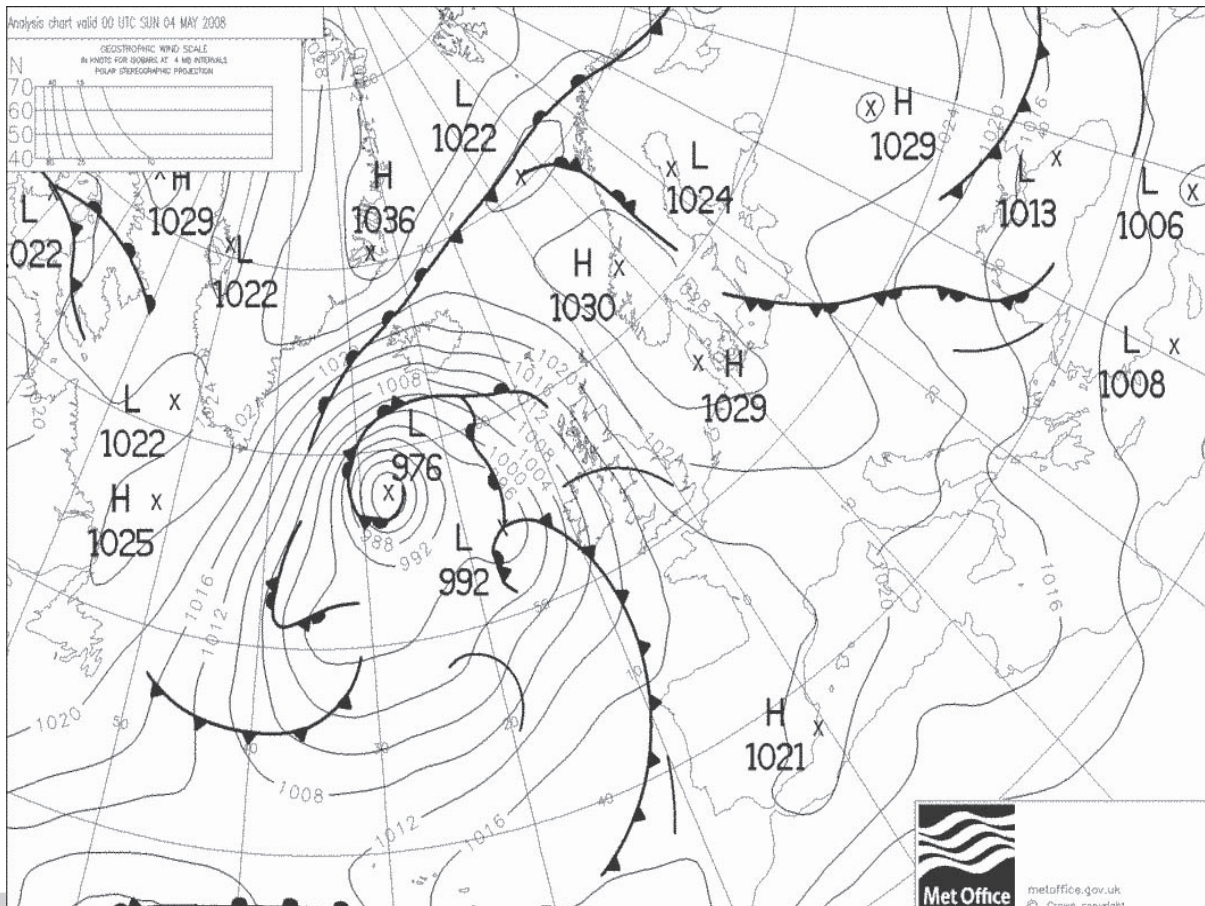
Teplota u země (°C)	15,5
CAPE (J/kg)	87,19
Hladina nulového vztlaku (m)	2450
CAPE/wstoupání průměrné	41,52
CAPE/wklesání průměrné	-108,99
wklesání/wstoupání	-0,38
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	37
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,5
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,4

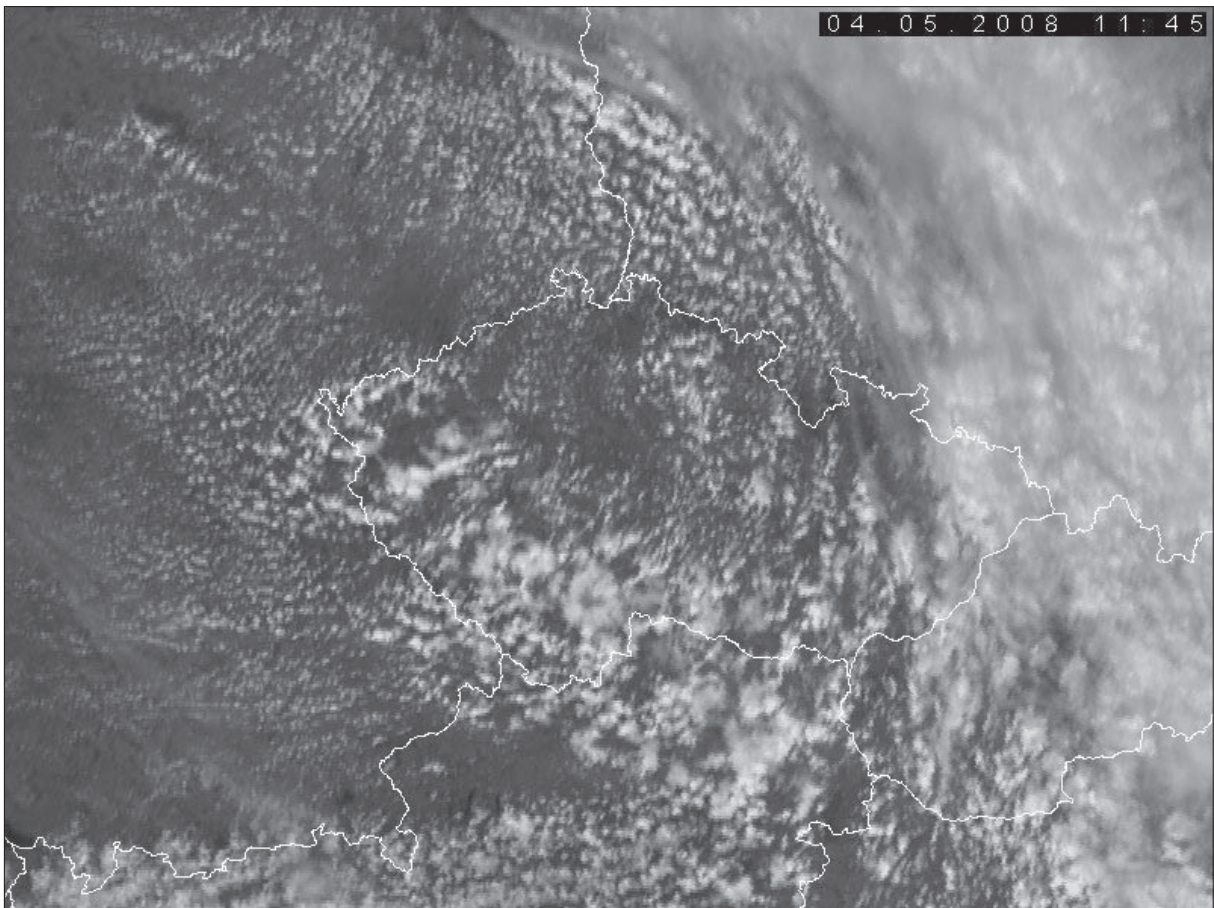
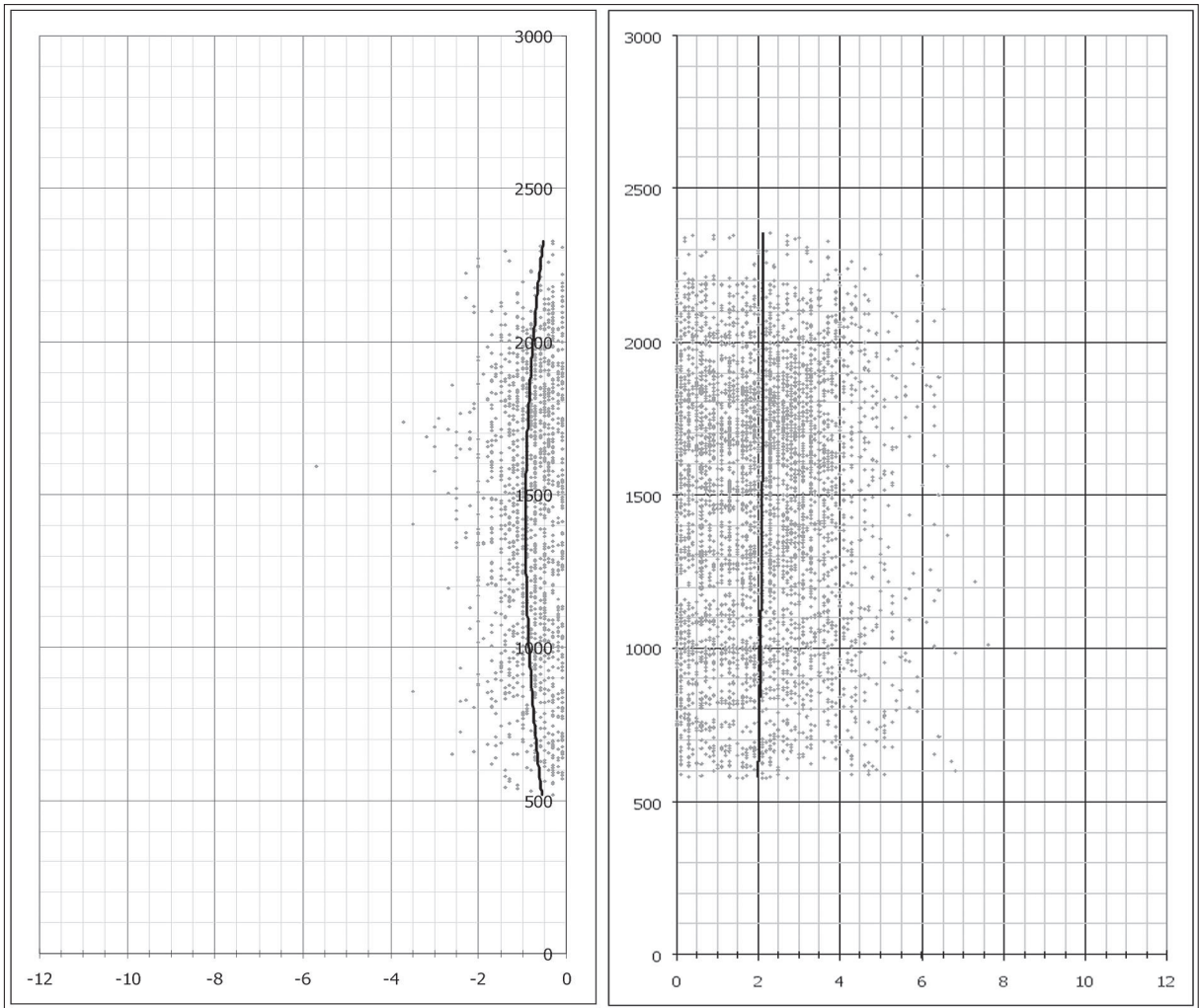
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2355
průměrná výška letu (m)	1473
nejčtenější výška letu (m)	1743
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,7
teoretická wmax (m/s)	6,5

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1596	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1300	3/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,1	
maximální rozdíl Tp-Te	1,7	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,5	





7.5.2008

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2,2
wnahoru max (m/s)	8,9
rozptyl	1,8
směrodatná odchylka	1,34
průměrná odchylka	1,12

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,9
wdolů max (m/s)	-4,1
rozptyl	0,4
směrodatná odchylka	0,64
průměrná odchylka	0,51

Aerologická sondáž

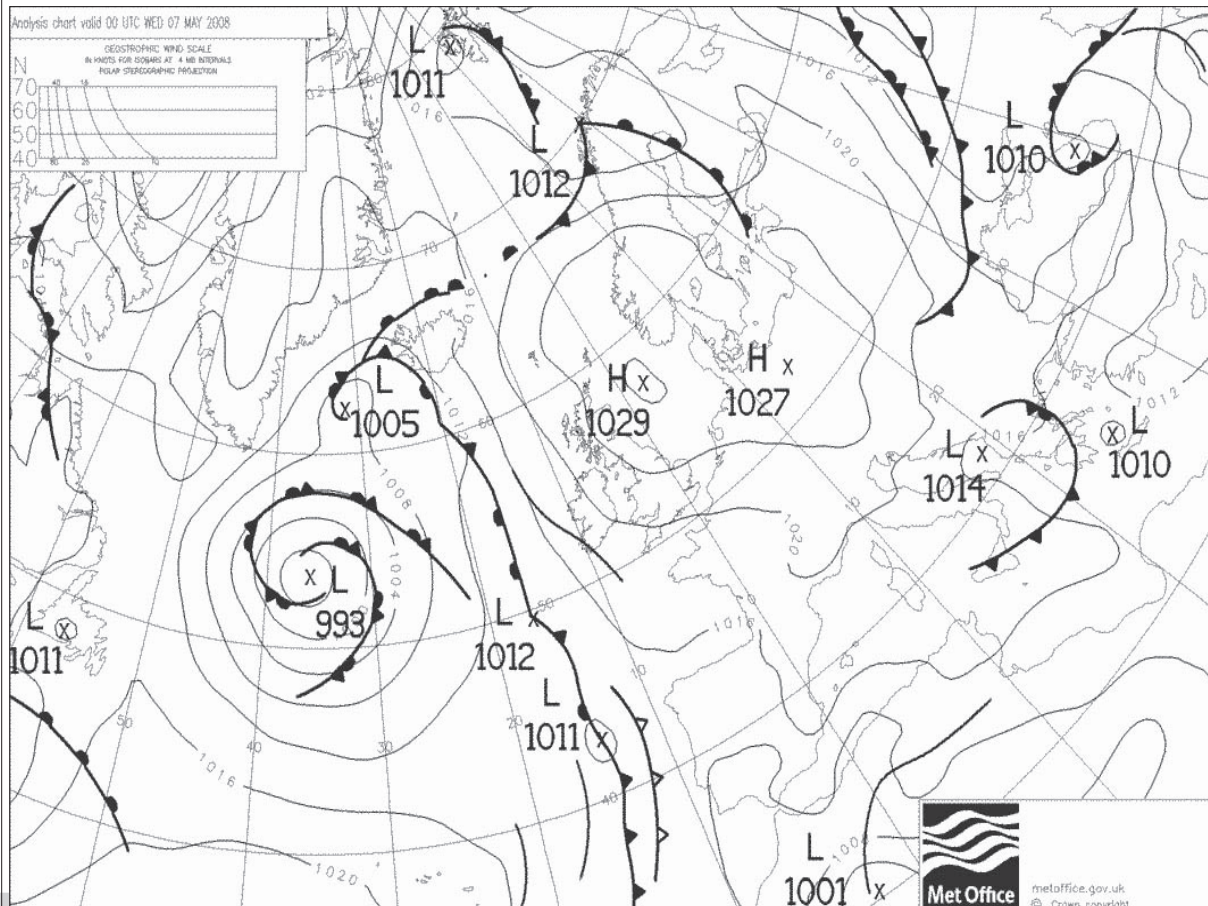
Teplota u země (°C)	17,1
CAPE (J/kg)	92,08
Hladina nulového vztlaku (m)	2350
CAPE/wstoupání průměrné	41,85
CAPE/wklesání průměrné	-102,31
wklesání/wstoupání	-0,41
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	24
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,1
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	2

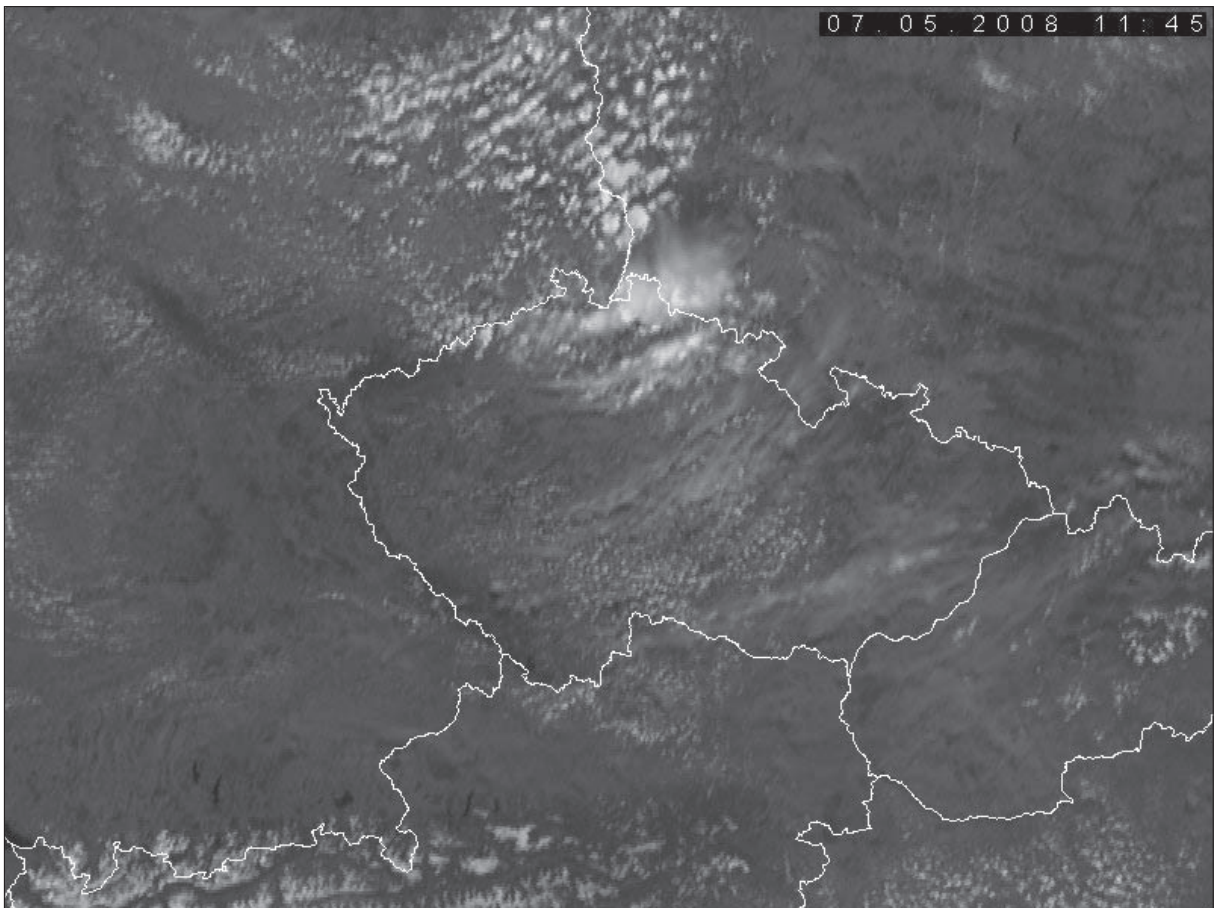
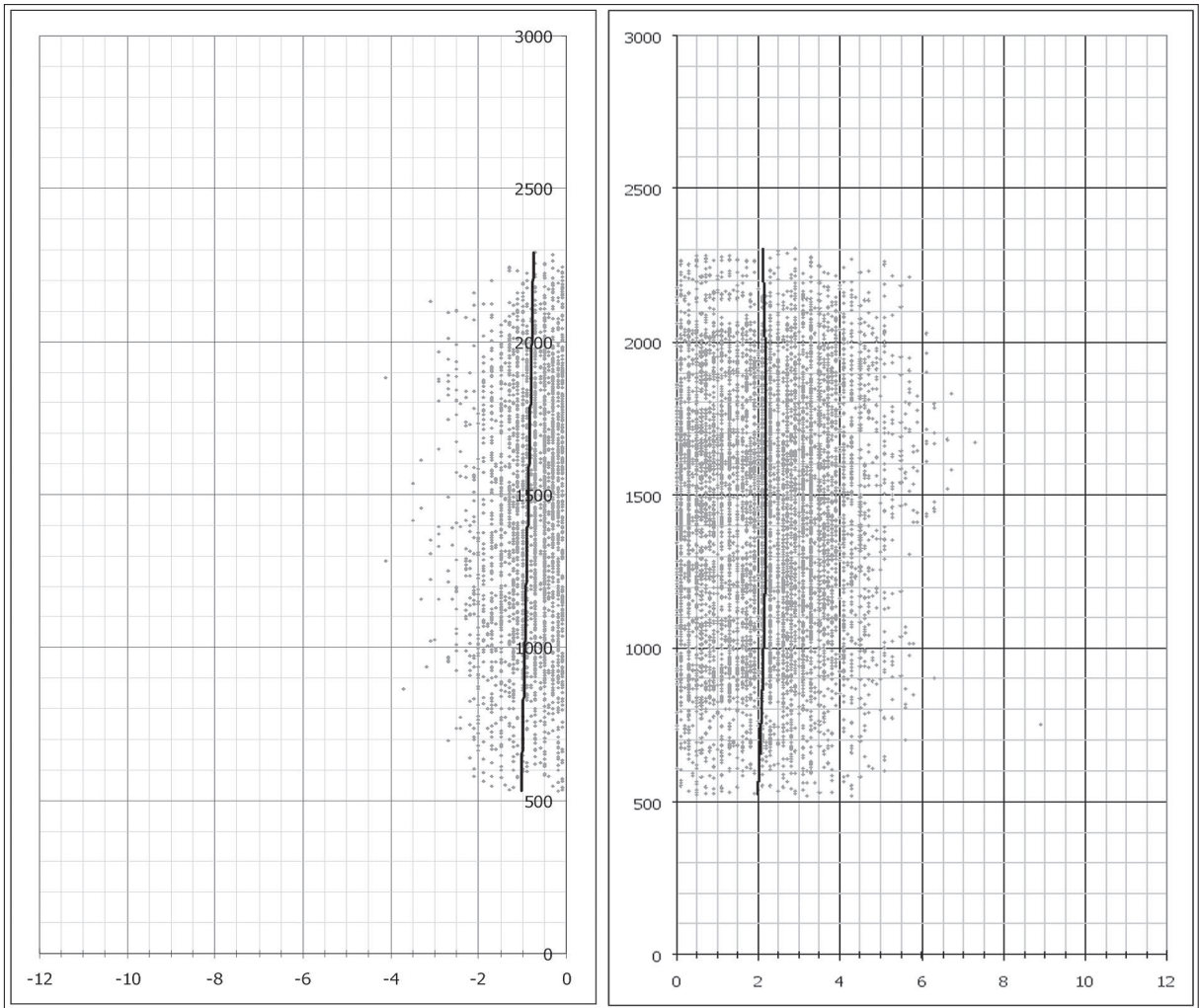
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2304
průměrná výška letu (m)	1437
nejčtenější výška letu (m)	923
nejčtenější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtenější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	6,7

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1874	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1500	1/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,3	
maximální rozdíl Tp-Te	1,7	
nejčtenější rozdíl Tp-Te	1,6	





8.5.2008

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	1,8
wnahoru max (m/s)	5,1
rozptyl	1,17
směrodatná odchylka	1,08
průměrná odchylka	0,91

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,7
wdolů max (m/s)	-3,9
rozptyl	0,22
směrodatná odchylka	0,46
průměrná odchylka	0,35

Aerologická sondáž

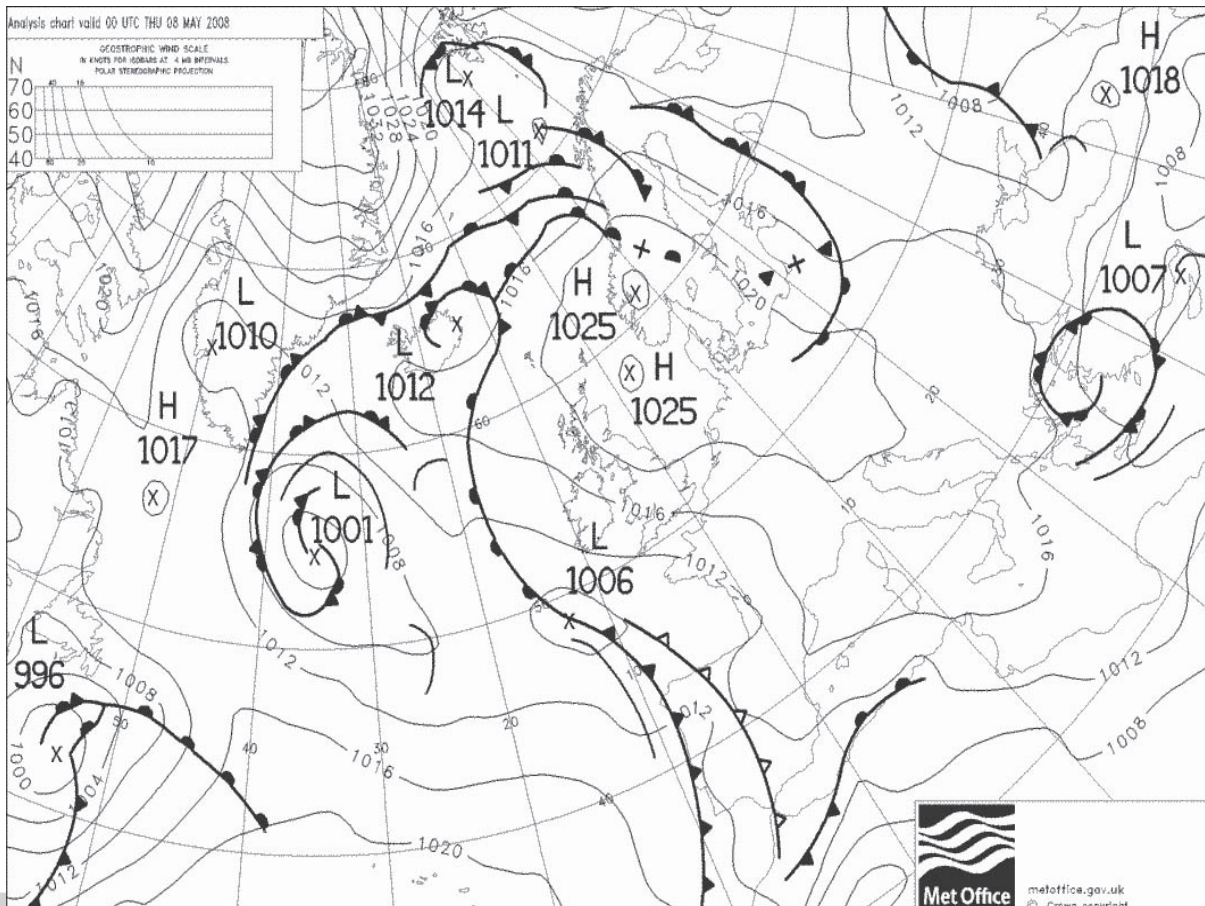
Teplota u země (°C)	20,2
CAPE (J/kg)	132,38
Hladina nulového vztlaku (m)	2650
CAPE/wstoupání průměrné	73,54
CAPE/wklesání průměrné	-189,11
wklesání/wstoupání	-0,39
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	29
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,6
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,13

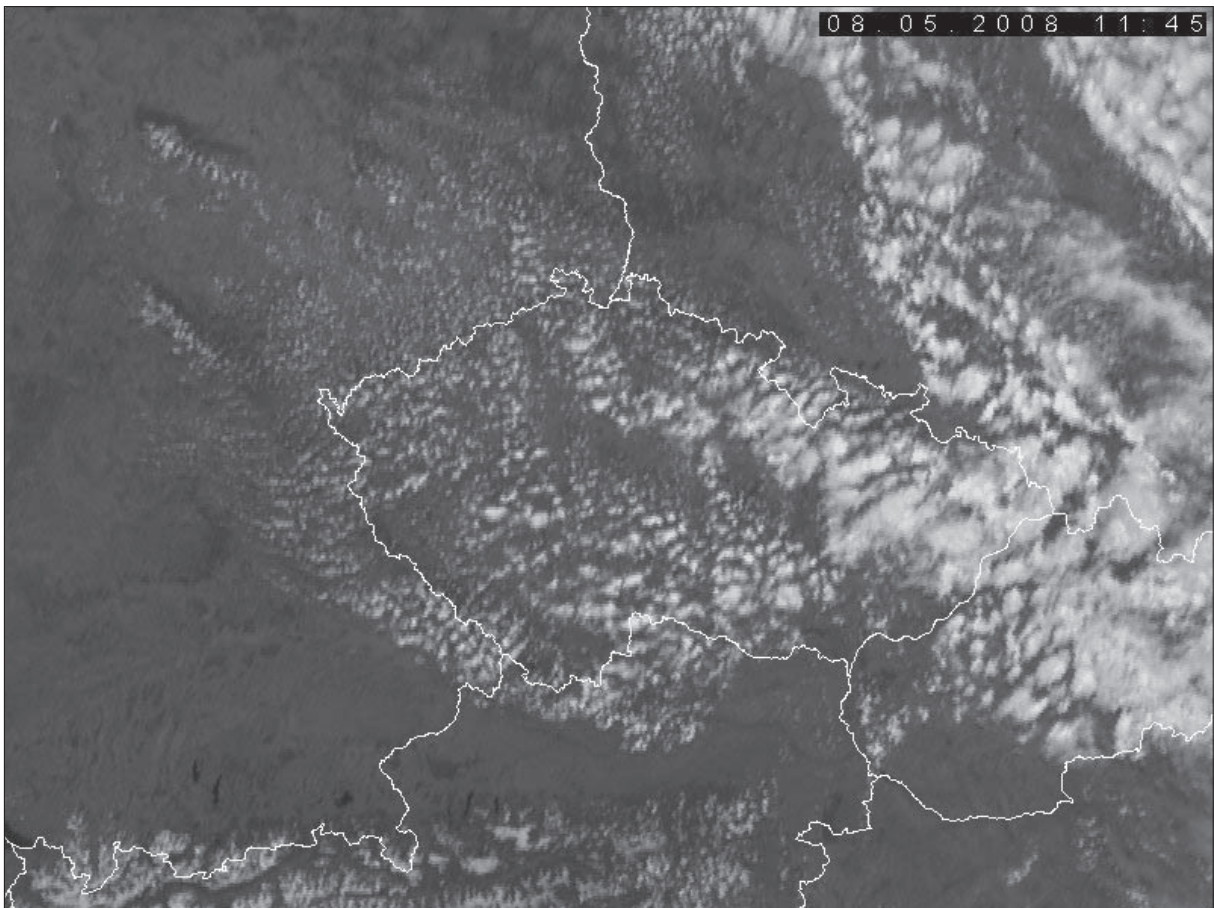
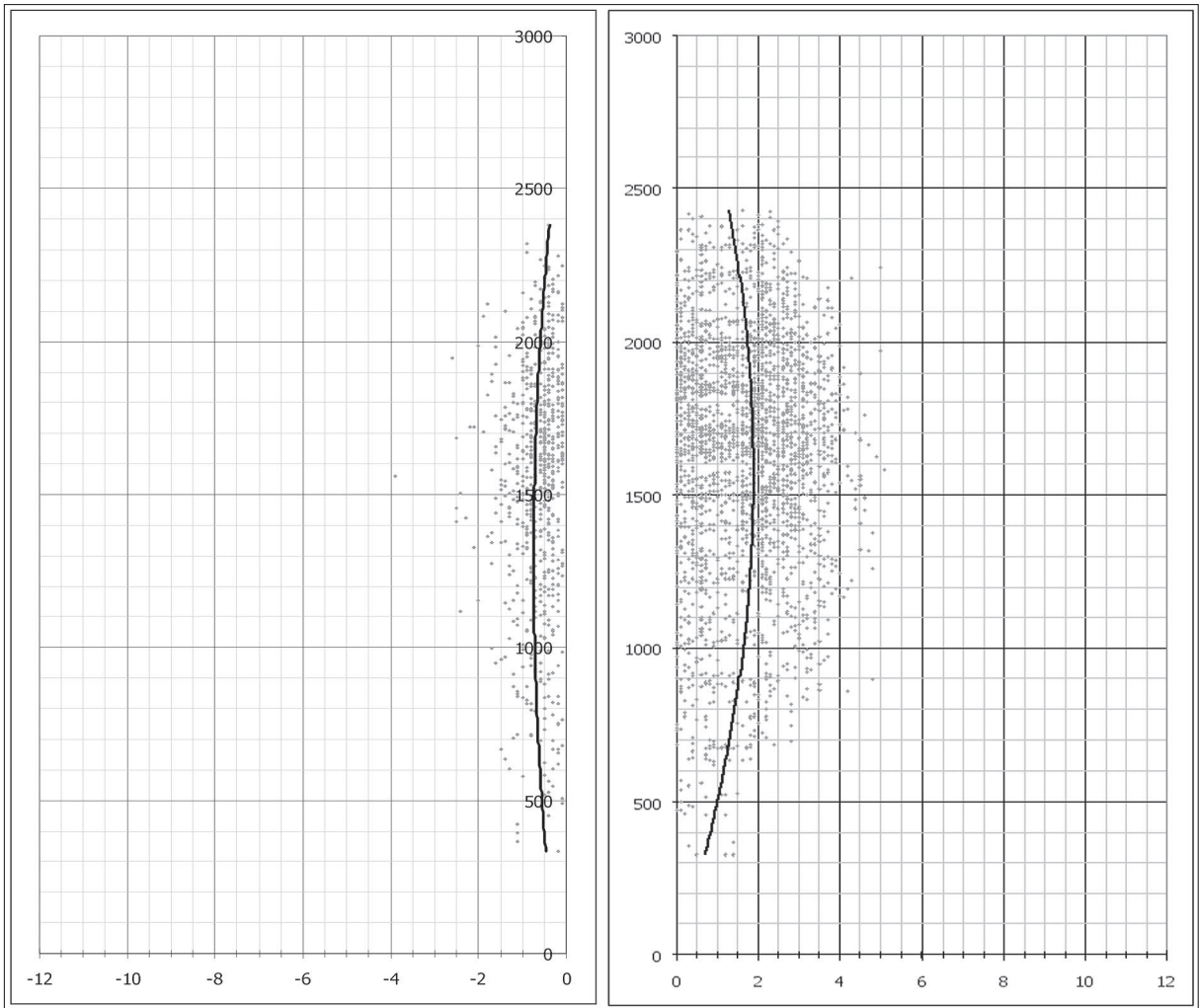
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2430
průměrná výška letu (m)	1646
nejčtetnější výška letu (m)	1661
nejčtetnější wstoupání (m/s)	2,1
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,5
teoretická wmax (m/s)	8,1

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	1819	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1500	3/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,6	
maximální rozdíl Tp-Te	2,1	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	1,9	





9.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,1
<i>rozptyl</i>	1,58
<i>směrodatná odchylka</i>	1,26
<i>průměrná odchylka</i>	1,03

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,7
<i>wdolů max (m/s)</i>	-3,9
<i>rozptyl</i>	0,33
<i>směrodatná odchylka</i>	0,57
<i>průměrná odchylka</i>	0,44

Aerologická sondáž

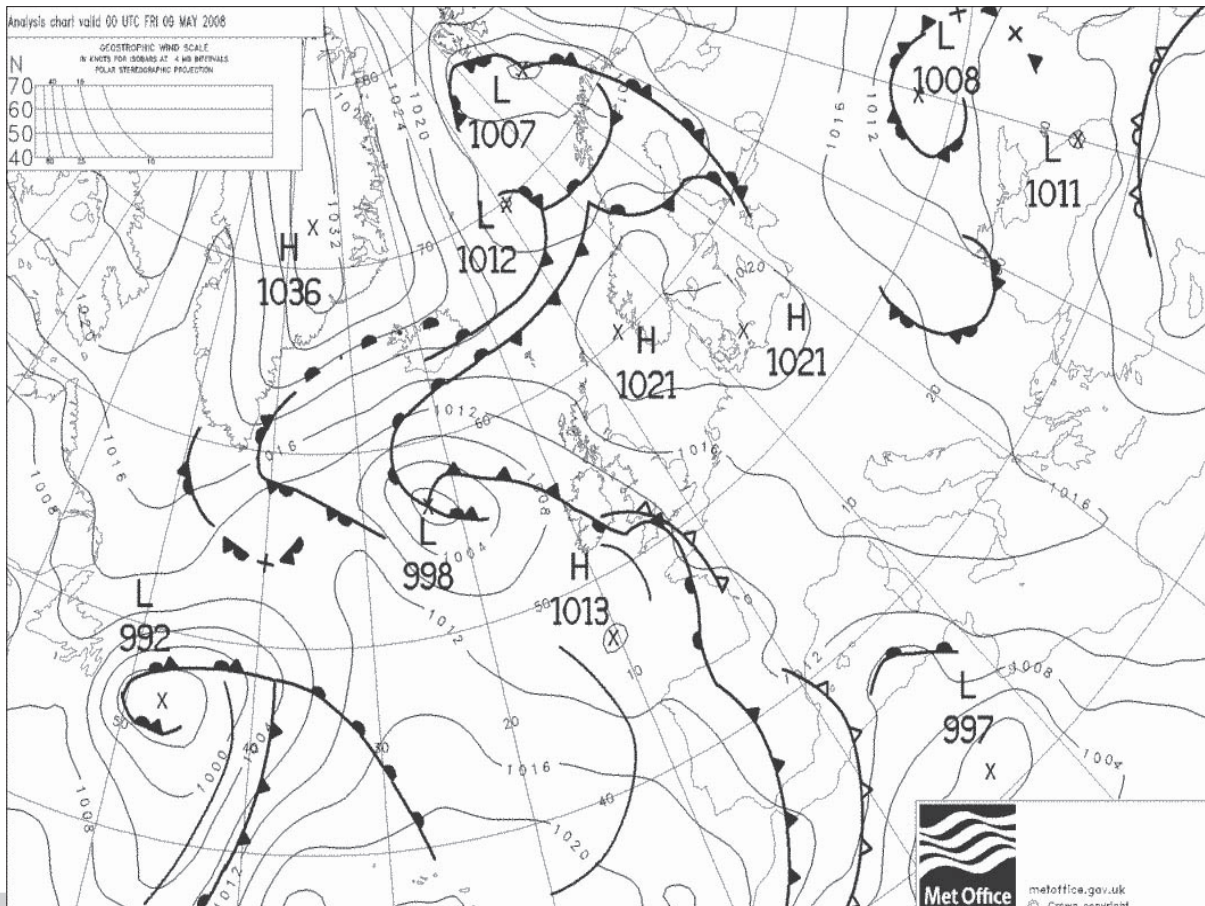
<i>Teplota u země (°C)</i>	20,7
<i>CAPE (J/kg)</i>	128,11
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2350
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	64,06
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-183,01
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,35
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	37
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	2,3
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	0,87

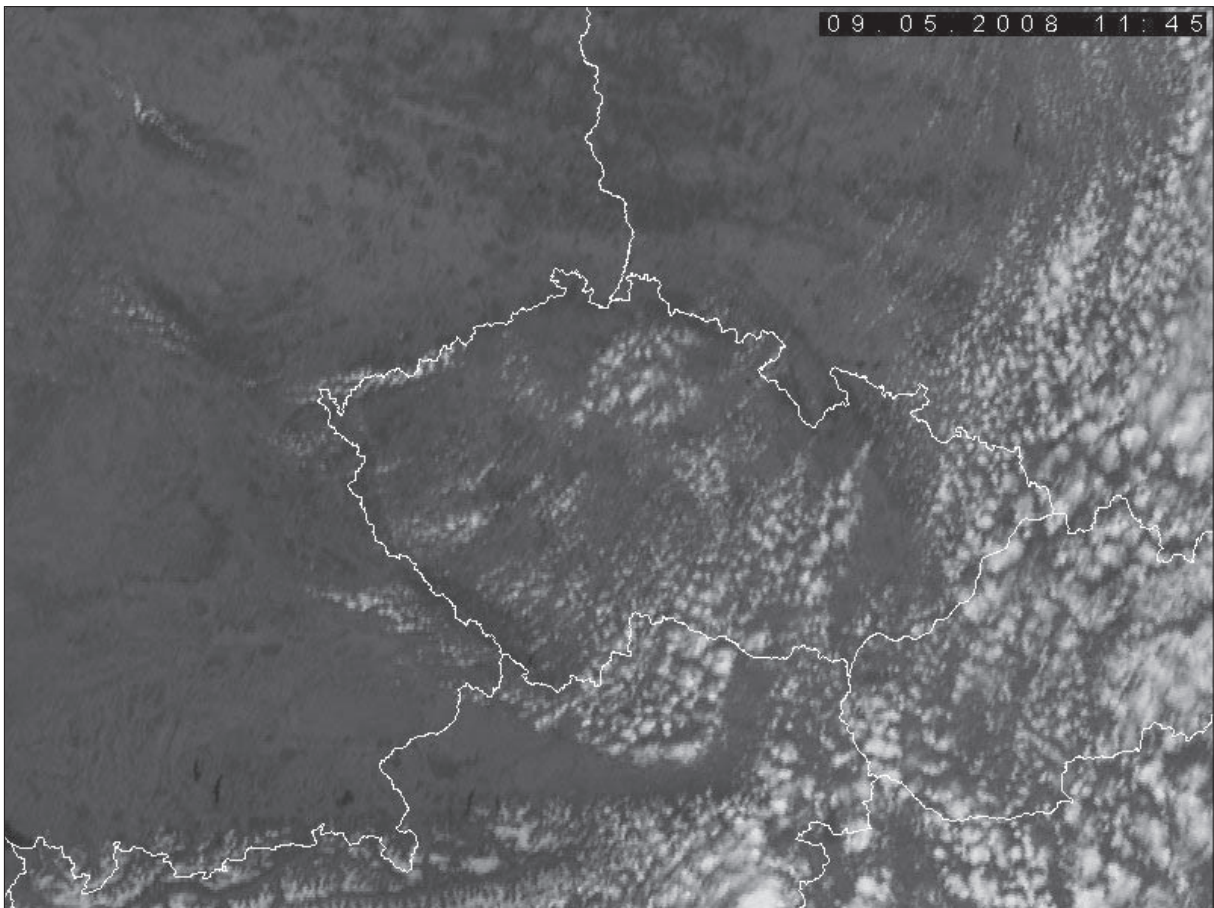
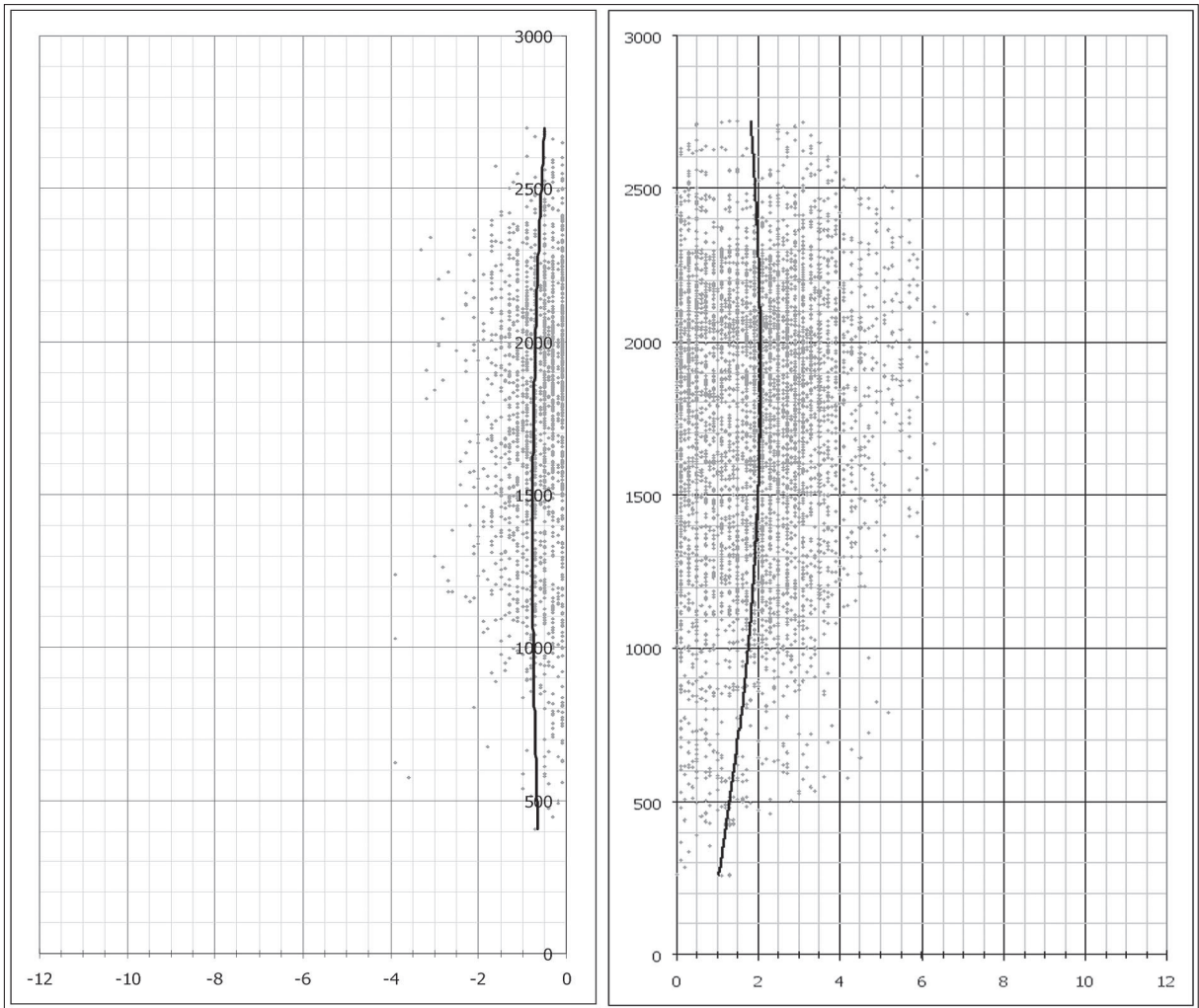
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2717
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1726
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	426
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	0,1
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,1
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,9

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1794	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,7	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2,4	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	2	





10.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	9,9
<i>rozptyl</i>	1,73
<i>směrodatná odchylka</i>	1,32
<i>průměrná odchylka</i>	1,07

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,9
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,5
<i>rozptyl</i>	0,42
<i>směrodatná odchylka</i>	0,65
<i>průměrná odchylka</i>	0,52

Aerologická sondáž

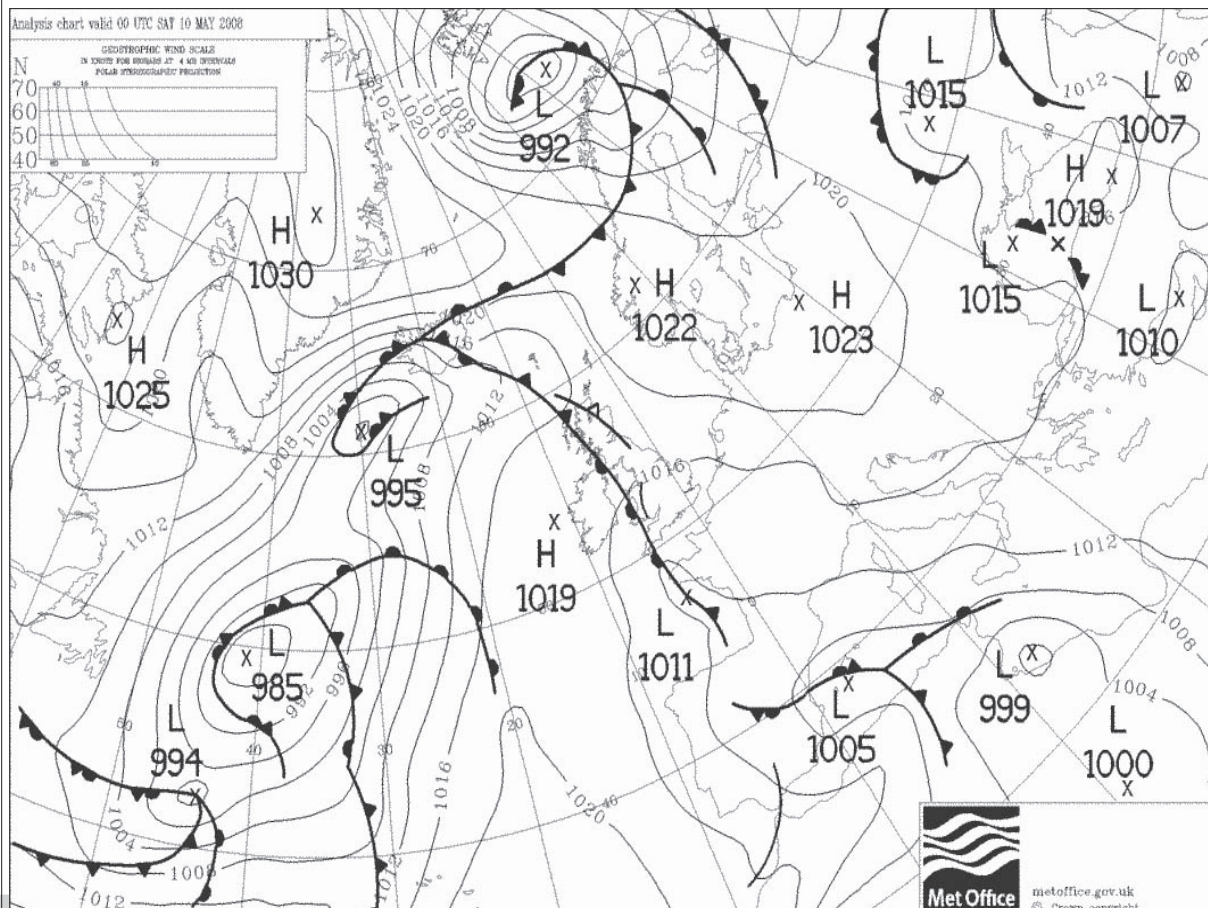
<i>Teplota u země (°C)</i>	19,1
<i>CAPE (J/kg)</i>	90,74
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2030
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	45,37
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-100,82
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,45
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	32
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,18

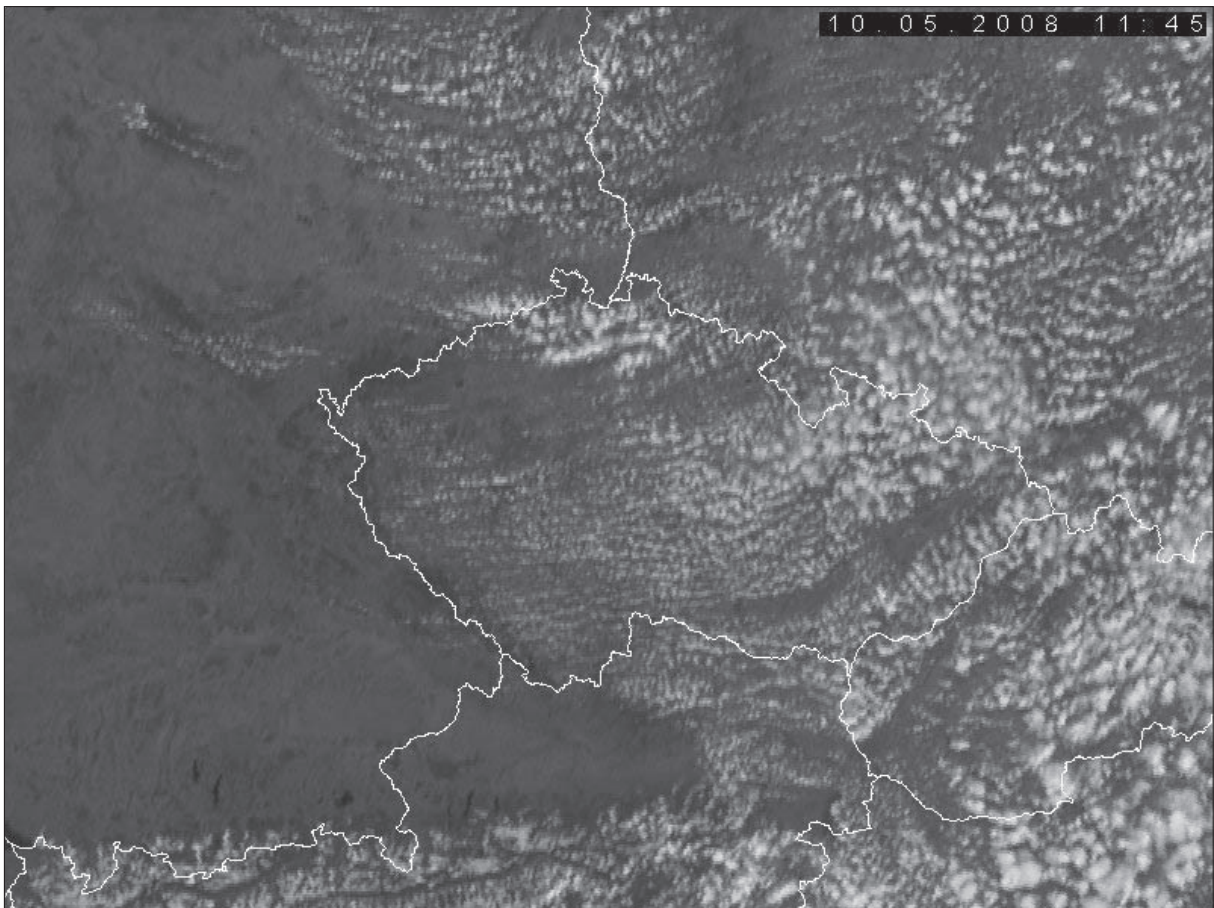
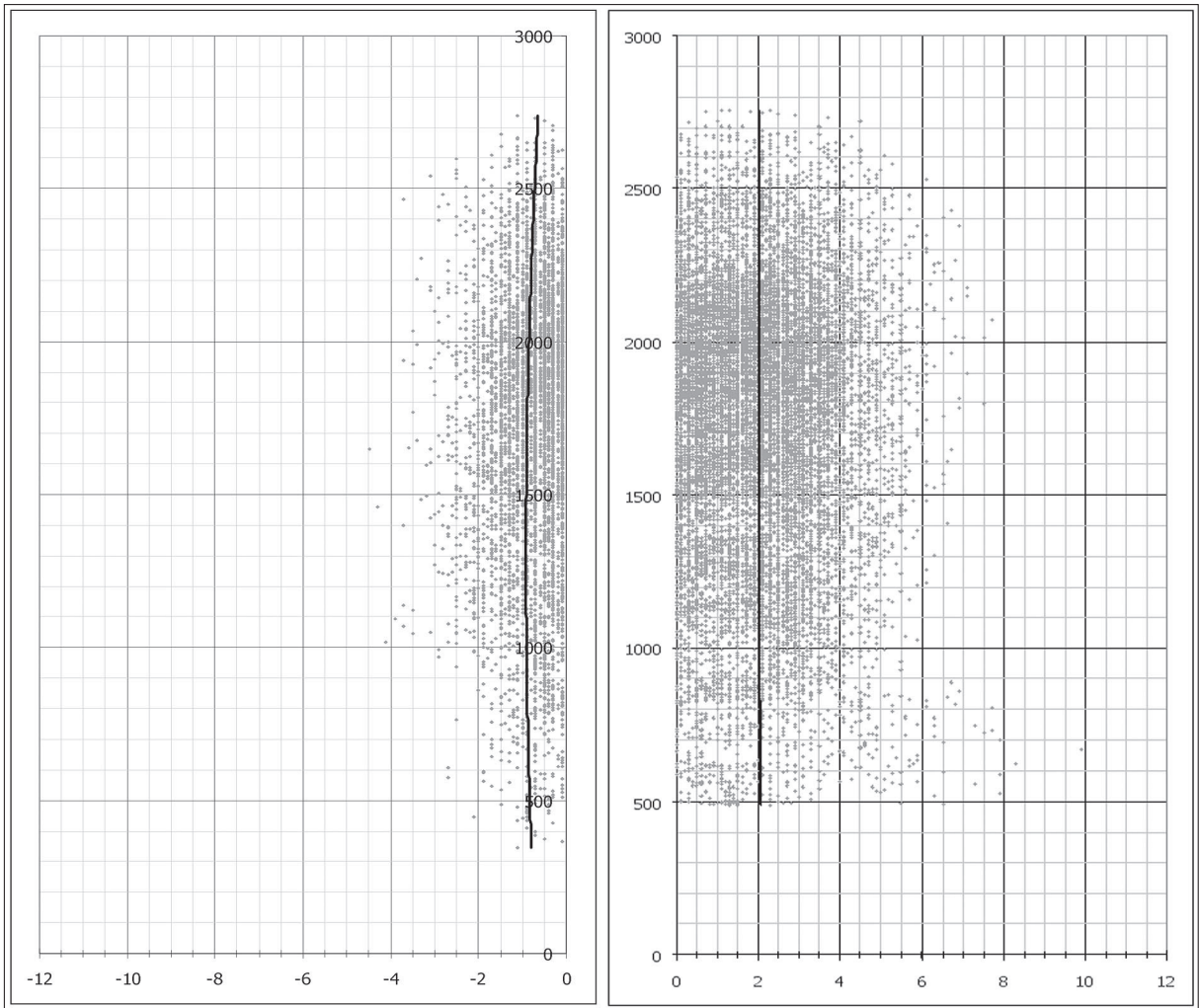
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2756
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1730
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1905
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,1
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,7

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1697	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	2/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,7	





11.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2,1
<i>wnahoru max (m/s)</i>	11,3
<i>rozptyl</i>	2,04
<i>směrodatná odchylka</i>	1,43
<i>průměrná odchylka</i>	1,15

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1,1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-9,7
<i>rozptyl</i>	0,83
<i>směrodatná odchylka</i>	0,91
<i>průměrná odchylka</i>	0,68

Aerologická sondáž

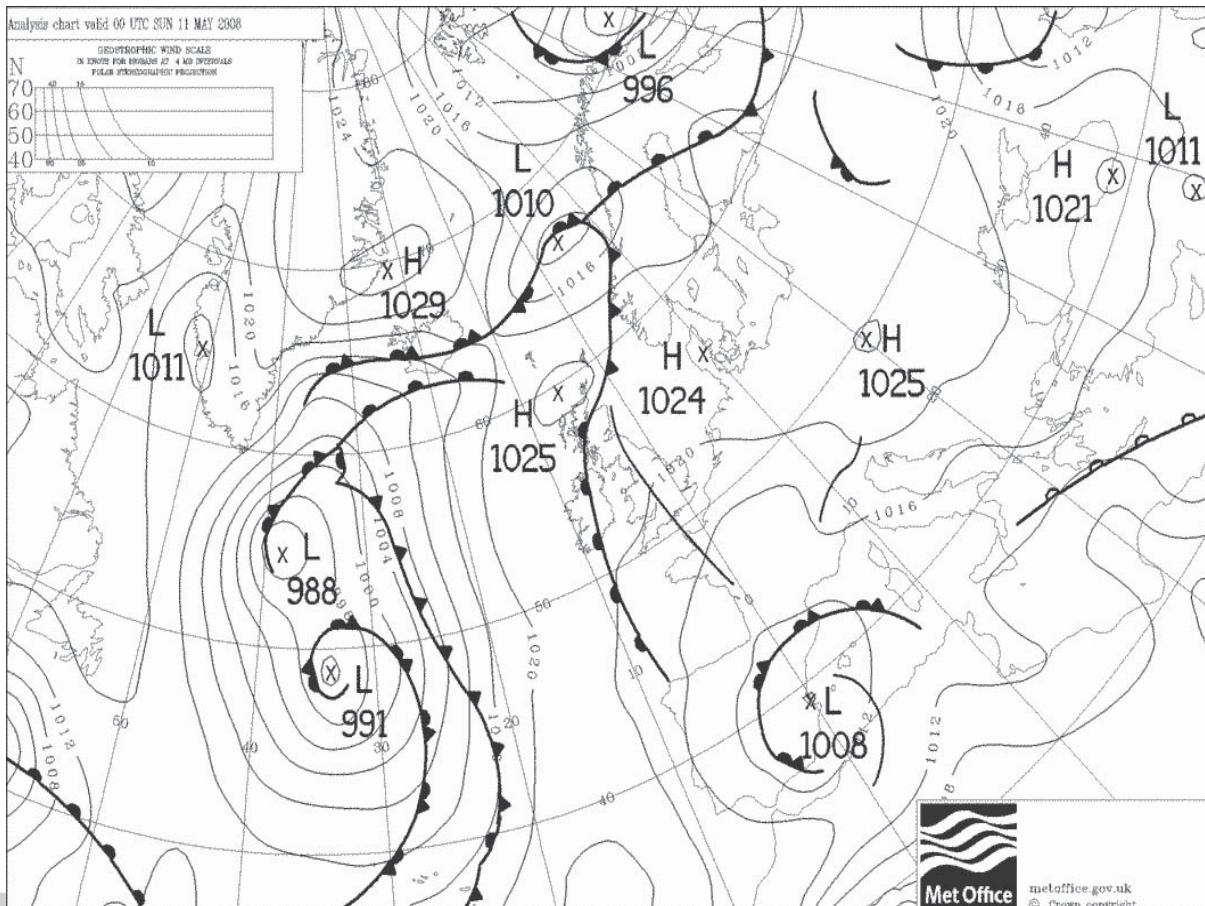
<i>Teplota u země (°C)</i>	19,7
<i>CAPE (J/kg)</i>	77,17
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2120
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	36,75
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-70,15
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,52
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	32
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,4
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,5

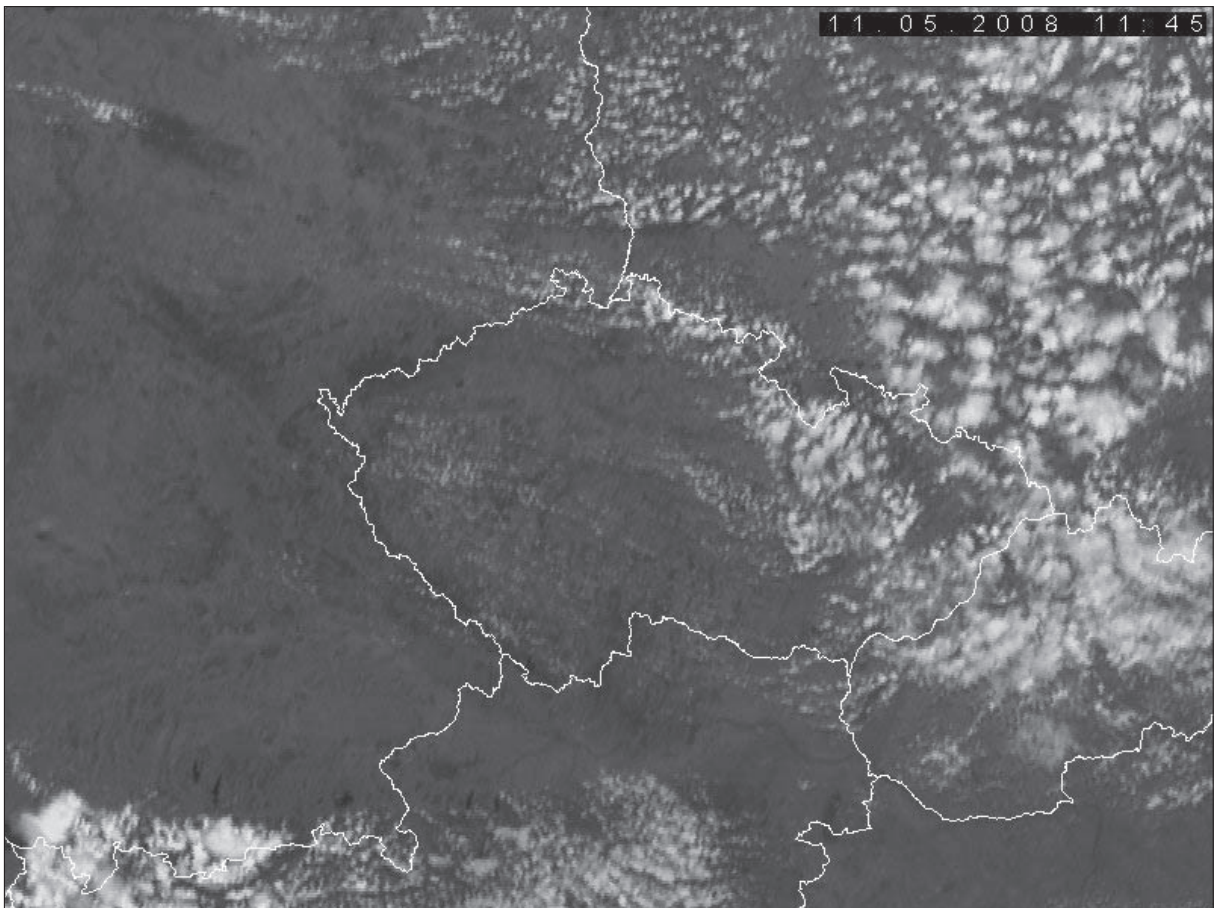
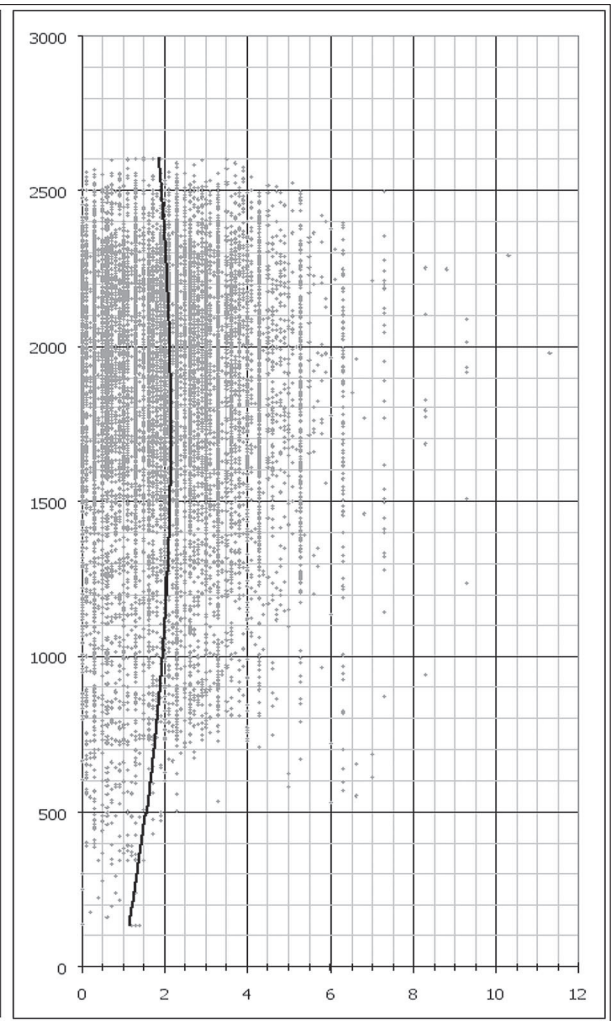
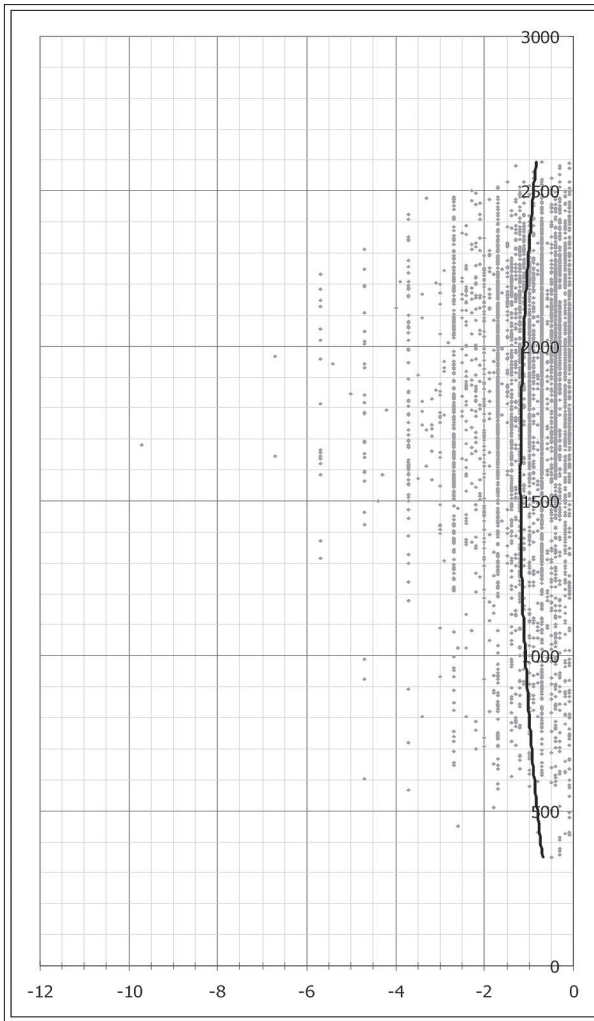
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2604
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1829
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	2116
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,7
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1806	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,2	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,6	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,5	





12.5.2008

Stoupavý proud

wnahoru prům (m/s)	2
wnahoru max (m/s)	7,9
rozptyl	1,47
směrodatná odchylka	1,21
průměrná odchylka	0,98

Klesavý proud

wdolů prům (m/s)	-0,8
wdolů max (m/s)	-3,6
rozptyl	0,4
směrodatná odchylka	0,63
průměrná odchylka	0,5

Aerologická sondáž

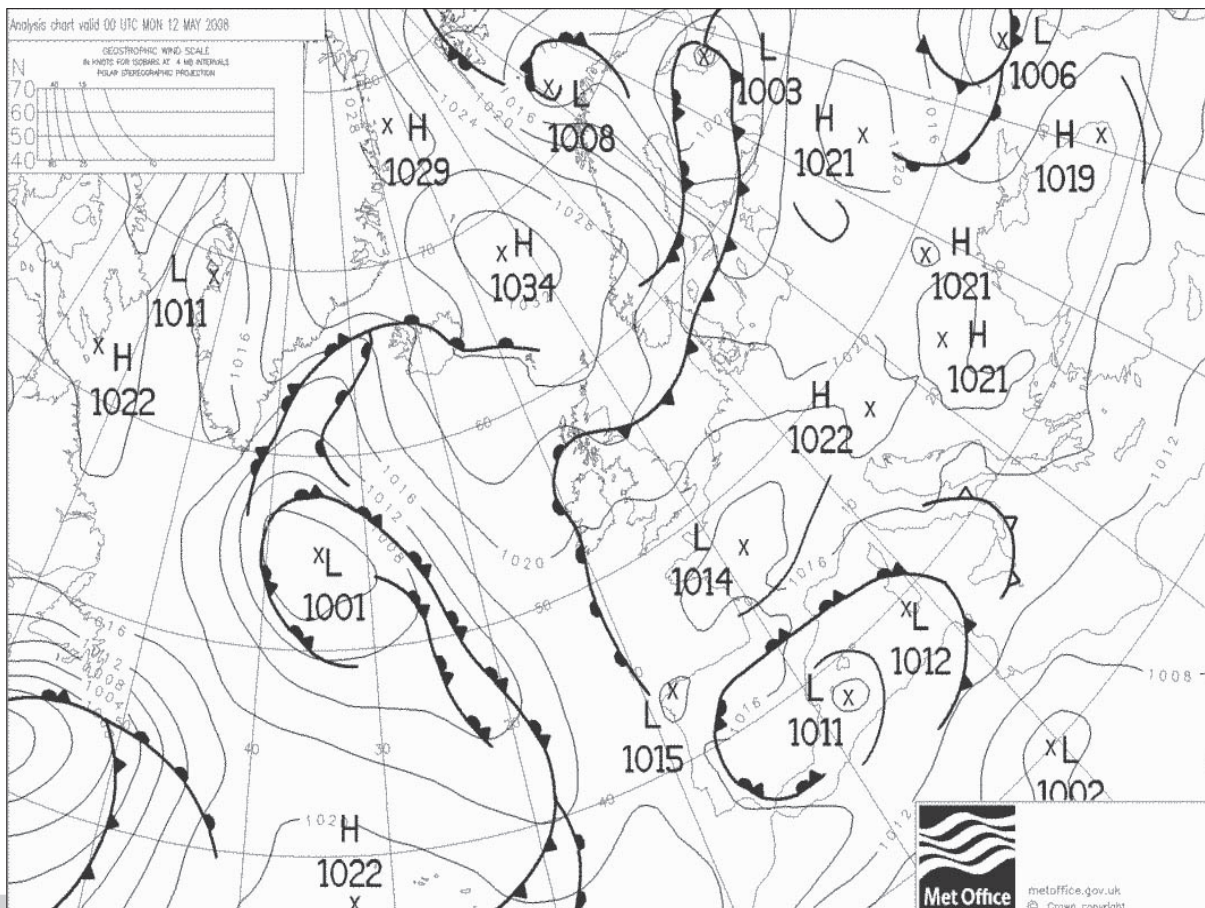
Teplota u země (°C)	22,1
CAPE (J/kg)	124,85
Hladina nulového vztlaku (m)	2660
CAPE/wstoupání průměrné	62,43
CAPE/wklesání průměrné	-156,06
wklesání/wstoupání	-0,4
průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)	34
průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)	1,8
wnahoru prům/CAPEz vrstvička	1,11

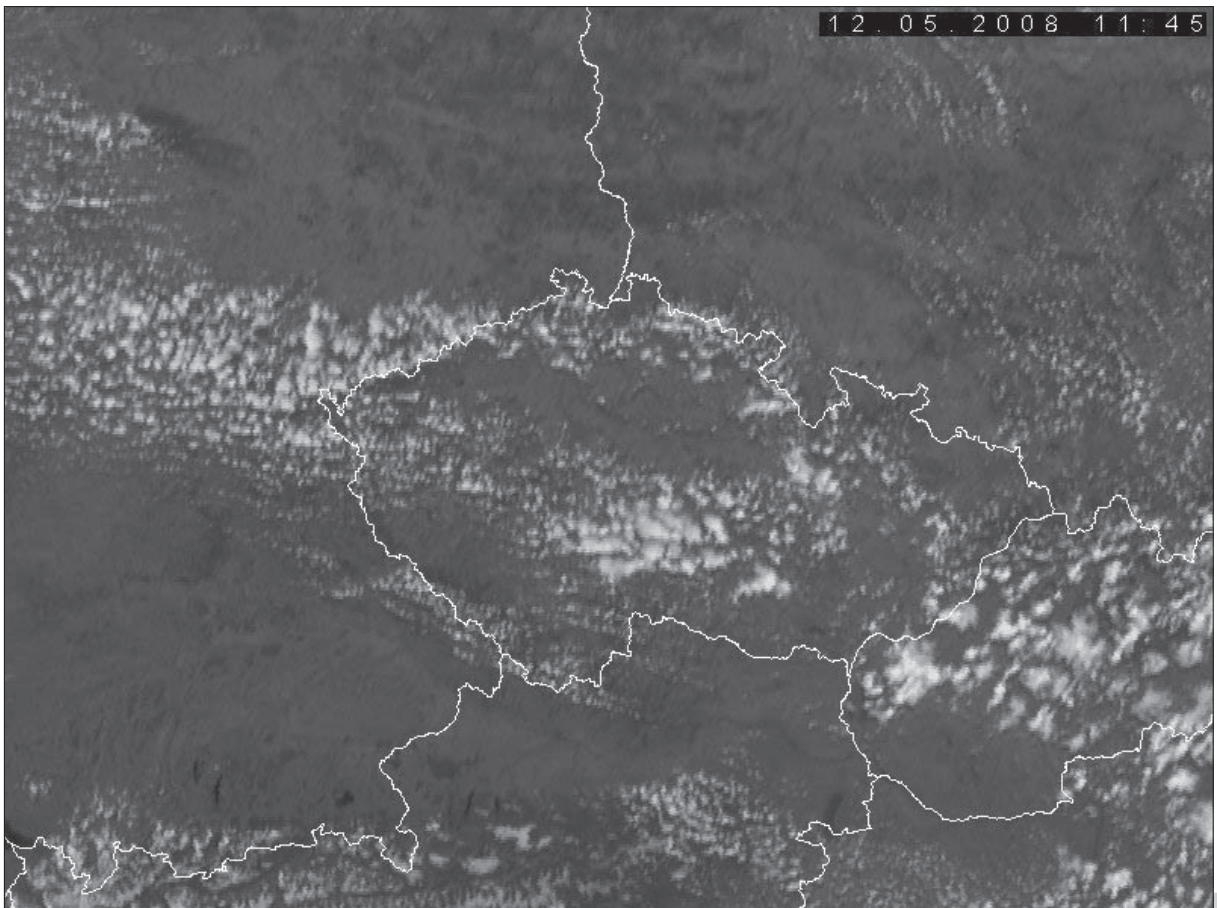
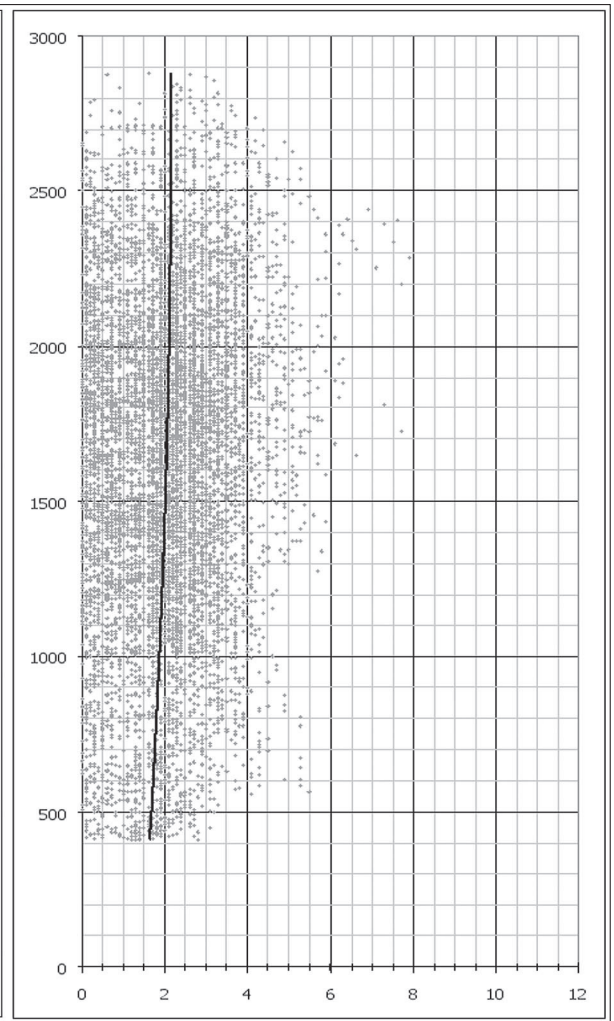
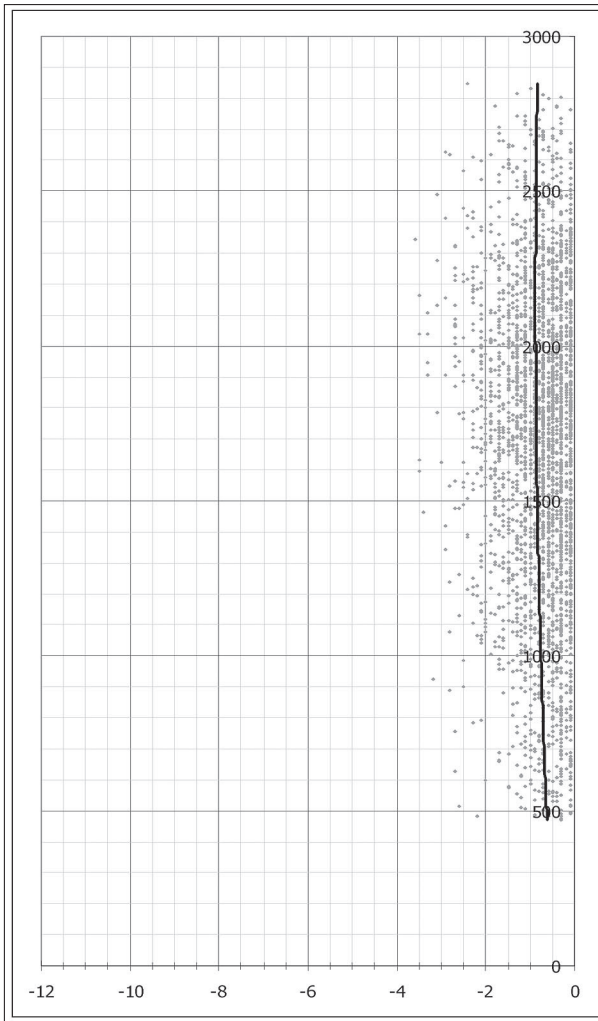
Let kluzáků

max. dosažená výška (m)	2879
průměrná výška letu (m)	1629
nejčtetnější výška letu (m)	541
nejčtetnější wstoupání (m/s)	2,3
nejčtetnější wklesání (m/s)	-0,3
teoretická wmax (m/s)	7,8

Počasi

Teoretická výška KKH Libuš (m)	2050	
skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)	1800	3/8 cu
průměrný rozdíl Tp-Te	1,5	
maximální rozdíl Tp-Te	1,8	
nejčtetnější rozdíl Tp-Te	1,6	





13.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	8,3
<i>rozptyl</i>	1,83
<i>směrodatná odchylka</i>	1,35
<i>průměrná odchylka</i>	1,08

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-1
<i>wdolů max (m/s)</i>	-6,2
<i>rozptyl</i>	0,58
<i>směrodatná odchylka</i>	0,76
<i>průměrná odchylka</i>	0,59

Aerologická sondáž

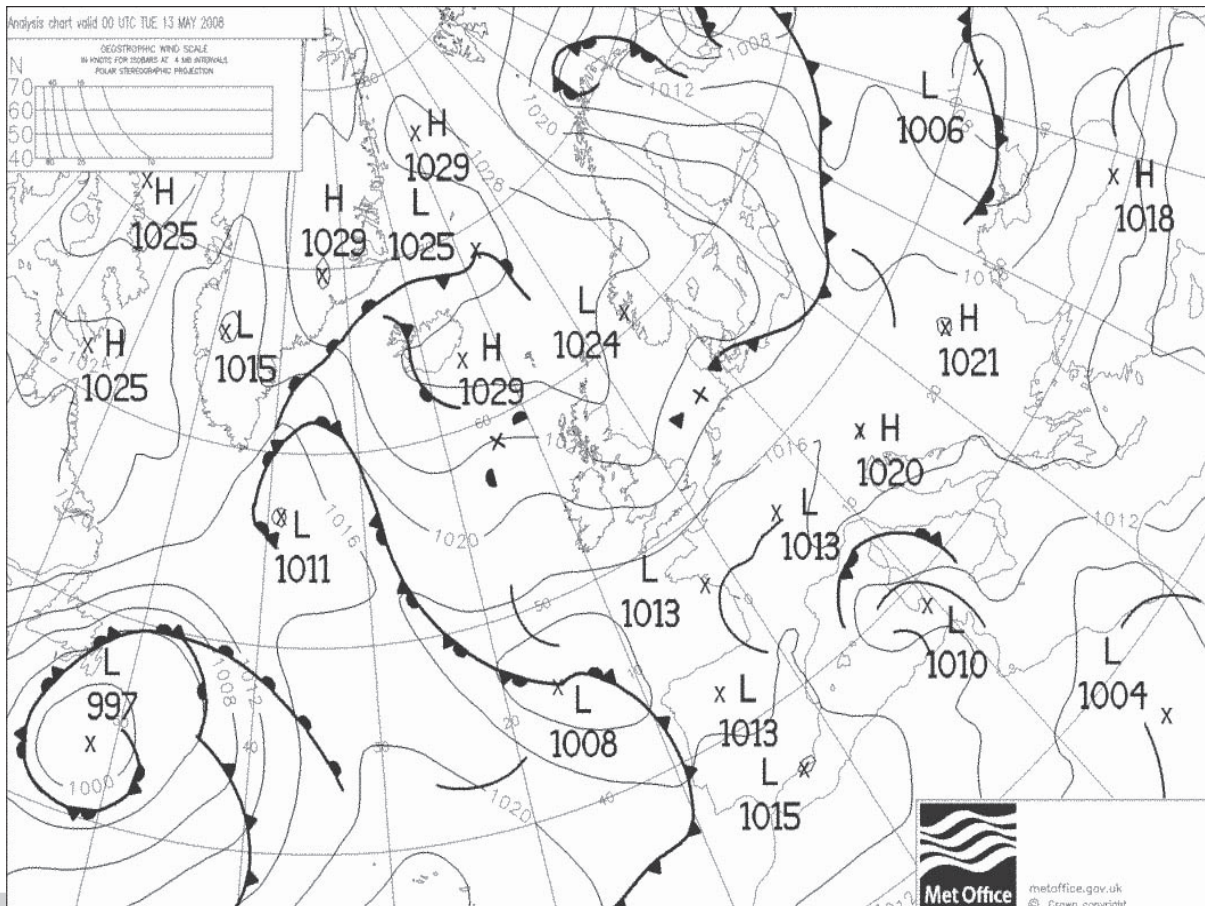
<i>Teplota u země (°C)</i>	23,1
<i>CAPE (J/kg)</i>	125,07
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2940
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	62,54
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-125,07
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,5
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	31
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,5
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,33

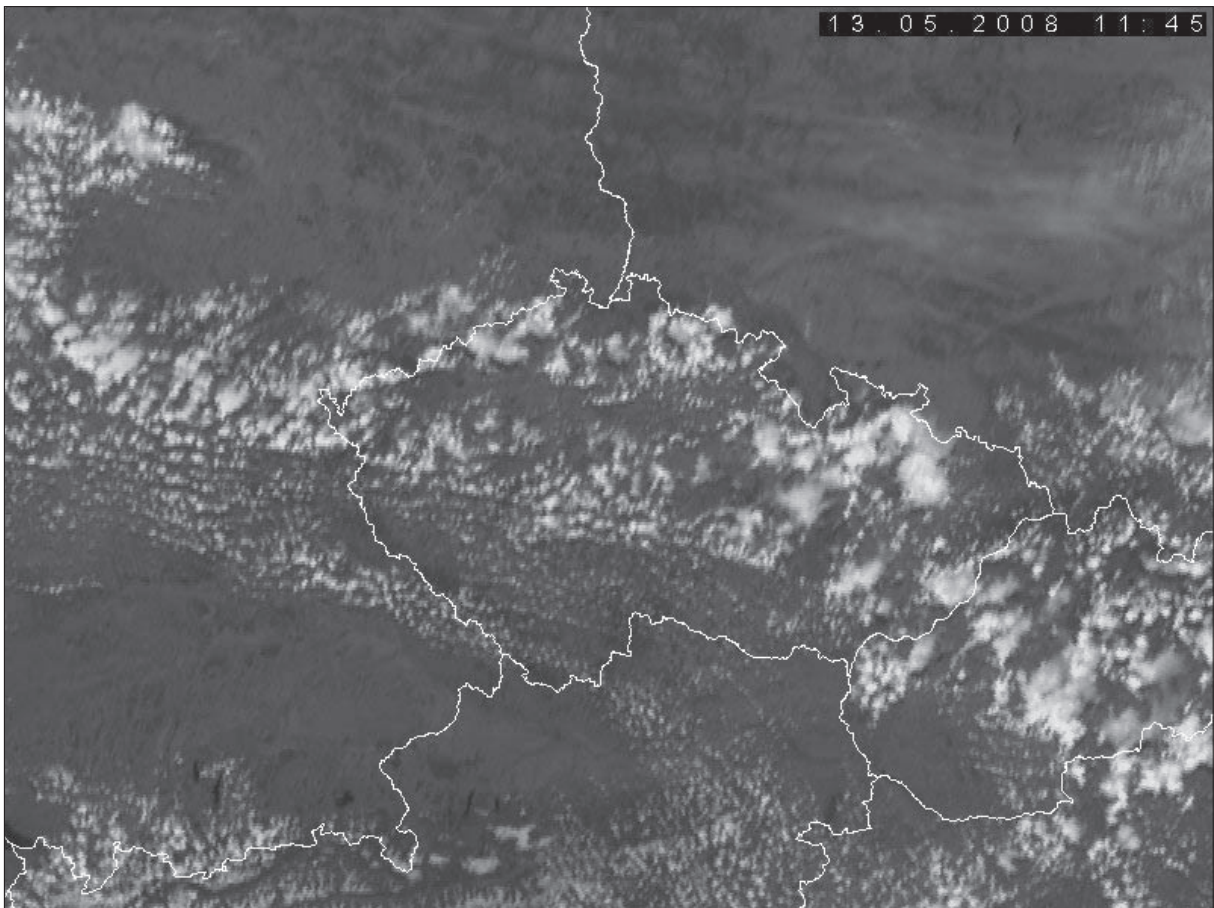
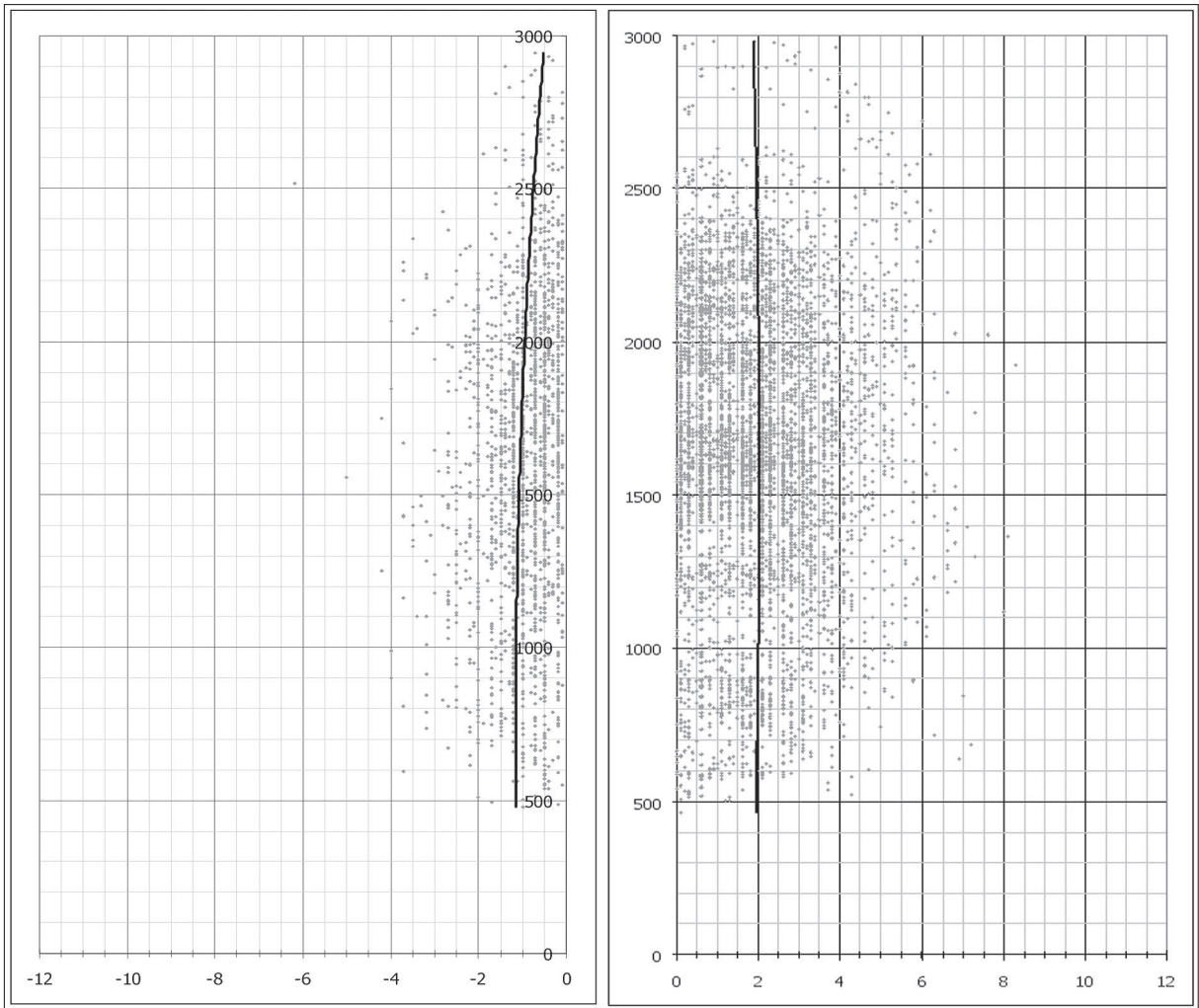
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2981
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1661
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1594
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,5
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	7,8

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1979	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1800	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,4	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	2	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,6	





14.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,9
<i>wnahoru max (m/s)</i>	7,7
<i>rozptyl</i>	1,37
<i>směrodatná odchylka</i>	1,17
<i>průměrná odchylka</i>	0,91

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-3
<i>rozptyl</i>	0,33
<i>směrodatná odchylka</i>	0,57
<i>průměrná odchylka</i>	0,46

Aerologická sondáž

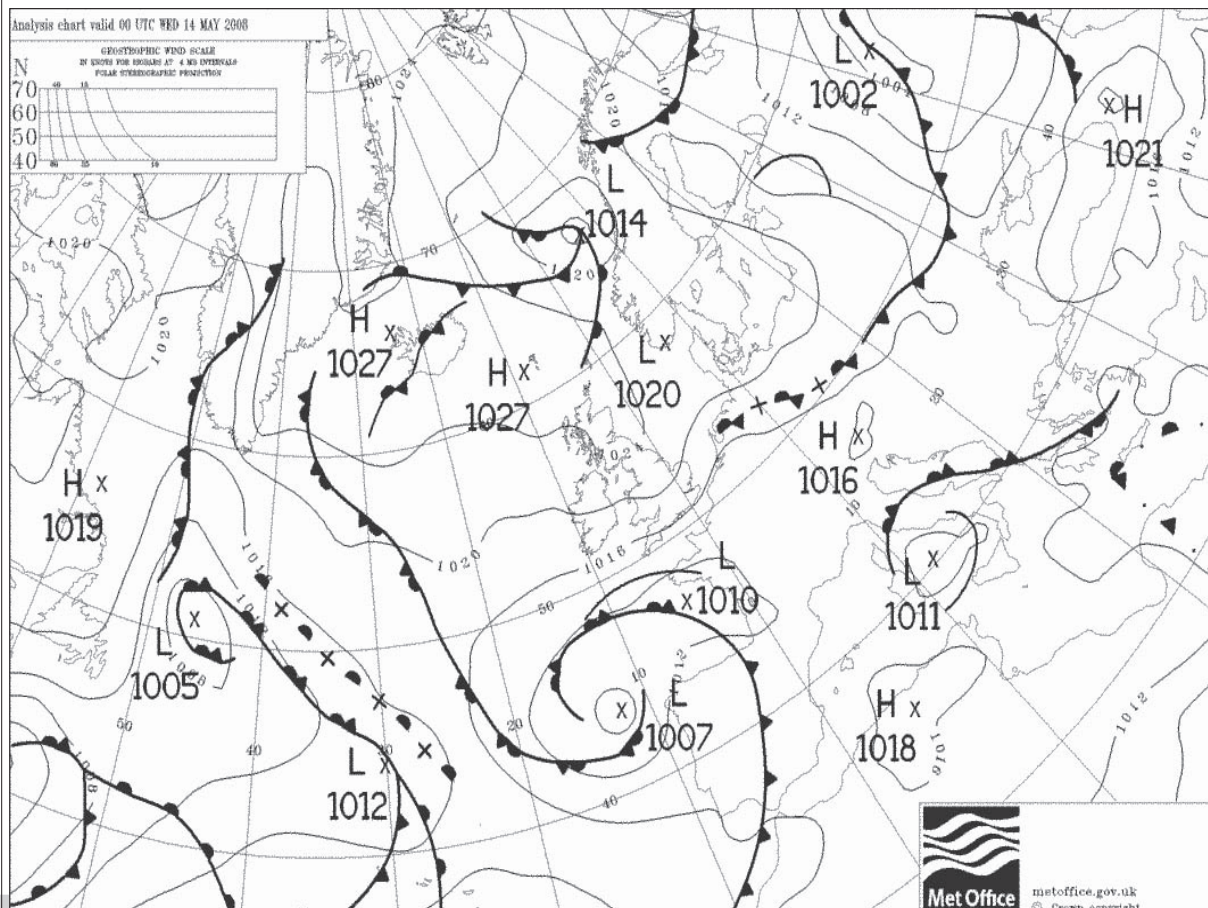
<i>Teplota u země (°C)</i>	21,4
<i>CAPE (J/kg)</i>	83,79
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1950
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	44,1
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-104,74
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,42
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	31
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,1
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,73

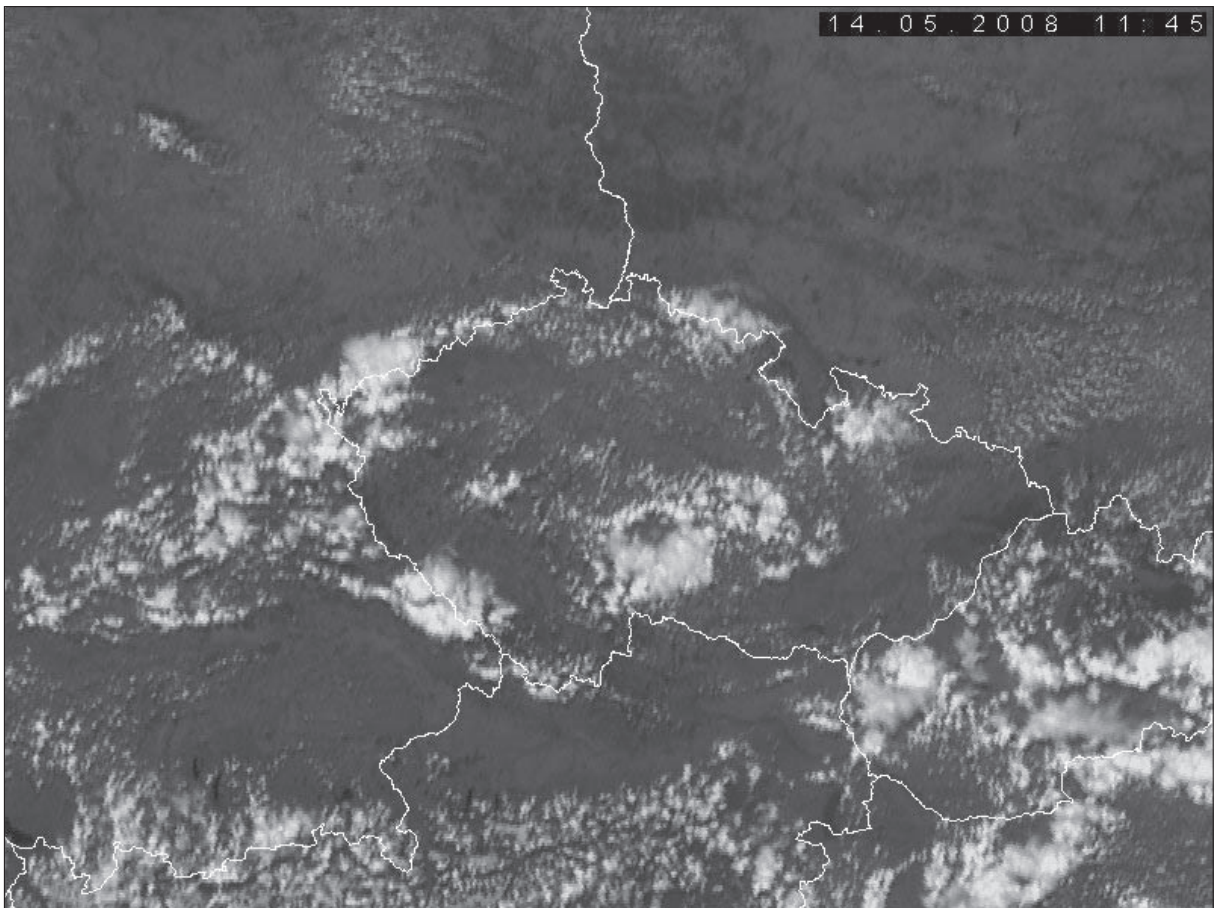
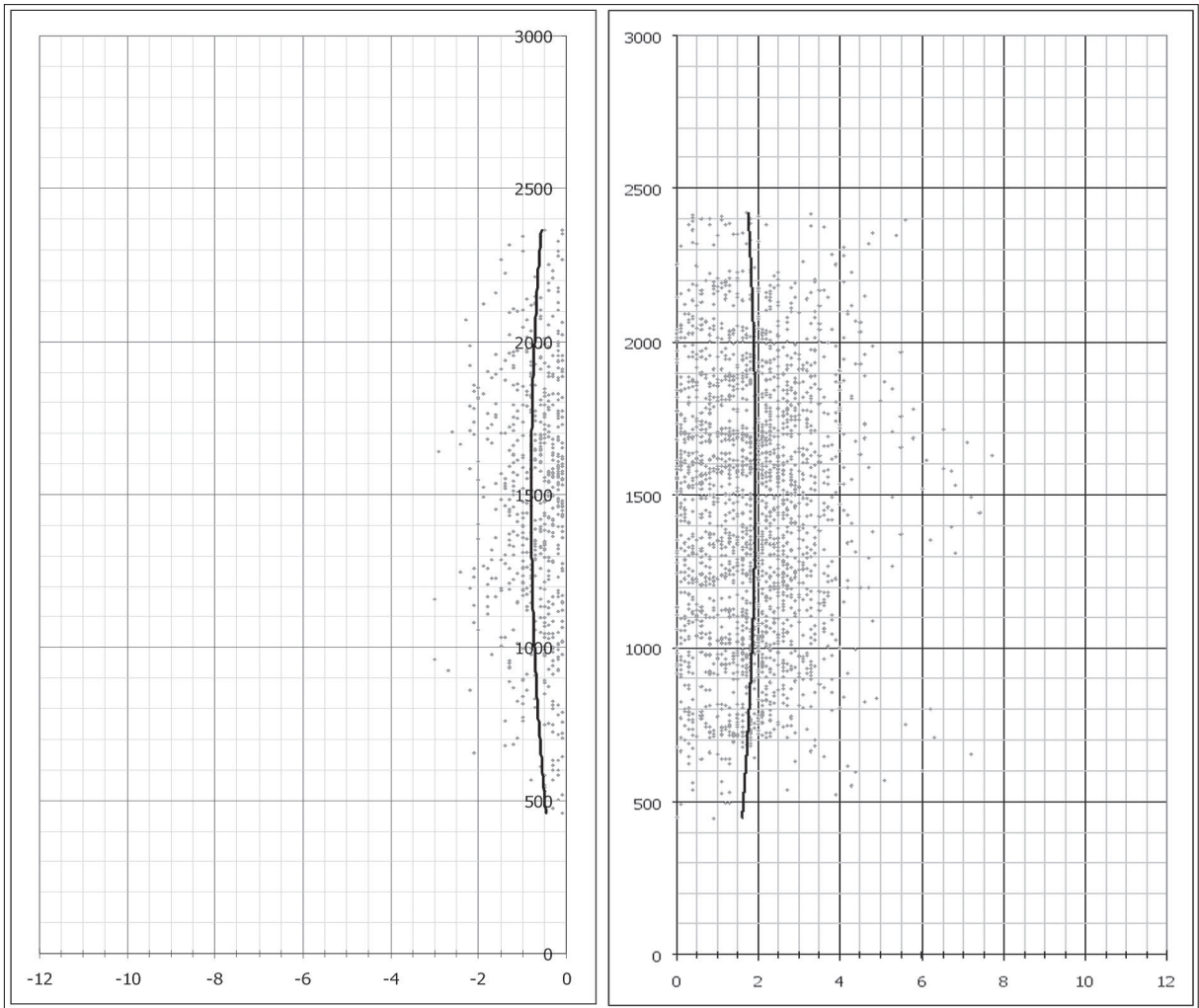
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2422
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1435
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1594
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,8
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,2
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,4

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1348	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1350	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,9	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,7	





15.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	2
<i>wnahoru max (m/s)</i>	6,6
<i>rozptyl</i>	1,84
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,35
<i>průměrná odchyłka</i>	1,13

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,9
<i>wdolů max (m/s)</i>	-4,2
<i>rozptyl</i>	0,42
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,65
<i>průměrná odchyłka</i>	0,52

Aerologická sondáž

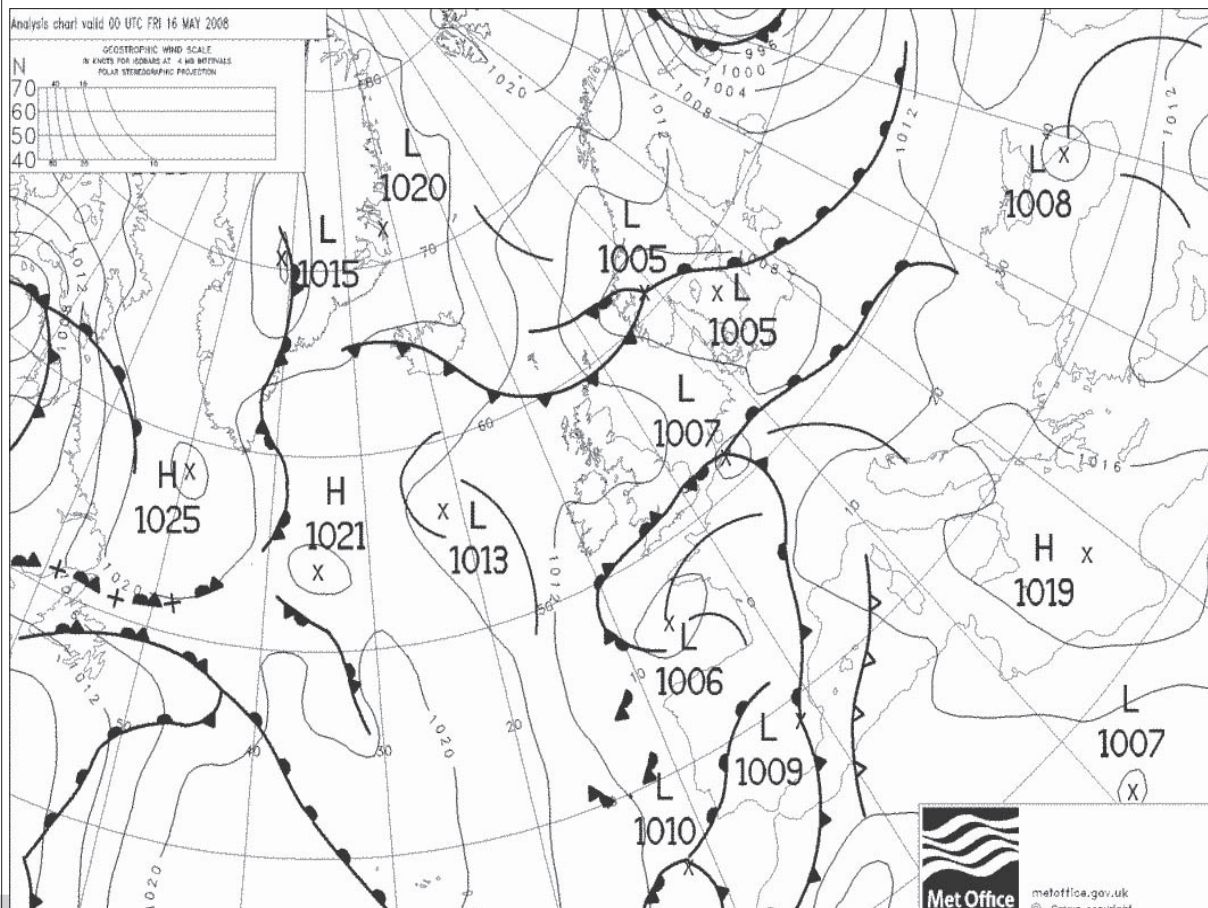
<i>Teplota u země (°C)</i>	22,6
<i>CAPE (J/kg)</i>	75,91
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	2250
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	37,96
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-84,34
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,45
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	1,2
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	1,67

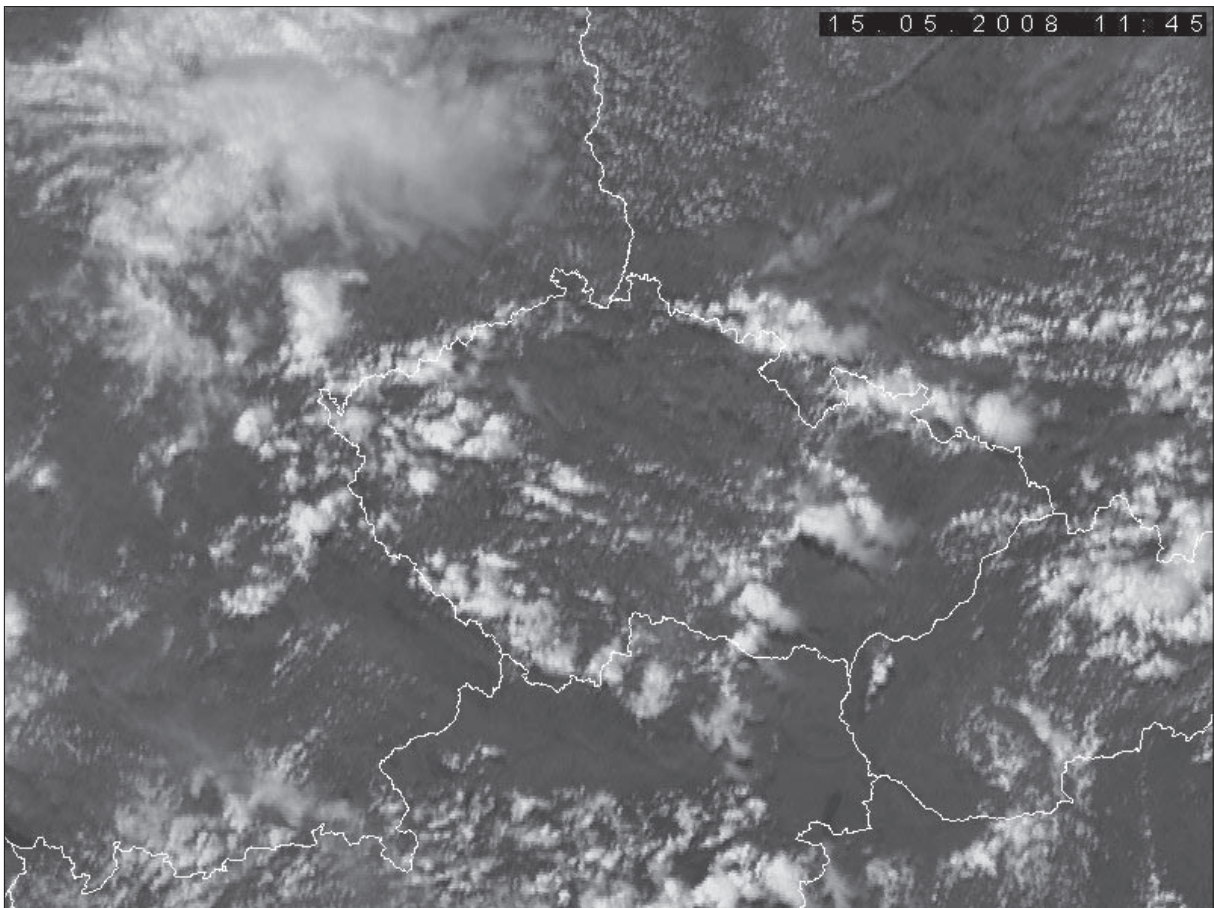
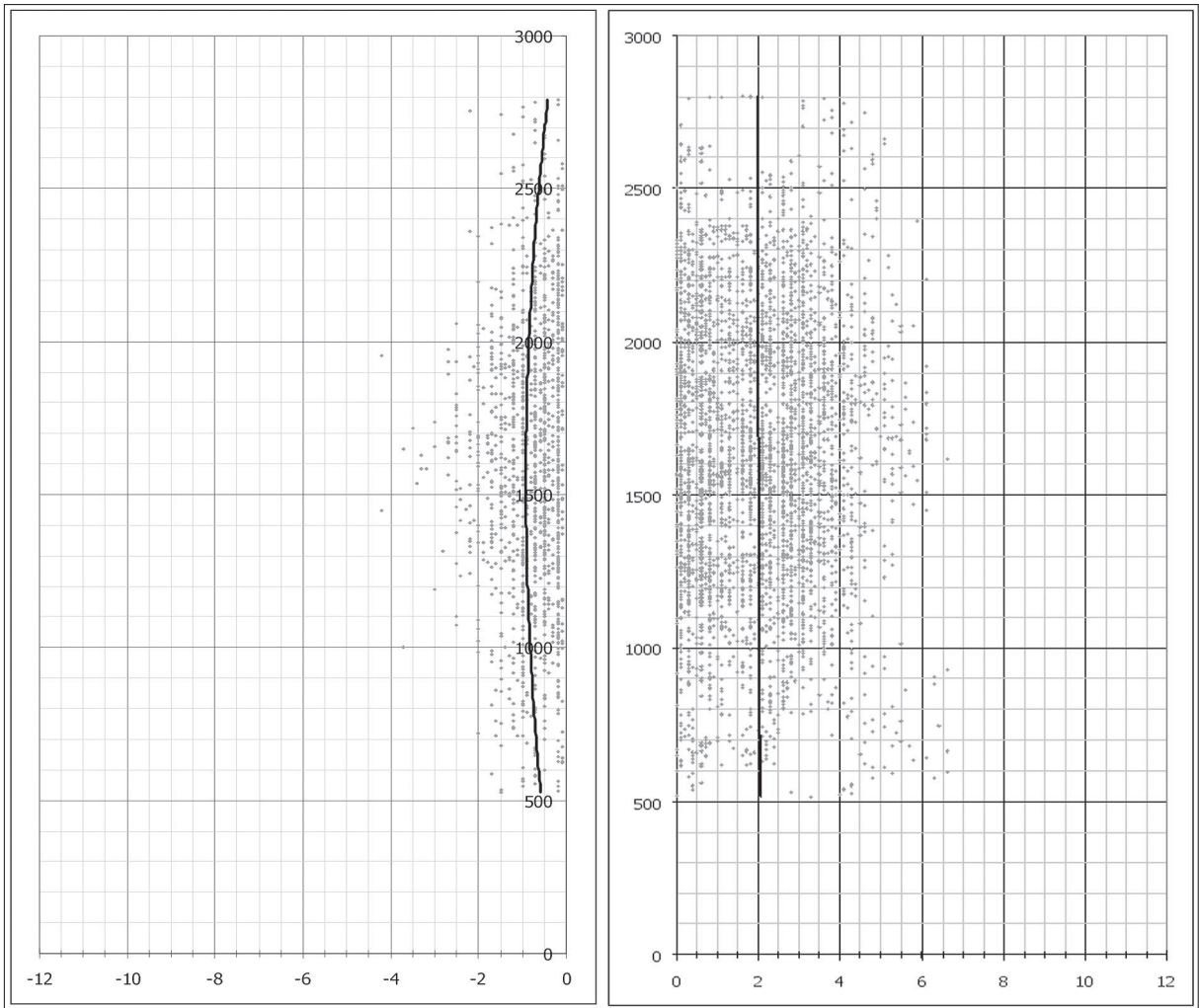
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	2801
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1637
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1650
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	0,8
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,2
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	6,1

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1918	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	1500	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,1	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,7	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,5	





24.4.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,7
<i>wnahoru max (m/s)</i>	5,6
<i>rozptyl</i>	1,07
<i>směrodatná odchylna</i>	1,04
<i>průměrná odchylna</i>	0,84

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,8
<i>wdolů max (m/s)</i>	-5,4
<i>rozptyl</i>	0,39
<i>směrodatná odchylna</i>	0,62
<i>průměrná odchylna</i>	0,46

Aerologická sondáž

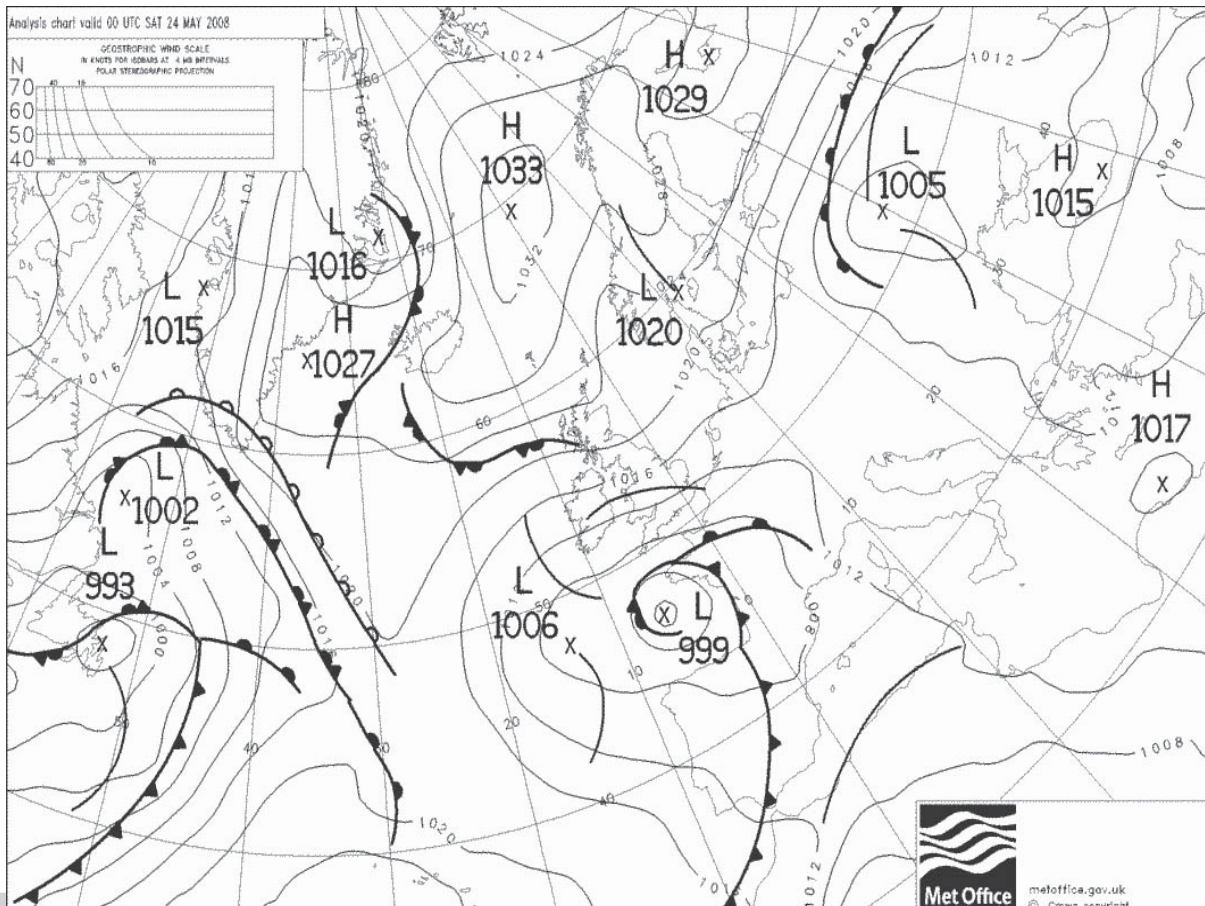
<i>Teplota u země (°C)</i>	17,5
<i>CAPE (J/kg)</i>	35,88
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1530
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	21,11
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-44,85
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,47
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	27
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	0,1
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	17

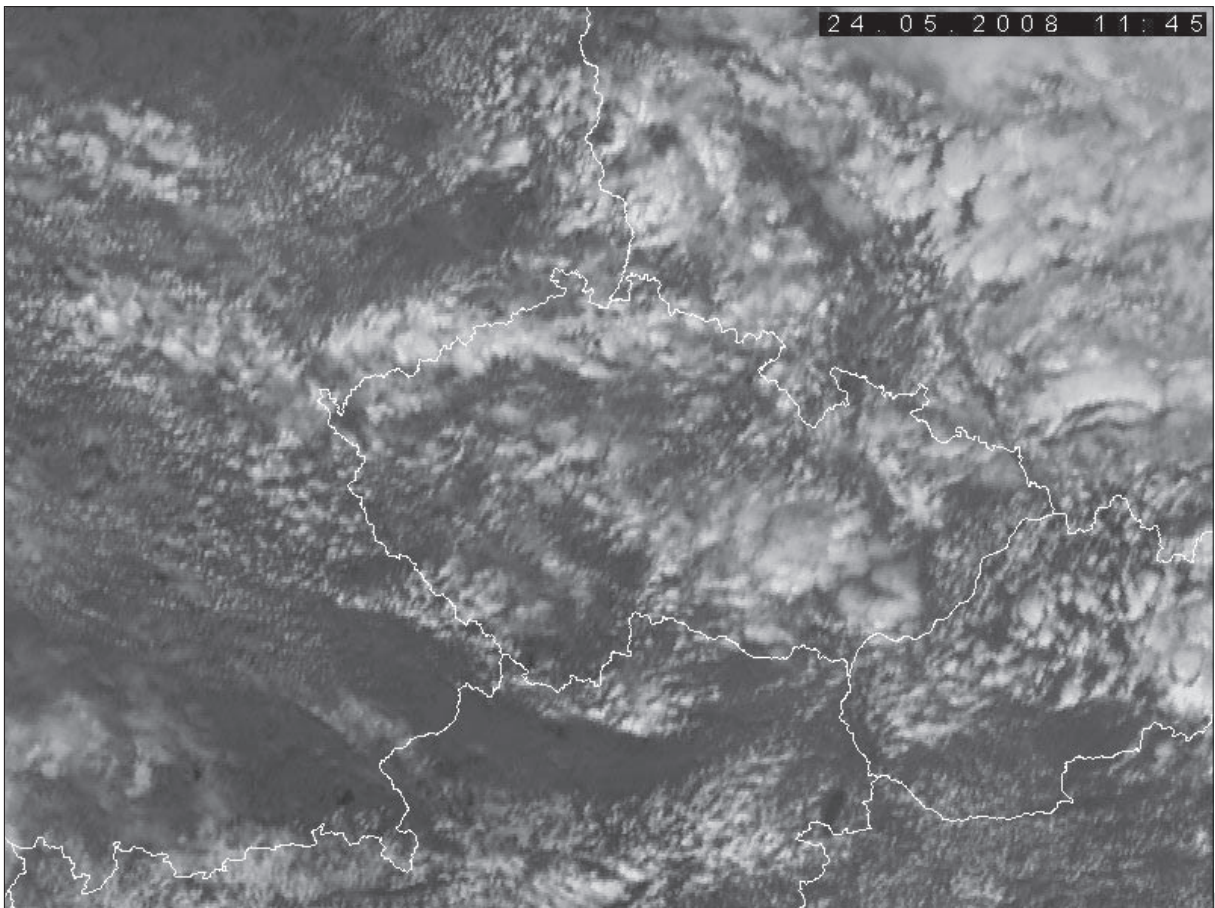
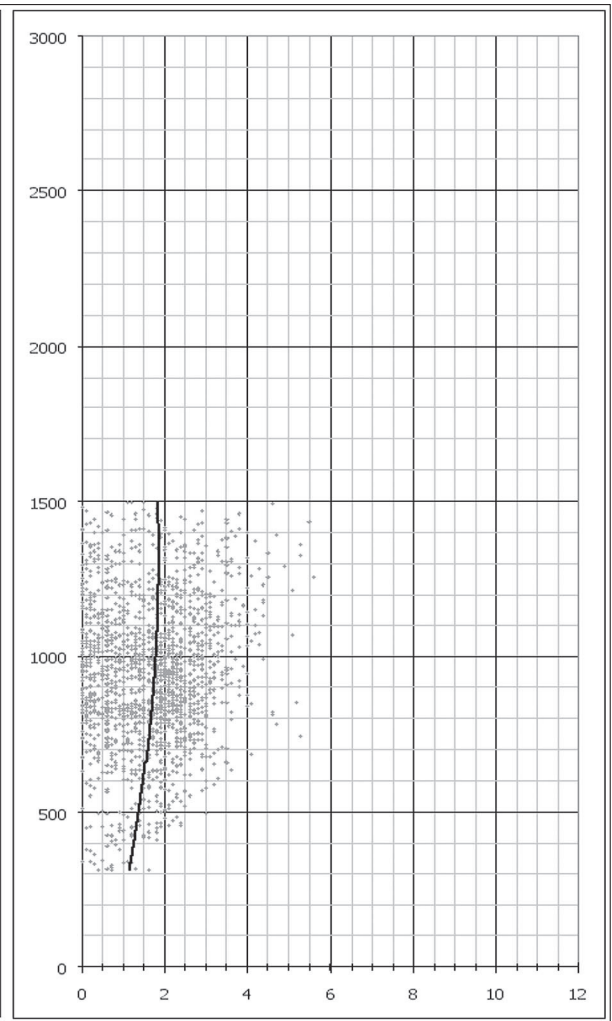
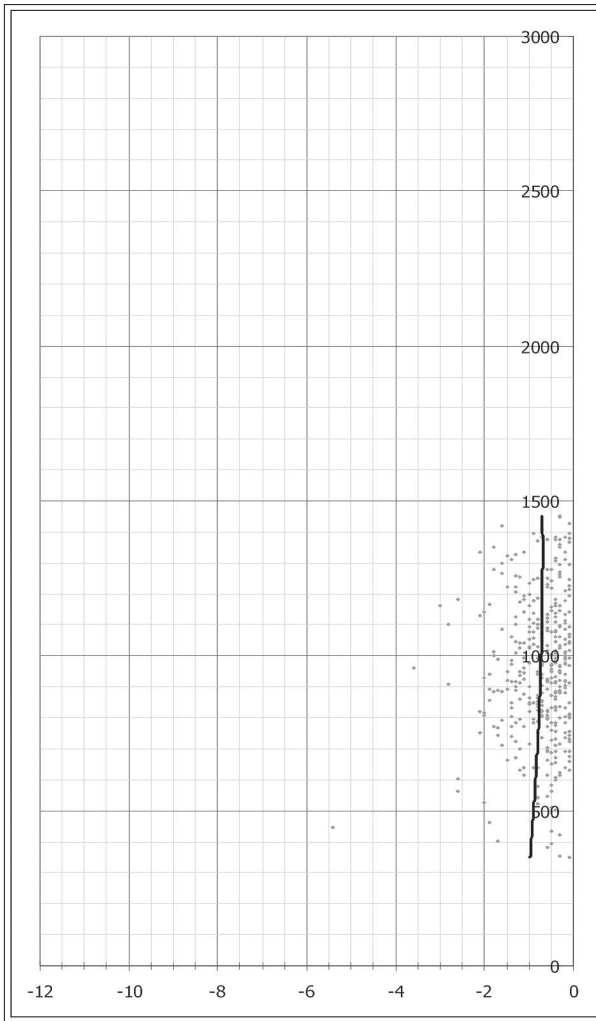
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	1496
<i>průměrná výška letu (m)</i>	942
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	836
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	1,9
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,4
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	4,2

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	980	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	990	3/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	0,8	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,1	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1	





27.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,5
<i>wnahoru max (m/s)</i>	4,8
<i>rozptyl</i>	0,92
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,96
<i>průměrná odchyłka</i>	0,8

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,6
<i>wdolů max (m/s)</i>	-2
<i>rozptyl</i>	0,17
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,41
<i>průměrná odchyłka</i>	0,33

Aerologická sondáž

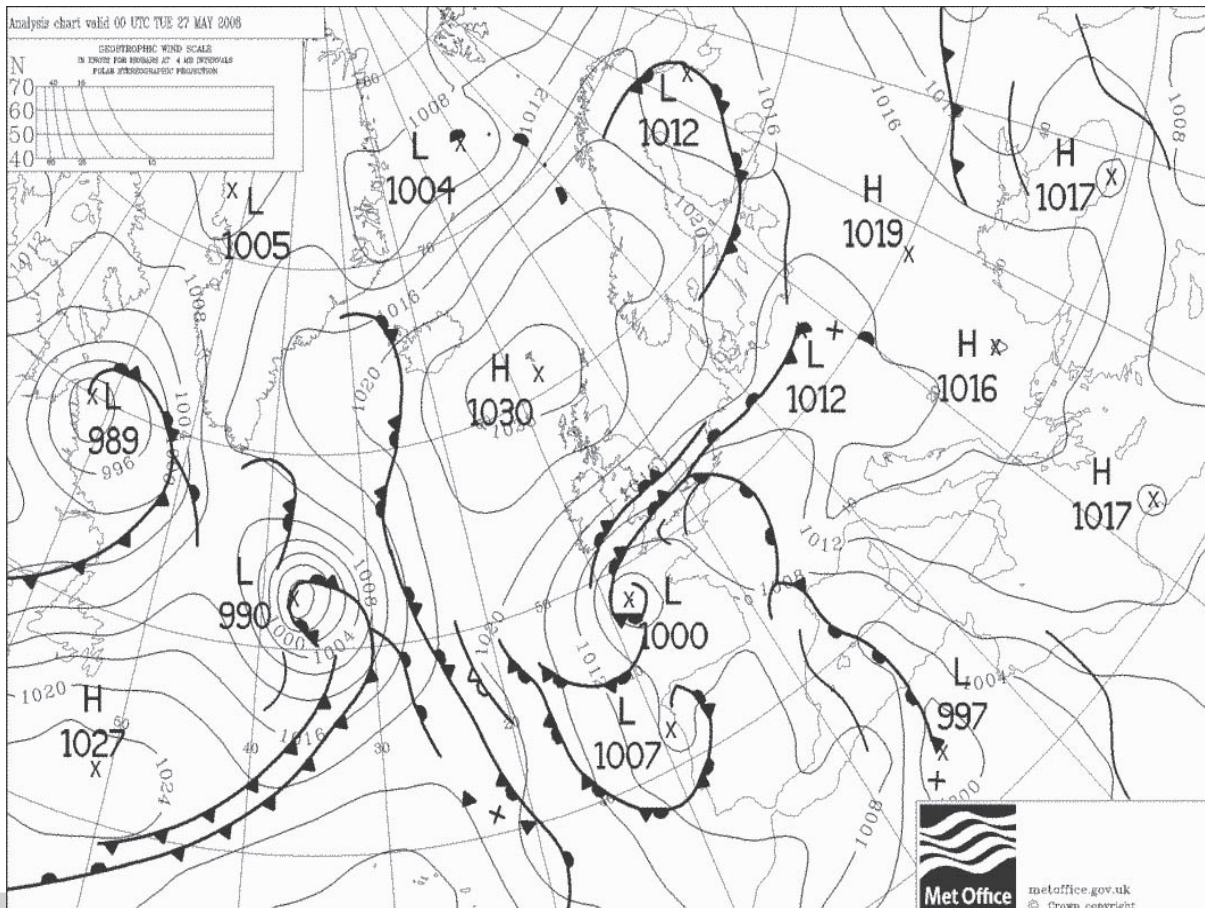
<i>Teplota u země (°C)</i>	24,1
<i>CAPE (J/kg)</i>	38,92
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	1060
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	25,95
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-64,87
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,4
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	-1,9
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	-0,79

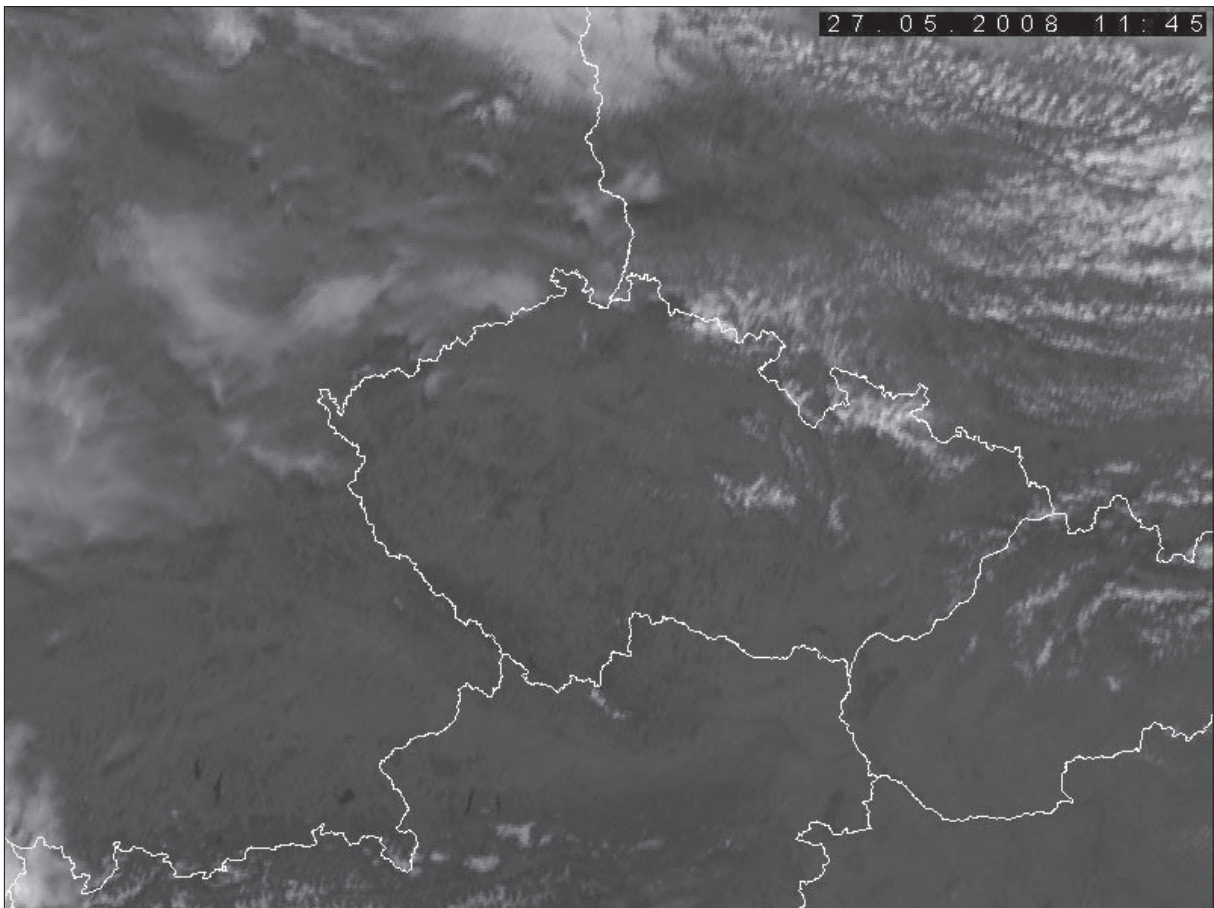
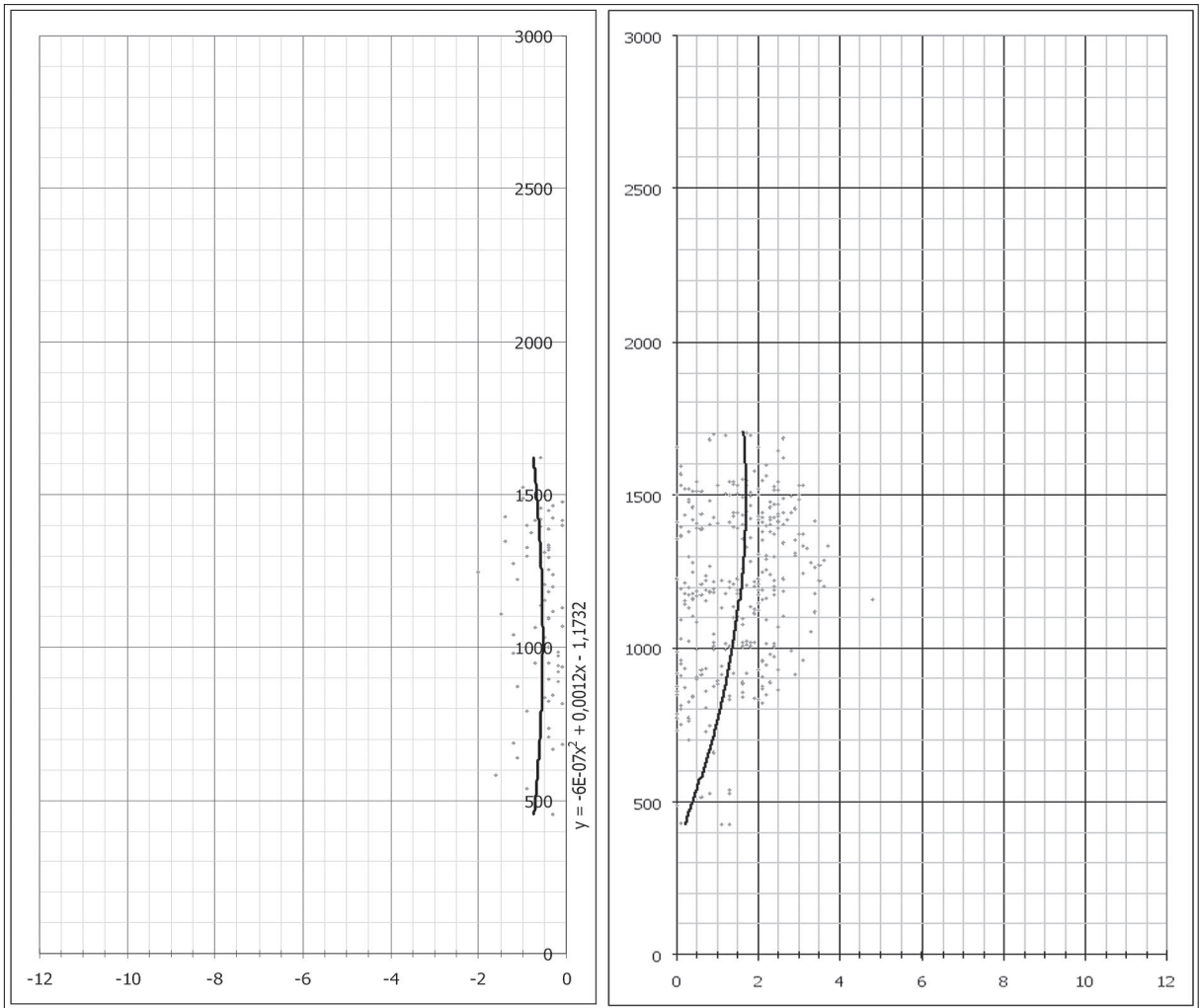
Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	1705
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1194
<i>nejčtetnější výška letu (m)</i>	932
<i>nejčtetnější wstoupání (m/s)</i>	1,3
<i>nejčtetnější wklesání (m/s)</i>	-0,4
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	4,4

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	898	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	900	1/8 cu
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,8	
<i>nejčtetnější rozdíl Tp-Te</i>	1,6	





30.5.2008

Stoupavý proud

<i>wnahoru prům (m/s)</i>	1,8
<i>wnahoru max (m/s)</i>	5,3
<i>rozptyl</i>	1,1
<i>směrodatná odchyłka</i>	1,05
<i>průměrná odchyłka</i>	0,86

Klesavý proud

<i>wdolů prům (m/s)</i>	-0,6
<i>wdolů max (m/s)</i>	-2,1
<i>rozptyl</i>	0,2
<i>směrodatná odchyłka</i>	0,44
<i>průměrná odchyłka</i>	0,34

Aerologická sondáž

<i>Teplota u země (°C)</i>	25,2
<i>CAPE (J/kg)</i>	26,19
<i>Hladina nulového vztlaku (m)</i>	950
<i>CAPE/wstoupání průměrné</i>	14,55
<i>CAPE/wklesání průměrné</i>	-43,65
<i>wklesání/wstoupání</i>	-0,33
<i>průměrná tloušťka vrstvičky zvrstvička (m)</i>	30
<i>průměrná energie vrstvičky CAPEz vrstvička (J/kg)</i>	-3,7
<i>wnahoru prům/CAPEz vrstvička</i>	-0,49

Let kluzáků

<i>max. dosažená výška (m)</i>	1772
<i>průměrná výška letu (m)</i>	1064
<i>nejčtenější výška letu (m)</i>	1184
<i>nejčtenější wstoupání (m/s)</i>	2,3
<i>nejčtenější wklesání (m/s)</i>	-0,5
<i>teoretická wmax (m/s)</i>	3,6

Počasi

<i>Teoretická výška KKH Libuš (m)</i>	1365	
<i>skut. výška KKH LKPR 12UTC (m)</i>	0	0/8
<i>průměrný rozdíl Tp-Te</i>	1,2	
<i>maximální rozdíl Tp-Te</i>	1,5	
<i>nejčtenější rozdíl Tp-Te</i>	1,3	

