

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

katedra fyzické geografie a geoekologie



TEPLOTNÍ INVERZE V MEZNÍ VRSTVĚ NAD PRAHOU

Temperature inversions in the boundary layer over Prague

Diplomová práce

Jan Stryhal

Praha, srpen 2012

Vedoucí práce: RNDr. I. Sládek, CSc.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

V Havlíčkově Brodě dne 16. srpna 2012

.....

Jan Stryhal

Poděkování

Děkuji svému školiteli, panu RNDr. Ivanu Sládkovi, CSc., za vedení práce a za mnohé cenné rady v době celého studia.

Děkuji panu RNDr. R. Huthovi, DrSc., a panu RNDr. M. Müllerovi, Ph.D., za pomoc při shánění dat.

Především děkuji své rodině za trpělivost a neutuchající morální i finanční podporu během celé doby mého studia.

Teplotní inverze v mezní vrstvě nad Prahou

Abstrakt

Hlavním cílem této práce je analýza inverzí teploty v mezní vrstvě atmosféry (MVA) nad Prahou. V úvodní části je věnována pozornost vymezení pojmu MVA a dále některým teoretickým aspektům zvrstvení vzduchu. V hlavní části řešerše jsou shrnuty poznatky o inverzích teploty, zejména vlivu tvaru reliéfu a charakteristik aktivního povrchu na jejich rozvoj při různých typech počasí a dále metodám jejich zjišťování. S ohledem na téma práce jsou dále popsány hlavní vlivy formující inverze teploty v pražské oblasti. Těžištěm práce je analýza časové řady profilových měření teplot z radiosondážní stanice v Praze-Libuši. Je otestována homogenita časové řady a na vybraném úseku jsou z dat odvozeny všechny přízemní inverze a výškové inverze s horní hranicí do výšky 2000 metrů nad povrchem se svými základními parametry (mocnost, teplotní skok, gradient teploty, datum a termín pozorování). Tyto záznamy jsou dále analyzovány ve smyslu popisu denního a ročního chodu, dlouhodobých trendů a souvislostí se synoptickou situací. Odhalené trendy jsou hodnoceny v kontextu se známými trendy různých meteorologických prvků a jevů v Česku a Praze a je otestována jejich statistická významnost. Některé ze zjištěných změn jsou porovnány s daty z Prostějova a bavorského Küssmetsbrücku.

Klíčová slova: teplotní inverze, mezní vrstva, klima, Praha

Temperature inversions in the boundary layer over Prague

Abstract

The main objective of this study is to analyze temperature inversions in the atmospheric boundary layer (ABL) over Prague. In the first part, the concept of the ABL is defined and main theoretical aspects of air stratification are explored. The main part of the background research summarizes current knowledge of temperature inversions, especially how the landscape pattern influences their development and parameters under different synoptic situations, and methods used for their detection, measurement and evaluation. Considering the theme of the thesis, main geographic factors influencing temperature inversions in the area of Prague are also defined. The focus of actions is placed on inversions analysis based upon time series of Praha-Libuš rawinsonde station. Homogeneity of used data is tested and all inversions within the 2000-meters-thick-layer close to the ground are derived. Diurnal, annual and interannual frequency variations are described. Significance of long-term trends is tested and trends are compared to data from Prostějov and Küssmetsbruck stations.

Keywords: temperature inversions, boundary layer, climate, Prague

OBSAH

1	Úvod	7
2	Mezní vrstva atmosféry a inverze teploty	9
2.1	Definice a základní členění mezní vrstvy atmosféry	9
2.2	Radiační a energetická bilance zemského povrchu	11
2.3	Denní a roční chod vybraných meteorologických prvků	13
	2.3.1 <i>Denní a roční chod teploty vzduchu</i>	14
	2.3.2 <i>Denní a roční chod vlhkosti vzduchu</i>	15
	2.3.3 <i>Denní a roční chod rychlosti větru, místní cirkulační systémy</i>	15
2.4	Teplotní zvrstvení mezní vrstvy atmosféry	18
	2.4.1 <i>Charakteristická denní a noční mezní vrstva v radiačním počasí</i>	20
2.5	Typy inverzí teploty	22
	2.5.1 <i>Dělení dle výšky nad aktivním povrchem</i>	23
	2.5.2 <i>Dělení dle příčiny vzniku</i>	23
	2.5.3 <i>Jiné přístupy k dělení inverzí</i>	25
2.6	Oblačnost a úkazy vázané na inverze teploty	26
	2.6.1 <i>Oblaky a hydrometeory</i>	26
	2.6.2 <i>Litometeory</i>	27
	2.6.3 <i>Znečištění atmosféry</i>	28
2.7	Vliv reliéfu na radiační inverze	30
2.8	Způsoby detekce inverzí v MVA	31
	2.8.1 <i>In situ měření</i>	32
	2.8.2 <i>Distanční metody měření</i>	33
3	Charakteristika zájmového území	38
3.1	Účelová geografická charakteristika Prahy	38
	3.1.1 <i>Účelová sociogeografická charakteristika</i>	38
	3.1.2 <i>Účelová fyzickogeografická charakteristika</i>	39
3.2	Klima Prahy	40
4	Použitá data a metody	44
4.1	Data	44
	4.1.1 <i>Aerologická data ze stanice Praha-Libuš</i>	44
	4.1.2 <i>Aerologická data ze stanice Prostějov</i>	45
	4.1.3 <i>Aerologická data ze stanice Kümmersbruck</i>	46
	4.1.4 <i>Kalendář synoptických situací</i>	46
4.2	Metody	47
	4.2.1 <i>Odvození inverzí, typizace dnů dle výskytu inverzí</i>	47
	4.2.2 <i>Test homogenity</i>	48
	4.2.3 <i>Hodnocení denního a ročního chodu</i>	49
	4.2.4 <i>Hodnocení vzájemného vztahu proměnných</i>	49
	4.2.5 <i>Testování statistické významnosti</i>	50
5	Analýza inverzí teploty nad Prahou	52
5.1	Homogenita dat	52
5.2	Denní chod inverzí teploty	53
5.3	Roční chod inverzí teploty	57
	5.3.1 <i>Výskyt dlouhodobých přízemních inverzí</i>	59
5.4	Trendy inverzí teploty	60

5.5	Souvislosti inverzí teploty se synoptickou situací	64
5.6	Srovnání výsledků se sondážním měřením v Prostějově	66
5.7	Srovnání výsledků se sondážním měřením v Kùmmersbrucku.	68
6	Diskuse	70
7	Závěr	73
	Seznam použitých zdrojù	76
	Seznam obrázkù	82
	Seznam příloh	84

Kapitola 1

Úvod

Diplomová práce se zabývá problematikou inverzního teplotního zvrstvení vzduchu v mezní vrstvě nad Prahou. Inverze obecně v meteorologii značí průběh prvku zvrácený oproti normálnímu, převažujícímu. Přesto, jak bude ukázáno, vrstvy vzduchu se s výškou zvyšující se teplotou se vyskytují přirozeně v různých částech troposféry a vznikají mnoha cestami. Inverzím teploty je v literatuře věnována značná pozornost, a to především v souvislosti se zhoršenými podmínkami pro rozptyl škodlivin v člověkem intenzivně využívané krajině. Stabilní zvrstvení přízemních vrstev atmosféry v čele s inverzemi je totiž efektivním blokem pro konvekci, která běžně škodliviny rozptyluje do vyšších vrstev troposféry. Z tohoto hlediska má smysl soustředit se zejména na inverzní vrstvy vyskytující se v blízkosti zemského povrchu, v tzv. mezní vrstvě atmosféry (MVA), relativně úzké vrstvě troposféry (maximálně většinou do výšky cca 2 km nad povrchem), ve které je průběh meteorologických prvků oproti výše ležící volné atmosféře významně ovlivněn třením proudícího vzduchu o zemský povrch.

Proto je v první části textu uveden přehled relevantních termínů z fyziky mezní vrstvy atmosféry, zejména informací o teplotním uspořádání vzduchu, s důrazem na podmínky vzniku a trvání inverzního teplotního zvrstvení. Charakter zemského povrchu nebo také dominující typ aktivního povrchu hraje významnou roli při utváření klimatu daného místa. V případě větších sídelních celků se vytváří specifické mezoklima, které se může poměrně značně odlišovat od okolních ploch. Dochází ke změně radiační i tepelné bilance povrchu a charakteristik proudění vzduchu a s nimi i teplotních a vlhkostních poměrů. V případě Prahy nicméně kromě charakteru povrchu silně proměněného člověkem nelze opomenout ani významnou roli kotlinové polohy. V zahloubených údolích Vltavy a jejich přítoků se vytváří v součinnosti s vegetací, zástavbou a vodními plochami specifické topo- a mikroklimatické systémy. Jejich výraznost roste v radiačním typu počasí s nízkou rychlostí větru a oblačností, naopak v advekčním typu počasí jsou jejich specifika stírána makroklimatem. Hodnotit tato specifika konkrétních míst vyžaduje ovšem velké množství informací, které s výjimkou případových studií nejsou k dispozici. Jelikož hlavním datovým zdrojem pro analýzy inverzí v této práci budou aerologická měření, není a ani nemůže být vystižení lokálních zvláštností četnosti a chodu inverzí cílem této práce. V rešeršní části nicméně bude věnována vlivům charakteru aktivního povrchu (včetně tvaru a orientace reliéfu) na inverze a na ně vázané jevy maximální pozornost.

V souvislosti s inverzemi teplot je stěžejní, zvláště v antropogenně intenzivně užívaném a silně přeměněném prostředí, otázka znečištění ovzduší. Zejména při déletrvajících inverzích může docházet k výraznému překračování imisních limitů pro zdraví obyvatel u různých škodlivin. Řešení těchto problémů jsou velmi obtížná, bez aplikace nákladných technologií či nepopulárních regulací prakticky nemožná a v mnoha případech problematická i s ohledem na jejich efektivitu. Znečištění ovzduší bývá věnována značná pozornost i v rámci předpovědi počasí a nejrůznějších předpovědních systémů znečištění. Pro tyto predikce je zásadní dobré porozumění mechanismům vzniku a persistence stabilního zvrstvení atmosféry a vývoji vrstevnaté oblačnosti, což je nicméně značně obtížné kvůli množství uplatňujících se vlivů. V současné době je k zjišťování vertikálních profilů meteorologických prvků teoreticky možné využít různých postupů. Proto v rešeršní části bude zhruba představeno několik metod buď přímého měření vertikálního zvrstvení teploty, nebo profilů jiných prvků či jevů, ze kterých lze na stabilní teplotní zvrstvení včetně inverzí alespoň usuzovat. Na závěr rešerše bude uvedena účelová sociálně- a fyzickogeografická charakteristika zájmové oblasti. Jejím cílem není kompletní geografický popis místa, ale stanovení potenciálu pro vznik inverzí. Velký důraz bude kladen zejména na shrnutí specifik a výrazných trendů klimatu.

Ve druhé části práce bude provedena samotná analýza aerologických měření teploty z Prahy-Libuše. Měření na tomto místě se provádí od poloviny 70. let minulého století, což skýtá zajímavý materiál nejen pro popis typického denního a ročního chodu i různých parametrů inverzí, ale i případných trendů. Během téměř čtyř desetiletí měření ovšem docházelo opakovaně k přístrojovým změnám, a tak bude nejdříve subjektivně i objektivně zhodnocena homogenita těchto dat a zdůvodněna volba části řady, která bude podrobena dalším analýzám.

Denní chod na základě 4 termínových měření lze určit pouze s omezenou mírou přesnosti, zejména v letním období, kdy termíny 06, 12 i 18 hodin UTC spadají do světlé části dne. V jiných sezónách je třeba velkou pozornost věnovat proměnlivému času východu a západu slunce, které mají rozhodující vliv na chod teploty, a tedy i výskyt inverzních vrstev v blízkosti povrchu.

Na roční chod četnosti i vlastnosti inverzních vrstev má vliv charakter počasí, bude proto ukázáno, jakým způsobem se na chodu projevuje cyklonalita. K tomuto účelu bude využito Katalogu synoptických situací konstruovaného Českým hydrometeorologickým ústavem.

V různých studiích klimatu Česka i Prahy byly opakovaně prokázány statisticky významné změny různých meteorologických prvků a jevů. Trendy teploty, délky slunečního svitu, oblačnosti, četnosti mlh či znečištění atmosféry pevnými příměsemi mohou významně ovlivnit podmínky pro vznik a persistenci inverzí v různých částech dne i roku. Součástí analýz i následné diskuse výsledků budou tedy i odhady, do jaké míry mohou být detekované trendy inverzí nad Prahou důsledkem všeobecně pozorovaných změn, do jaké míry se může jednat např. o vlivy efektu městského ostrova, specifické struktury dat či jejich nehomogenity. K tomu budou využita také aerologická data z Prostějova a bavorského Küssmingsbrunnu.

V samotném závěru budou shrnuty nejvýraznější poznatky a bude naznačeno, jakými způsoby by bylo možno výsledky práce zpřesnit a jak je dále rozvinout.

Kapitola 2

Mezní vrstva atmosféry a inverze teploty

2.1 Definice a základní členění mezní vrstvy atmosféry

Mezní vrstva atmosféry (MVA) tvoří spodní část troposféry přiléhající k zemskému povrchu. Ten se projevuje různým způsobem na stav a chod řady meteorologických prvků a jevů. K definici a vymezení MVA lze využít několika různých cest. Bednář a Zikmunda (1985) definují přístupy založené na proudění vzduchu a dále na teplotních a vlhkostních charakteristikách.

Proudění ve volné atmosféře, jehož podoba je dána především interakcí sil tlakového gradientu a Coriolisovy síly, je v hrubých rysech popisováno jako geostrofické nebo cyklostrofické¹ (Vysoudil, 2000). Ačkoli ani jedna z uvedených aproximací nevystihuje proudění ve volné atmosféře přesně, tak v případě, že je pole větru a tlaku vzduchu ve volné atmosféře výrazně odlišně uspořádané, proběhne rychlá přestavba obou polí během relativně krátkého intervalu (1–2 hodiny) do podoby blízké geostrofickému. V blízkosti zemského povrchu se na charakteru proudění oproti volné atmosféře navíc významným způsobem podílí síla tření. Působí proti směru pohybu vzduchu a je vyvolána třením proudícího vzduchu o zemský povrch (vnější tření) a třením uvnitř vzduchu (vnitřní tření). Takto definovaná MVA je proto také označována jako vrstva tření. Vlivem tření se vytváří vertikální gradient rychlosti proudění, který se projevuje tzv. mechanickou turbulencí a v jejím důsledku přenosem hybnosti z volné atmosféry směrem k zemskému povrchu (Bednář, Zikmunda, 1985).

Prvotní příčinou přemísťování vzdušných částic v atmosféře je nerovnoměrné dotování zemského povrchu sluneční radiací. Vzhledem k dobré propustnosti atmosféry pro krátkovlnné sluneční záření většinu tepla vzduch získává prostřednictvím turbulentní difuze od zemského povrchu, který záření absorbuje ve výrazně větší míře než atmosféra². Tímto mechanismem se do spodní atmosféry přenášejí i periodické denní změny slunečního záření a vrstva, ve které je kolísání patrné, se označuje jako teplotní mezní vrstva. Na přenosu tepla do vyšších hladin a tedy i nárůstu mocnosti teplotní MVA) se zcela zásadním způsobem podílí termická turbulence (konvekce)³.

¹ také označováno jako gradientové proudění

² vliv absorpce sluneční radiace na denní chod teploty se významně projevuje ve volné atmosféře; amplituda zde ovšem nepřesahuje 1–2 °C

³ oproti turbulenci je molekulární teplotní vodivost zhruba o 6 řádů menší a tudíž v MVA prakticky zanedbatelná

Ta část troposféry, kde je zemským povrchem bezprostředně ovlivňována vlhkost vzduchu, lze analogicky vymezit jako tzv. vlhkostní mezní vrstvu atmosféry (Bednář, Zikmunda, 1985).

Z výše popsaného je patrné, že mocnost MVA je značně proměnlivá, v přímé úměře s drsností povrchu, rychlostí proudění a instabilitou zvrstvení atmosféry může nabývat (nad kontinenty středních šířek) běžně hodnot od zhruba několika set po více než 2000 metrů. Nicméně při intenzivní, pronikavé termické turbulenci se může tzv. hladina konvekce⁴ posouvat až do oblasti tropopauzy a vzduch nesoucí mnohé vlastnosti podkladu tak proniká celou troposférou (Dvořák, 2010; Sobišek, 1993). Ve značně členitém terénu (velehory) lze očekávat mocnost MVA výrazně větší než nad rovinným reliéfem.

Je zřejmé, že vliv zemského povrchu není v celé MVA homogenní. Dle mechanismu přenosu energie, velikosti gradientů či denního chodu meteorologických prvků (aj.) se v MVA vyčleňují tyto podvrstvy (Sobišek, 1993):

- laminární vrstva (podvrstva) – nepříliš mocná vrstva bezprostředně přiléhající k zemskému povrchu o tloušťce řádově maximálně milimetrů, kde je proudění laminární; vyskytuje se pouze nad aerodynamicky hladkými povrchy (vodní hladina, sněhová pokrývka) a transport energie se zde děje výhradně molekulárním vedením; dle (Pechala, Bednář, 1991) může významným způsobem ovlivňovat např. vypařování z vodních ploch a mít tak značný meteorologický význam
- tenká vrstva s nedokonale vyvinutou turbulencí vytvářející se často i v případech, kdy není přítomna laminární vrstva, Vysoudil (2000) ji označuje jako přízemní mezivrstvu
- přízemní podvrstva atmosféry (také přízemní vrstva, Prandtlůva vrstva) je vrstva o mocnosti nejčastěji 50–150 m – v závislosti na terénních a stabilitních podmínkách (Pretel, 1982), v níž se termické a dynamické vlivy zemského povrchu projevují zvláště výrazně a ve které gradienty meteorologických prvků nabývají obvykle maximálních hodnot⁵; často odpovídá rozsahu přízemních teplotních inverzí
- Ekmanova vrstva zaujímá podstatnou část MVA nad přízemní podvrstvou (pro svoji charakteristickou změnu směru větru s výškou se také označuje jako spirální⁶), v horní části přechází do volné atmosféry, kde vliv zemského povrchu je již prakticky zanedbatelný a pohyb vzduchových částic je určován jen silami Coriolisovou, horizontálního tlakového gradientu a zemské tíže.

⁴ tj. hladina omezující svrchu vrstvu, ve které se uplatňuje působení termické konvekce (Sobišek, 1993)

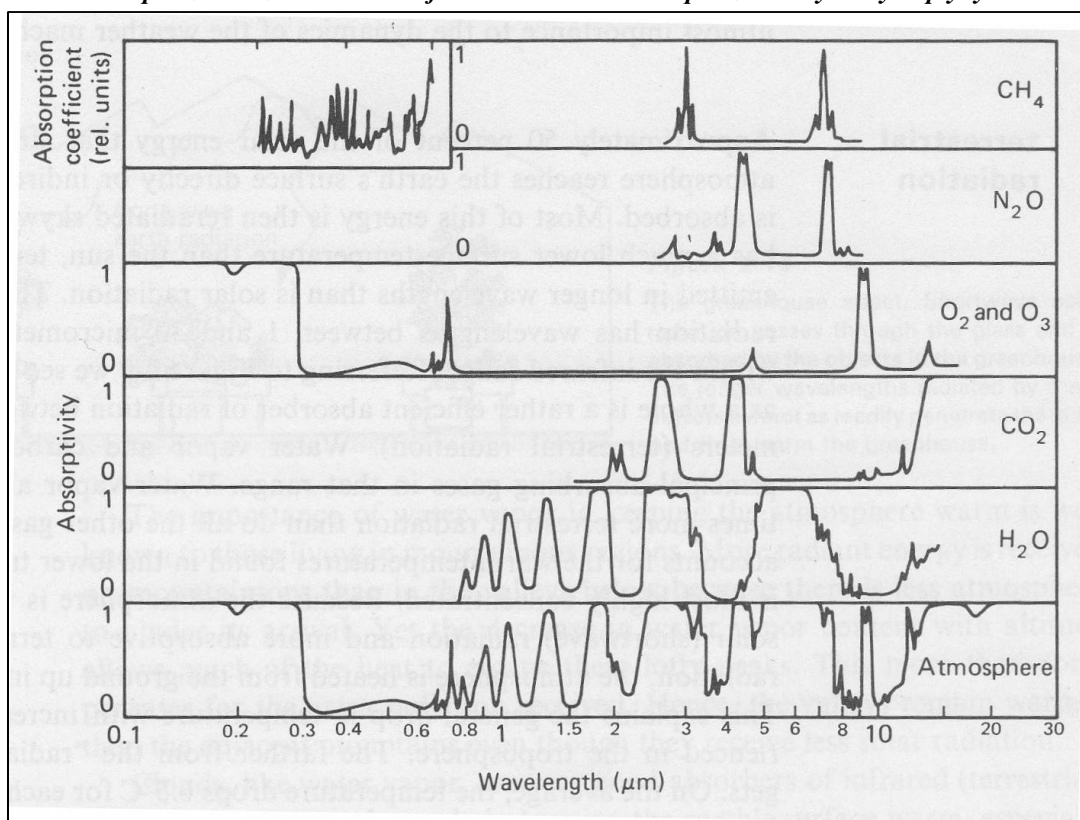
⁵ výjimku tvoří směr větru, který se ve vertikálním profilu příliš nemění vlivem zhruba konstantního turbulentního tření (a tedy i vertikálního turbulentního toku hybnosti) a jeho významné převahy nad silou horizontálního tlakového gradientu a silou Coriolisovou (Bednář, Zikmunda, 1985)

⁶ teoretickou velikost odchýlení směru větru od geostrofického proudění v různých výškách udává tzv. Taylorova (Ekmanova) spirála; velikost úhlu na dolní hranici spirální vrstvy se zvyšuje s rostoucí stabilitou teplotního zvrstvení (omezuje přenos hybnosti k povrchu) a drsností zemského povrchu a snižuje s rostoucí zeměpisnou šířkou (Bednář, Zikmunda, 1985), ve střední Evropě nabývá nejčastěji hodnot 15–35° (Pechala, Bednář, 1991)

2.2 Radiační a tepelná bilance zemského povrchu

Význam slunečního záření jako zdroje energie pro atmosférické děje je naprosto zásadní. Vzhledem k neschopnosti atmosféry absorbovat UVA a viditelné záření a s výjimkou vodní páry i většinu energie dopadající v infračerveném pásmu (obr. 1) a zároveň skutečnosti, že právě na tato pásma připadá naprostá většina energie procházející do troposféry⁷, je to právě absorpce zemským povrchem a následná emitace dlouhovlnného (tepelného) záření, co je zdrojem energie pro atmosférické děje.

Obr. 1 – Absorpce záření zemskou atmosférou a selektivní absorpce záření vybranými plyny



Zdroj: Lutgens a Tarbuck (1979)

Kromě absorpce atmosférou má na výsledné množství energie přijaté zemským povrchem vliv řada dalších faktorů. Množství dopadajícího slunečního záření na jednotkovou horizontální plochu na zemském povrchu se nazývá insolace a je přímo úměrné hodnotě solární konstanty a cosinu zenitové vzdálenosti slunce. Významným faktorem zeslabujícím sluneční záření je rozptyl (difúze), při kterém se původně určitým směrem postupující paprsky začínají šířit všemi směry. Na molekulách a atomech vzduchu dochází k tzv. molekulárnímu rozptylu (Raileighovu), jehož hodnota je přímo úměrná intenzitě záření a nepřímo úměrná čtvrté mocnině vlnové délky záření – proto v rozptýleném záření převládá spektrum kratších vlnových délek. Na částicích větších než 1,2 μm dochází k difúznímu odrazu, při kterém se spektrální

⁷ největší intenzitu z celého spektra sluneční radiace má záření o vlnové délce 0,4738 μm (Vysoudil, 2000)

složení záření nemění. Na větších kapkách a pevných částicích vzniká tzv. aerosolový rozptyl; platí, že s rostoucí velikostí částice se zmenšuje exponent umocňující vliv vlnové délky záření a zároveň se mění účinnost rozptylu do různých směrů vzhledem ke směru dopadajících přímých slunečních paprsků (Vysoudil, 2000).

Ztráty způsobené rozptylem a absorpcí jsou souhrnně označovány jako extinkce slunečního záření. Kromě výše popsaných faktorů má na extinkci zřejmý vliv délka dráhy paprsku atmosférou určená výškou slunce.

Úhel dopadu záření má i třetí významný vliv – na poměr odraženého záření k dopadajícímu – albedu. Jeho velikost závisí sice zejm. na charakteru odrážejícího povrchu – z přirozených povrchů má největší albedo sněhová pokrývka (čerstvý sníh odráží více než 70 % záření) a u jiných povrchů zpravidla nepřesahuje 35% hodnotu – v případě vodní hladiny ovšem výrazně kolísá v závislosti na úhlu dopadajícího záření mezi zhruba 2 a 70 % (Sobíšek, 1993). Největší podíl na tzv. planetárním albedu Země⁸, které činí zhruba 30 %, se přisuzuje nicméně odrazu od oblaků (Vysoudil, 2000).

Popsanou cestou zemský povrch absorbuje v průměru cca 50 % celkového záření, které dopadá na horní okraj atmosféry. Jeho oteplování je kompenzováno vyzařováním dlouhovlnné (tepelné) radiace odpovídající vlnovým délkám převážně v řádu desítek a stovek μm (Bednář, Zikmunda, 1985). Toto záření je na rozdíl od krátkovlnné radiace velmi účinně zachycováno atmosférou, resp. radiačně-aktivními plyny, z nichž nejvýznamnější roli hraje vodní pára⁹. Zdržování energie v systému aktivní povrch – atmosféra, označované jako skleníkový efekt, otepluje planetu zhruba o 35 °C (Lutgens, Tarbuck, 1979) a umožňuje život v podobě nám známé. Kromě záření směřujícího zpět k povrchu (tzv. zpětné záření atmosféry¹⁰) je část energie vyzařována opačným směrem, kde může být opět pohlcena (tato možnost se ovšem s narůstající výškou snižuje vlivem klesající hustoty vzduchu) či vyzářena do mezihvězdného prostoru (cca 30 %). Menší díl zemským povrchem emitované radiace prochází ovzduším netknutý tzv. atmosférickými okny¹¹, především se jedná o oblasti vlnových délek přibližně 8,5–12 a 3–4 μm (Sobíšek, 1993).

Změny v bilanci radiačních toků energie jsou hlavním mechanismem vzniku denního a ročního chodu teploty a vlhkosti vzduchu či rychlosti a směru větru v MVA. V celkové tepelné bilanci zemského povrchu vystupují ale i další, neradiační členy. Tyto členy nabývají v rovnici kladných i záporných hodnot a efektivně zmírňují dopady nestability radiačních toků (např. na denní a roční amplitudy teplot). Jsou to:

- turbulentní tok tepla
- latentní teplo (teplo spotřebovávané či uvolňované při fázových změnách vody)

⁸ poměr množství záření odražené Zemí do kosmického prostoru a odpovídajícího záření dopadajícího na horní hranici atmosféry

⁹ v bezoblačné atmosféře přisuzují Kiehl a Trenbeth (1997) vodní páře 60% a oxidu uhličitému 26% podíl na celkovém skleníkovém efektu

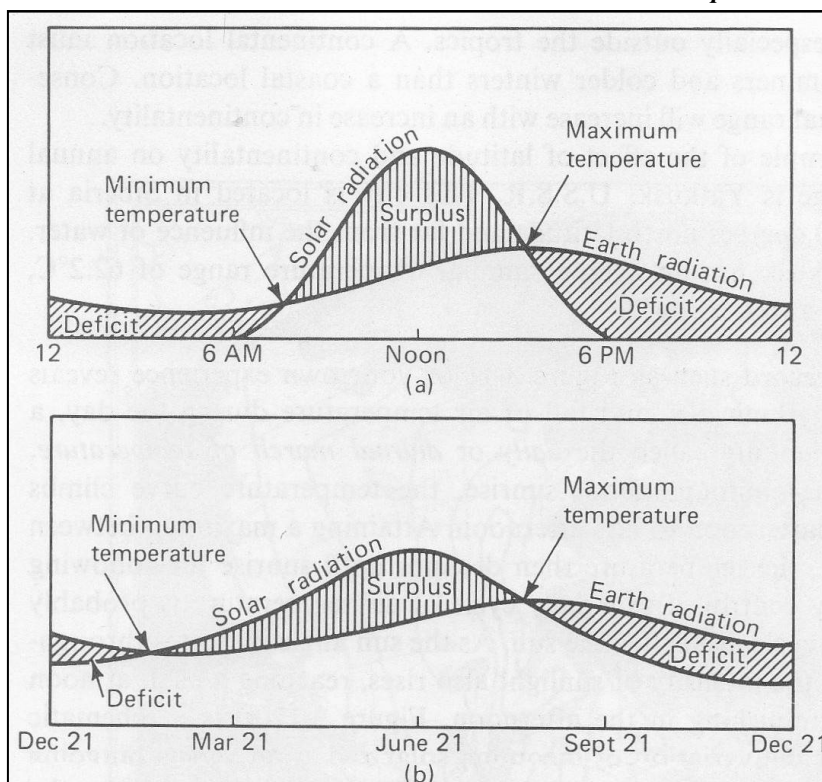
¹⁰ zemský povrch jej absorbuje velmi efektivně – cca z 99 % (Vysoudil, 2000)

¹¹ oblasti elektromagnetického záření, v nichž má atmosféra velkou propustnost, zejm. vlivem slabé absorpce vodní parou (Sobíšek, 1993), atmosférické okno 3–4 μm je částečně kompenzováno radiačním vlivem CO₂ (viz obr. 1)

- teplo vedené do hlubších vrstev půdy (či přiváděné z nich), je zásadně ovlivňováno charakterem aktivního povrchu (zejm. složením a obsahem vody¹²)

Pomineme-li rozsáhlé antropogenní změny povrchu, v městských oblastech hrají významnou bilanční roli i vytvořené tepelné kapacity (budovy) a uvolňování odpadního tepla při rozličných procesech (Bednář, Zikmunda, 1985).

Obr. 2 – Denní a roční chod sluneční a zemské radiace v mírném klimatickém pásu



Poznámky: a) denní chod při rovnodennosti, b) roční chod.

Pro podrobnější popis chodu teplot viz kap. 2.3.1.

Zdroj: Lutgens a Tarbuck (1979)

2.3 Denní a roční chod vybraných meteorologických prvků

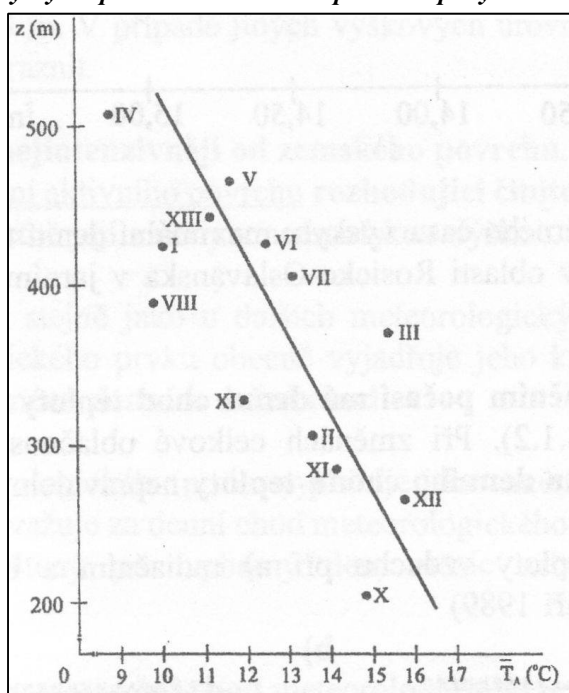
Význam radiační a tepelné bilance a vlastností aktivního povrchu na chod meteorologických prvků byl naznačen v předcházející kapitole. V následujícím textu je věnován prostor z hlediska inverzí teplot v MVA (a s nimi spojených fenoménů) relevantním prvkům, tedy teplotě a vlhkosti vzduchu a rychlosti větru, v podmínkách odpovídajícím (či alespoň blížícím se) svými vlastnostmi zájmovému území. Specifikům městského klimatu bude věnována samostatná pozornost později.

¹² tepelná vodivost vzduchu je cca o řád nižší, než v případě vody, o dva ve srovnání s ledem, betonem či sklem a o tři např. s železem (ČVÚT)

2.3.1 Denní a roční chod teploty vzduchu

Jak je patrné z výše uvedeného obrázku 2, výskyt extrémů teplot (v denním i ročních chodu) dobře koreluje s chodem radiační bilance zemského povrchu. Maximální teplota vzduchu v denním chodu je posunuta oproti maximu solární radiace do (pozdních) odpoledních hodin (vzhledem k přetrvávající kladné tepelné bilanci), poté teplota klesá až do východu slunce druhý den. Je zřejmé, že průběh křivek může být značně modifikován typem počasí (zejm. množstvím oblačnosti či advekcí vzduchových hmot odlišných vlastností), v zobrazené podobě velmi dobře odpovídá radiačnímu typu počasí. Uvažujeme-li chod teploty v dostatečně členitém území, významnou roli na denní amplitudu teplot dále hrají tvar reliéfu a nadmořská výška¹³.

Obr. 3 – Vliv nadmořské výšky na průměrnou denní amplitudu teploty



Poznámky: zobrazeno je 13 stanic v oblasti Rosického-Oslavanska s hodnotami průměrné denní amplitudy teploty v období březen až květen.

Zdroj: Vysoudil (2000)

Tyto závislosti popisuje tzv. Vojejkovův zákon: „vypouklé (konvexní) tvary georeliéfu, např. kopec, hřbet nebo vrchol, mají denní amplitudy teploty vzduchu menší než rovinné polohy a ty menší než vhloubené (konkávni) tvary georeliéfu, např. údolí, kotliny, soutěsky“ (Vysoudil, 2000, s. 62). V nižších polohách je totiž možné v průměru očekávat vyšší maxima (vlivem vertikálního teplotního gradientu v troposféře a snadnějšímu ohřívání konkávniho reliéfu během dne¹⁴), ale i nižší minima teplot (vlivem zatékání těžšího, chladného vzduchu).

Uvedená zákonitost platí během celého roku, zesiluje s rostoucí denní amplitudou (Křupalová, 2010) a může činit až několik °C na sto metrů výšky (viz obr. 3).

¹³ vzhledem k zaměření práce nepovažuji za relevantní uvádět kompletní výčet faktorů astronomické a cirkulační povahy

¹⁴ Bednář, Zikmunda (1985)

Maximální hodnoty denní amplitudy teploty jsou (v kontinentálním klimatu) vázány na teplý půlrok, často již na jarní měsíce¹⁵, minimální hodnoty bývají dosahovány typicky okolo zimního slunovratu (Vysoudil, 2000). Amplituda teploty se v MVA, obdobně jako v půdě, se vzdáleností od povrchu zmenšuje a zpožďuje (Bednář, Zikmunda, 1985).

2.3.2 Denní a roční chod vlhkosti vzduchu

Denní chod relativní vlhkosti vzduchu je inverzní chodu teploty. Relativní vlhkost vzduchu je důležitá z hlediska vzniku oblačnosti, ale nevypovídá nijak o množství vodních par ve vzduchu. Denní chod měrné vlhkosti vzduchu (ve 2 m) je zejména v teplém období charakteristický dvěma maximy a minimy¹⁶. Během noci se s poklesem teploty snižuje výpar a (měrná) vlhkost vzduchu klesá až do okamžiku východu slunce. Radiace podněcuje výpar a vlhkost roste v důsledku konvergence vertikálního toku na dané hladině. Vlivem intenzivní radiace, rostoucí turbulence a přenosu vodní páry výše do MVA vzniká během dne podružné minimum. Ve večerních hodinách slábnou turbulence, ale vzhledem k pokračujícímu výparu se vytváří druhé maximum. Pokud je malá intenzita turbulentní výměny (chladná část roku), v blízkosti povrchu či nad vodní hladinou (kde je na rozdíl od půdy stále dostatek vody pro vypařování), je běžný chod s jedním minimem a maximem korelujícími s intenzitou výparu (Bednář, Zikmunda, 1985). V případě absence vody na výpar, což je běžné u antropogenních povrchů, je obsah vodní páry ve vzduchu zcela závislý na horizontální advekci.

2.3.3 Denní a roční chod rychlosti větru, místní cirkulační systémy

Charakter proudění vzduchu je zásadní pro rozvoj a přetrvávání inverzních situací. V případě tzv. statických inverzí (Vysoudil, 2000) je nízká rychlost větru zásadní, neboť brání promíchání inverzně stratifikovaného vzduchu. Vysoká rychlost větru naopak vyrovnává hodnotu vertikálního gradientu teploty s adiabatickým (Koldovský, 1970).

Pro proudění ve volné atmosféře platí nad územím ČR pokles rychlosti od severu k jihu o zhruba $0,5 \text{ m} \times \text{s}^{-1}$ na 100 km (v zimním období, ve výšce 800 m, podél 15. poledníku), v létě je tento gradient menší (Štekl, 1996).

Přízemní vítr je výslednicí tří složek – barické, termické a terénní (Sobíšek, 2000). Barická složka závisí na rozložení tlakových útvarů v Evropě a jejím okolí. Jsou to Islandská tlaková níže, Azorská tlaková výše, zimní Asijská tlaková výše, zimní středomořská cyklona a letní Jihoasijská cyklona. Poloha a intenzita těchto útvarů ovlivňuje bezprostředně rychlost i směr větru nad územím ČR. Z klimatologického hlediska má na průměrné charakteristiky větru vliv průměrná poloha a intenzita uvedených barických útvarů za delší časové období. Termická složka se projevuje lokálními odchylkami od průměrného stavu pole v závislosti na různé tepelné a radiační bilanci zemského povrchu na různých místech. Tato složka je velmi proměnlivá jak prostorově, tak časově a je hlavní příčinou denního chodu rychlosti a směru

¹⁵ na jaře bývá běžné již intenzivní oteplování vzduchu odpoledne, během nočních a ranních hodin teplota ale stále klesá nízkou vzhledem k po zimě prochlazenému povrchu

¹⁶ typ pevninský či letní (Vysoudil, 2000)

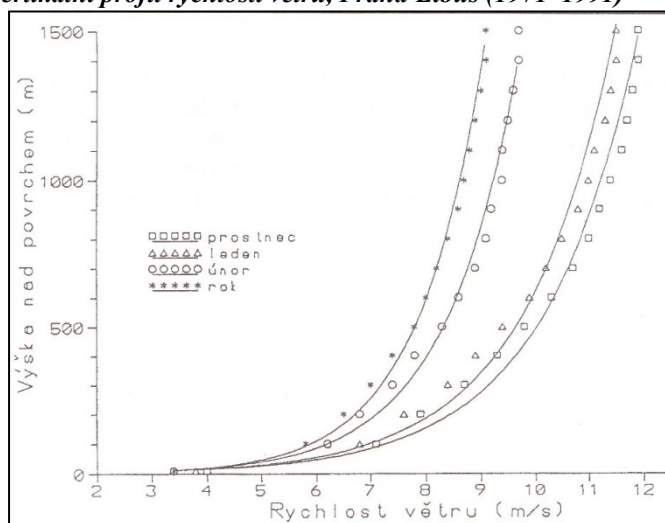
větru. Vliv této složky je také patrný při srovnání nížinného a horského typu denního chodu rychlosti větru. Terénní složka (orografie) ovlivňuje pole větru v různém měřítku. V makrometeorologickém měřítku má hlavní význam kotlinová poloha ČR, snížení terénu mezi Alpami a Karpaty vyvolává tzv. „dýzový“ efekt proudění. Ostatní terénní tvary v ČR ovlivňují proudění na menších územních celcích a jejich vliv závisí především na směru proudění. Zvýšený terén vyvolává návětrný a závětrný efekt, stáčení směru větru do osy dlouhých údolí a změnu jeho rychlosti při zužování či rozšiřování údolí.

Rychlost větru je výrazně ovlivněna místními vlivy. Tolasz (1995) porovnal trendy rychlosti větru vyjádřené ročními průměry na stanicích Mošnov a Ostrava-Poruba, vzájemně vzdálených pouhých 14 km. Zatímco v Mošnově, nacházejícím se prakticky ve volné krajině, rychlost větru ve sledovaném období stabilně mírně rostla, v Ostravě-Porubě se poměrně výrazně snižovala s postupujícím rozšiřováním aglomerace.

Časová variabilita rychlosti větru má charakter periodických a aperiodických změn. Zdrojem aperiodických změn (různého časového i prostorového rozsahu) mohou být víry turbulentního proudění, konvekční jevy, atmosférické fronty či pohyblivé cyklony. Periodické změny se projevují ve formě denního a ročního chodu.

Rozlišují se dva základní typy denního chodu rychlosti větru: nížinný (pevninský, přízemní) typ s maximem kolem poledne a minimem kolem půlnoci a horský (mořský, výškový) typ s maximem před půlnocí a minimem v dopoledních hodinách¹⁷. Rozhodující vliv na denní chod rychlosti větru má denní chod intenzity turbulence. Intenzivní promíchávání vzduchu ve dne vede k přenosu hybnosti vzduchu směrem k zemskému povrchu; důsledkem je zvyšování rychlosti větru u zemského povrchu a naopak snižování rychlosti větru v horní části MVA (Štekl et al., 2000). Amplituda denního chodu je potom nejvýraznější v místech s maximálním vlivem radiačně aktivního zemského povrchu v letním období.

Obr. 4 – Průměrný vertikální profil rychlosti větru, Praha-Libuš (1971–1991)



Zdroj: Štekl et al. (2000)

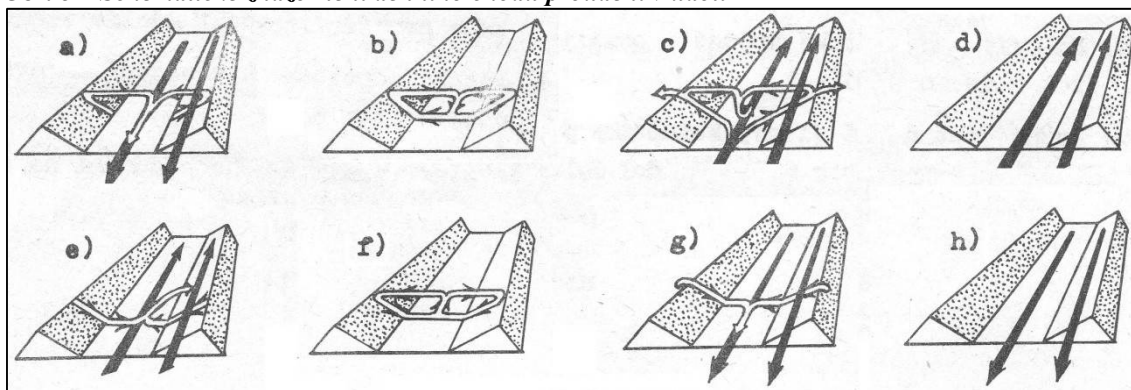
¹⁷horský typ denního chodu se projevuje pouze na vrcholech izolovaných hor významně převyšujících terén, jako např. na Sněžce, Pradědu, Lysé hoře či Milešovce (Štekl, 2008), není tedy přednostně určen nadmořskou výškou

V ročním chodu rychlosti větru lze podobně jako v denním najít rozdíly mezi stanicemi nížinného a horského typu. Bez ohledu na místo měření je minimum rychlosti v dlouhodobém průměru dosahováno v teplé části roku a maximum v zimě. (Štekl et al., 2000).

Na obrázku 4 jsou zachyceny průměrné hodnoty rychlosti větru pro zimní měsíce a roční průměr ve vertikálním profilu Prahy-Libuše. Vertikální změna rychlosti větru je největší v přízemní vrstvě atmosféry a s rostoucí výškou klesá. Zimní měsíce se vyznačují nejrychleji přibývajícím rychlostí větru s výškou, naopak nejstrmější tvar má křivka v létě. Obdobně větší přírůstek větru s výškou nastává v nočních hodinách, nejmenší v poledních. V denním chodu v poledních hodinách, resp. v ročním chodu v létě dosahuje totiž maxima vertikální přenos hybnosti z vyšších vrstev MVA směrem k zemskému povrchu, v jehož důsledku dochází k růstu rychlosti větru blíže zemskému povrchu na úkor vyšších pater MVA (Štekl, 1996).

Z hlediska inverzí teploty mají význam místní cirkulační systémy¹⁸. Jejich prvotní příčinou jsou rozdíly v tepelné bilanci aktivního povrchu mezi denními a nočními hodinami a tvar reliéfu. Jak již bylo zmíněno v kapitole 2.3.1, konkávní tvary reliéfu se efektivněji zahřívají. Vítr poté vane po svazích nahoru jako údolní (anabatický) vítr. V nočních hodinách podél svahů ochlazený vzduch klesá (horský, katabatický vítr) a ve špatně ventilovaných, konkávních tvarech reliéfu se hromadí v tzv. jezerech studeného vzduchu. Ty jsou typickými místy teplotních inverzí (Vysoudil, 2000). Schematické znázornění denního chodu proudění v údolí je znázorněno na obrázku 5.

Obr. 5 – Schematické znázornění denního chodu proudění v údolí



Poznámky: černými šipkami znázorněno proudění v údolí (ukloněného doleva dolů), bílými proudění po svazích – v druhé půli noci (g) a před východem slunce (h) převládá katabatické proudění podél hlavního údolí i svahů, po východu slunce (a) vznikají v nejpříhodnějších (osluněných) místech svahů vzestupné pohyby vzduchu, v údolí doznívá katabatický vítr, během dopoledne a poledne (b, c) se plně rozvíjí anabatické proudění nejdříve na svazích a posléze i v hlavním údolí, během odpoledne (d), navečer (e) a v první půli noci (f) se proudění na svazích postupně otáčí, v hlavním údolí je tento proces o několik hodin posunut.

Zdroj: upraveno dle Koldovského (1970)

Údolní a horské větry jsou příkladem topoklimatu vznikajícího zejména v radiačním počasí, při advekčním typu počasí se totiž topoklima a mikroklima nemusí vůbec vytvářet (Havlíčková, 2008). Chmelík (1988) obdobně za vhodné podmínky pro vznik místních

¹⁸ také místní větry (Vysoudil, 2000)

cirkulačních systémů označuje počasí s malou oblačností, s výrazným rozdílem v radiační a tepelné bilanci různě exponovaných ploch terénu a nevýrazné tlakové pole se slabým všeobecným prouděním.

Dle (Lutgens, Tarbuck, 1979) se s tímto fenoménem lze setkat již na velmi mírně ukloněných svazích a zároveň existuje typická sezonalita: anabatické větry jsou běžnější v teplé, katabatické v chladné části roku. Zároveň horský vítr je obecně méně „náročný“ na podmínky vzniku, např. v noci se může vyvinout i pod oblačnou oblohou.

Síla katabatického větru je přímo úměrná délce a sklonu svahu, nepřímo drsnosti povrchu. Jeho vertikální rozsah je většinou v řádu desítek metrů a maximum rychlosti zhruba ve čtvrtině vzdálenosti od svahu. Vertikální rozsah anabatického proudění je větší a je nepřímo úměrný sklonu svahu a stabilitě teplotního zvrstvení (Koldovský, 1970).

Förchgott (1971) pro anabatické proudění po mírném dlouhém svahu uvádí mocnost 500–1000 m a rychlost kolem 1 m/s.

2.4 Teplotní zvrstvení mezní vrstvy atmosféry

Na změny teploty s výškou má vliv řada faktorů, hlavním byl věnován prostor v předchozích kapitolách. Bylo také demonstrováno, že přenos energie ve vzduchu molekulárním vedením je značně pomalý. Vzhledem k této skutečnosti se změny základních fyzikálních vlastností vzduchových hmot při vertikálních pohybech realizují prakticky bez výměny energie s okolím, tzv. adiabaticky (Vysoudil, 2000). Změna objemu pohybující se vzduchové částice v závislosti na měnícím se tlaku okolního vzduchu je možná pouze transformací tepelné a kinetické energie a nutně vede i ke změně teploty. Nedochází-li k fázovým změnám vodní páry obsažené ve vzduchu, lze uvedeného vztahu použít k zavedení tzv. potenciální teploty, odpovídající teplotě uvažovaného plynu při tlaku 1000 hPa (Bednář, Zikmunda, 1985), a tzv. suchoadiabatického gradientu, kvantifikujícího úbytek teploty vzduchu asi o 0,98 °C na 100 m výšky (Pechala, Bednář, 1991).

Ve skutečnosti přítomnost vodní páry ve vzduchu hodnotu adiabatického gradientu mírně snižuje. Zásadní změna ovšem nastává ve chvíli, kdy stoupající vzduch dosáhne stavu nasycení vodními parami¹⁹. Při jeho dalším adiabatickém ochlazení přebytečná vodní pára kondenzuje²⁰ či sublimuje a uvolněné latentní teplo hodnotu nasyceně adiabatického gradientu teploty významně snižuje. Často uváděná hodnota 0,65 °C na 100 m výšky je ve skutečnosti závislá na tlaku a teplotě (obr. 6).

¹⁹ dojde k tomu v tzv. výstupné kondenzační hladině

²⁰ vzhledem k extrémní energetické náročnosti vzniku vody spojováním molekul vodní páry je prakticky nezbytná přítomnost aerosolových částic (tzv. kondenzačních jader) ve vzduchu (Bednář, Zikmunda, 1985)

Obdobně jako potenciální teplotu lze definovat adiabatickou vlhkou potenciální teplotu, která je rovna teplotě odpovídajícího vzduchu nasyceně adiabaticky stlačeného na tlak 1000 hPa²¹ (Pechala, Bednář, 1991).

Obr. 6 – Závislost nasyceně adiabatického gradientu teploty na teplotě a tlaku vzduchu

p/T	253	263	273	283	293	303
1 000	0,87	0,76	0,65	0,53	0,43	0,36
750	0,84	0,71	0,59	0,48	0,39	0,33
500	0,78	0,64	0,51	0,41	0,33	0,29
250	0,67	0,50	0,39	0,31	0,27	0,25

Poznámky: tlak vzduchu (p) v hPa, teplota (T) v K

Zdroj: upraveno dle (Pechala, Bednář, 1991)

Běžný průměrný pokles teploty o 0,65 °C na 100 metrů výšky odpovídá také tzv. standardní atmosféře, resp. jejím spodním 11 km²². Pozorovaná hodnota vertikálního teplotního gradientu se však může pohybovat v širokých mezích. Vzhledem ke skutečnostem uvedeným v kapitole 2.2 a faktu, že s výškou klesá velikost tlakového gradientu (vlivem klesající hustoty), za normální lze považovat podmínky, kdy se vzduch s výškou ochlazuje a hodnota vertikálního teplotního gradientu se snižuje. V případech, kdy je vertikální teplotní gradient záporný, hovoříme o inverzích teploty, mezním stavem je teplotní izotermie (Vysoudil, 2000).

Má-li vzduchová částice při vychýlení z původní polohy tendenci k návratu do původní hladiny, stav atmosféry (či teplotní zvrstvení) je stabilní. Setrvává-li ve vyvolaném pohybu, je stav instabilní (labilní), indiferentním stavem se rozumí, nejeví-li žádnou tendenci k pohybu. Na výslednou situaci může mít za určitých podmínek kromě vertikálního teplotního gradientu vliv latentní teplo. Je-li vzduch nenasycený vodními parami, indiferentní stav je dosažen při rovnosti vertikálního teplotního a suchoadiabatického gradientu, v okamžiku nasycení při rovnosti s nasyceně adiabatickým gradientem. Instability vzduchu je dosaženo, pokud teplota klesá s výškou rychleji než příslušná adiabata, stability naopak při poklesu pomalejším, při teplotní izotermii či inverzi (Bednář, Zikmunda, 1985). Absolutní stabilitou (instabilitou) se rozumí stav shodný pro nasycený i nenasycený vzduch, podmíněnou instabilitou stav instability vzhledem k nasycenému a stability vzhledem k nenasycenému vzduchu (Pechala, Bednář, 1991). Koldovský (1970) označuje gradienty odpovídající absolutní instabilitě, resp. absolutní stabilitě jako superadiabatický, resp. subadiabatický.

Stabilitu je možné vyjádřit také za pomoci výše definovaných potenciálních teplot. Pro suchý vzduch je indiferentní zvrstvení takové, když změna potenciální teploty s výškou je rovna nule, stabilní při hodnotě kladné a instabilní při záporné. V případě vzduchové vrstvy přemístěné nad výstupnou kondenzační hladinu platí stejné rovnosti pro adiabatickou nasycenou potenciální teplotu (Pechala, Bednář, 1991).

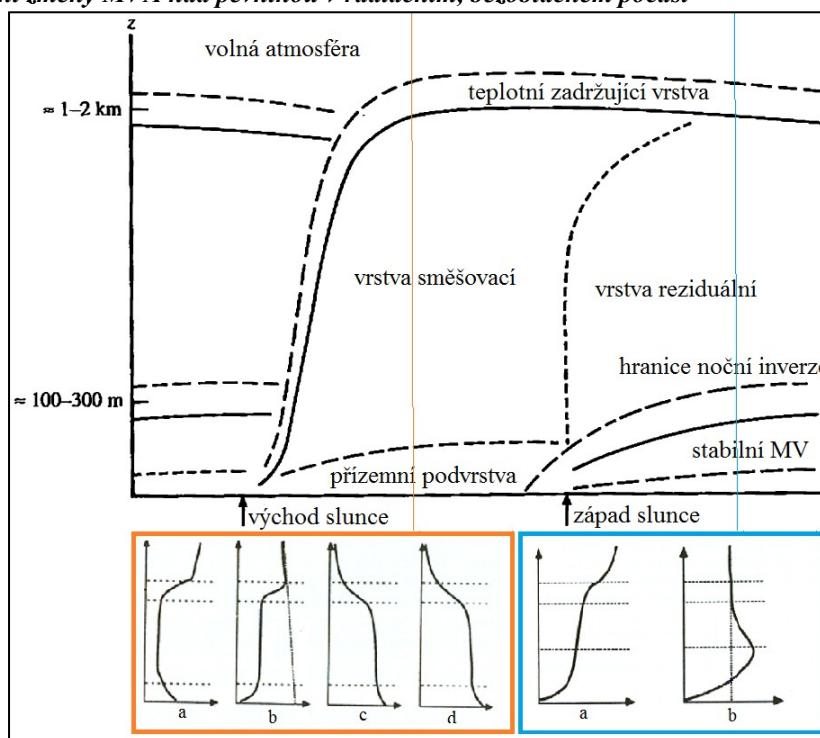
²¹ základním předpokladem je zachování vratných adiabatických podmínek, což v praxi zpravidla není splněno vlivem vypadávání srážek; pro mezní případ, kdy veškerá vodní pára ve vzduchu obsažená z kondenzuje a vypadne ve formě srážek, má vysušený vzduch při stlačení na úroveň 1000 hPa tzv. (adiabatickou) ekvivalentní potenciální teplotu; je zásadní pro posouzení stability teplotního zvrstvení při pseudoadiabatických dějích

²² dle metodiky ICAO (International Civil Aviation Organization)

2.4.1 Charakteristická denní a noční mezní vrstva v radiačním počasí

Členění MVA popsané v hrubých rysech v kapitole 2.1 během dne prodělává typický vývoj. Na obrázku 7 je tento vývoj schematizován pro podmínky homogenních vlastností zemského povrchu a radiačního typu počasí bez tvorby (výrazné) oblačnosti²³. Po východu slunce postupně zaniká přízemní radiační inverze a pod ní se vytváří mělká vrstva vzduchu s rozvíjející se termickou konvekci²⁴ (směšovací vrstva). Tato vrstva postupně během dne narůstá a je shora omezena (stabilně zvrstvenou) teplotní zadržující vrstvou²⁵ (Garratt, 1992). Dvořák (2010) tuto vrstvu označuje také jako zónu vtahování²⁶, neboť zde dochází k vtahování vzduchu z volné atmosféry do MVA. Tento proces je zásadní pro narůstání její mocnosti a vytváří rovněž vrstvu výrazných vertikálních gradientů umožňujících (např. při sondážním měření) zachytit horní hranici MVA.

Obr. 7 – Denní změny MVA nad pevninou v radiačním, bezoblačném počasí



Poznámky: typické **denní** a **noční** vertikální profily **a)** potenciální teploty, **b)** rychlosti větru, **c)** absolutní vlhkosti vzduchu, **d)** koncentrací škodlivin. Horizontální osa je časová, vertikální zobrazuje výšku nad povrchem.

Zdroj: upraveno podle Garratt (1992) a Stull (1988)

S deficitem tepelné bilance povrchu se začíná rozvíjet přízemní inverze teploty vzduchu a mělká stabilní (noční) mezní vrstva (SMV). Jejich rozsah se zpravidla nerovná.

²³ popisuje dobře situaci nad naším územím, pokud je v létě v centru anticyklony či ve východním proudění s advekci teplého, suchého pevninského vzduchu (Skyfly)

²⁴ také tzv. insolační konvekce (Sobišek, 1993)

²⁵ Garratt (1992) uvádí jako běžné hodnoty pro letní den čas rozpadu noční inverze o mocnosti 250 m cca 2,5 hodiny (v zimě přes 4 hodiny vlivem slabé radiace), nárůst mocnosti směšovací vrstvy v poledne cca 144 m/hod

²⁶ překlad termínu „entrainment zone“

Na rozvoji SMV se také podílí turbulence, byť ve výrazně menší míře než během dne (Garratt, 1992). Nad SMV se vytváří vrstva s indiferentním teplotním zvrstvením a málo intenzivní konvekci jako pozůstatek denní směšovací vrstvy, zvaná reziduální (Dvořák, 2010).

Dle Garratta (1992) se kromě spodních cca 10 % a horních 20 % SMV (kde dominuje radiační vyzařování) přednostně uplatňuje právě ochlazování turbulentní divergencí tepla.

Studie v rámci projektu CASES-99 (např. Ha, Mahrt, 2003; Sun et al., 2003) nicméně naznačily, že časně večer dominuje zcela radiační ochlazování vzduchu, zatímco teprve později během noci, zejm. ve vyšších hladinách, může hrát určitou roli právě i turbulentní přenos tepla, vyvolaný např. nízkohladinovým tryskovým prouděním²⁷. Intenzita radiačního ochlazování je přímo úměrná teplotě a absolutní vlhkosti vzduchu²⁸ a maximálních hodnot dosahuje v bezprostřední blízkosti zemského povrchu. Měřené i modelované radiační a turbulentní toky tepla nevysvětlují změny teplot (zejména v blízkosti povrchu) zcela, pravděpodobně vlivem advekce chladného vzduchu²⁹.

Popsaný model dobře odpovídá anticyklonálním podmínkám, při kterých subsidence vzduchu vyvolává přízemní divergenci proudění a MVA bývá vertikálně dobře omezena. V tlakových nížích vlivem přízemní konvergence proudění a vytváření výstupných proudů se naopak posouvá horní hranice výš, její poloha je značně proměnlivá v čase a mnohdy je prakticky nemožné stanovit, kde se nachází. Rozdíl je také v oblačnosti. V prvním případě se oblačnost zpravidla omezuje (vytváří-li se³⁰) na nízké patro a na oblaky druhu Cumulus humilis či Stratocumulus³¹, v druhém případě bývá oblačnost bohatší a základna oblaků se může vyskytovat prakticky kdekoliv. Vývoj oblačnosti ve směšovací vrstvě umocňuje její radiační ochlazování a zesiluje klesavé proudy chladného vzduchu od vrcholů oblačnosti k zemi.

Zdrojem oblačných formací známých jako Kelvin-Helmholtzovy vlny může být ale i samotný stříh větru na horní hranici MVA (Dvořák, 2010).

Při advekcím typu počasí a (nebo) při absenci zadržující vrstvy jsou popsané mechanismy značně modifikovány. Při advekci teplého vzduchu nad chladnější povrch (např. po přechodu teplé fronty) se může stabilní mezní vrstva vytvářet i během dne (Dvořák, 2010), naopak přichází-li studený vzduch nad teplý povrch, zvrstvení se může labilizovat i v noci.

Koldovský (1970) nabízí základní typizaci MVA (bez přihlédnutí k přízemní podvrstvě). Z celkem 5 základních typů z hlediska výskytu inverzí stojí za zmínku typ I (Inverzní typ) a typ Ia (Inverzní typ s přízemní mísící vrstvou), viz obr. 8. Typ I je přitom definován mohutnou inverzí teploty sahající 500 až 1500 m nad zemský povrch, slabou ventilací při povrchu s podmínkami vhodnými pro vznik mlh a maximální rychlostí větru ve výšce 200–500 m. Pro typ Ia platí navíc vytváření vrstvy mísení silné 100–200 m s normálním teplotním

²⁷ také nízkohladinový jet-stream, noční jet (Dvořák, 2010), patrný na profilu „b“ na obrázku 7

²⁸ v podmínkách bez vznikající oblačnosti

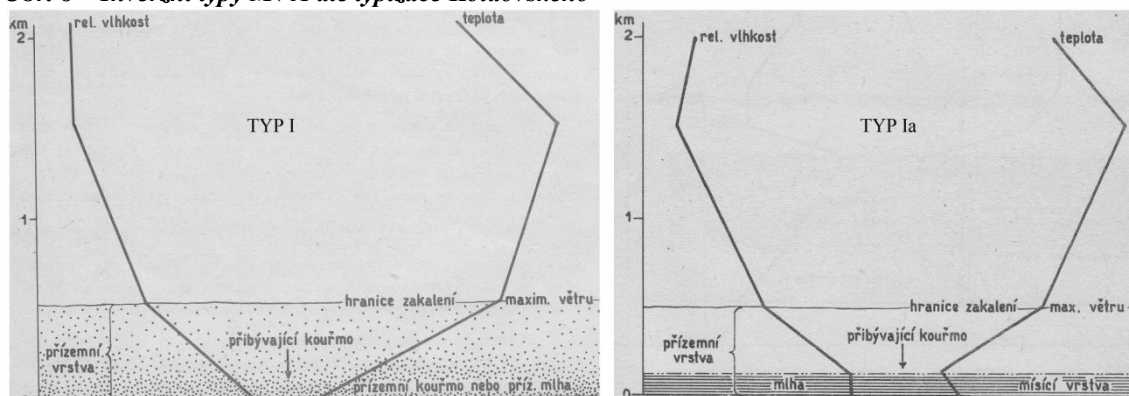
²⁹ nemusí se jednat o advekci vyvolanou (makro)synoptickými příčinami, jako impulz k turbulenci postačí již pomalé katabatické proudění

³⁰ vytváří-li se oblaka ve směšovací vrstvě, dělí se tato na oblačnou a podoblačnou vrstvu

³¹ dle (Sobíšek, 1993) vytváří typickou inverzní oblačnost i oblaky druhu stratus a altostratus, k rozvoji tohoto typu oblačnosti dochází „při nahromadění vodní páry pod zadržující vrstvou výškové inverze a radiačním ochlazením podinverzní vrstvy pod *teplotu rosného bodu*“

zvrstvením a typickou tvorbou mlhy. Vertikálním vývojem této vrstvy, svrchu omezené výraznou teplotní inverzí, vzniká typ II (Stratovitý typ) s mohutnou vrstvou mlhy, od povrchu často oddělené bezoblačnou vrstvou.

Obr. 8 – Inverzní typy MVA dle typizace Koldovského



Poznámky: vysvětlivky viz text.

Zdroj: upraveno dle Koldovského (1970)

Popis Ia indikuje inverzi vyvolanou dlouhodobou negativní tepelnou bilancí. Otázkou je maximum větru a hranice zakalení vázané na horní hranici „přizemní vrstvy“ (v současné terminologii MVA či spíše SMV) – např. Chmelík (1987) toto maximum identifikuje nad Prahou pouze v nočních hodinách, nad Popradem ovšem prakticky vůbec; hodnotí nicméně pouze některé cirkulační typy. Méně výrazná výše ležící vrstva by v připodobnění k obr. 7 měla odpovídat reziduální vrstvě, byť postupně měnící své vlastnosti (rozvoj inverze, snižování intenzity konvekce). Podtyp Ia je zvláštní vývojem „mísící“ (současnou terminologií směšovací) vrstvy a jeho vývoj lze očekávat při (dočasném) nárůstu termické konvekce při povrchu země z typu I (např. během dne).

2.5 Typy inverzí teploty

Dosavadní text byl zaměřen na popis MVA, zejména na podmínky vedoucí k tvorbě inverzí v jejím rámci. Tato kapitola uvádí kompletní přehled inverzí teploty v troposféře, neboť jak již bylo uvedeno, vymezení MVA je v reálné atmosféře často velmi problematické, a nadto veškeré inverze v troposféře mají potenciál pro ovlivnění počasí a nejrůznějších jevů odehrávajících se v atmosféře a nelze je tudíž přehlížet.

Pro dělení teplotních inverzí se využívá různých hledisek, nejběžnější a také v literatuře nejčastěji používané jsou výška inverzní vrstvy nad zemí a příčina vzniku, méně obvyklými jsou např. uplatnění advekčních či dynamických příčin vzniku, denní doba vzniku (existence), množství inverzních vrstev vyskytujících se současně ve vertikálním profilu či otázka polygeneze (nejen u smíšených inverzí). Pro podobnější popis se dále využívá parametrů, jako jsou výška nad zemským povrchem, vertikální rozsah, rozdíl teploty mezi horní a dolní hranicí a průměrný teplotní gradient na jednotku výšky.

2.5.1 Dělení dle výšky nad aktivním povrchem

Dle výšky nad zemským povrchem lze rozdělit inverze teploty na přízemní a výškové. Přízemní inverze začínají bezprostředně u povrchu a zpravidla se (v našich podmínkách) jedná o inverze radiační, méně často advekční. Inverze výškové mají dolní hranici v určité výšce nad zemským povrchem a lze je dále dělit na výškové inverze v MVA a ve volné atmosféře. Z hlediska geneze se jedná o bohatou skupinu (viz 2.5.2). Přízemní inverze se vyskytují buď jako inverze jednoduché, nebo spolu s jednou (či více inverzemi výškovými) jako „smíšené“³² (viz obr. 9).

2.5.2 Dělení dle příčiny vzniku

Nejběžnější přístup k dělení inverzí je podle meteorologických příčin uplatňujících se při jejich vzniku.

Radiačním inverzím byla věnována velká pozornost již dříve. V prostředí střední Evropy jsou běžným jevem během celého roku, v létě jsou vázány na běžné anticyklonální počasí, v zimě se přes častější advekci vytvářejí díky výrazně záporné radiační bilanci po většinu dne. Zimní radiační inverze jsou z pohledu meteorologického i společenského jedním z nejvýznamnějších atmosférických jevů. Jejich vzniku napomáhají oblačnost, různé příměsi v atmosféře (blokují sluneční radiaci a zároveň ovlivňují významně vyzařování) i sněhová pokrývka. Ta efektivně odráží příchozí krátkovlnné záření a zároveň brání přívodu tepla z půdy. V konkávních částech reliéfu je radiační inverze výrazným znakem klimatu.

Z radiačních příčin vznikají i inverze výškové nad vrstvou se zvýšeným obsahem vodní páry či ještě efektivněji nad oblačností (Bednář, Zikmunda, 1985).

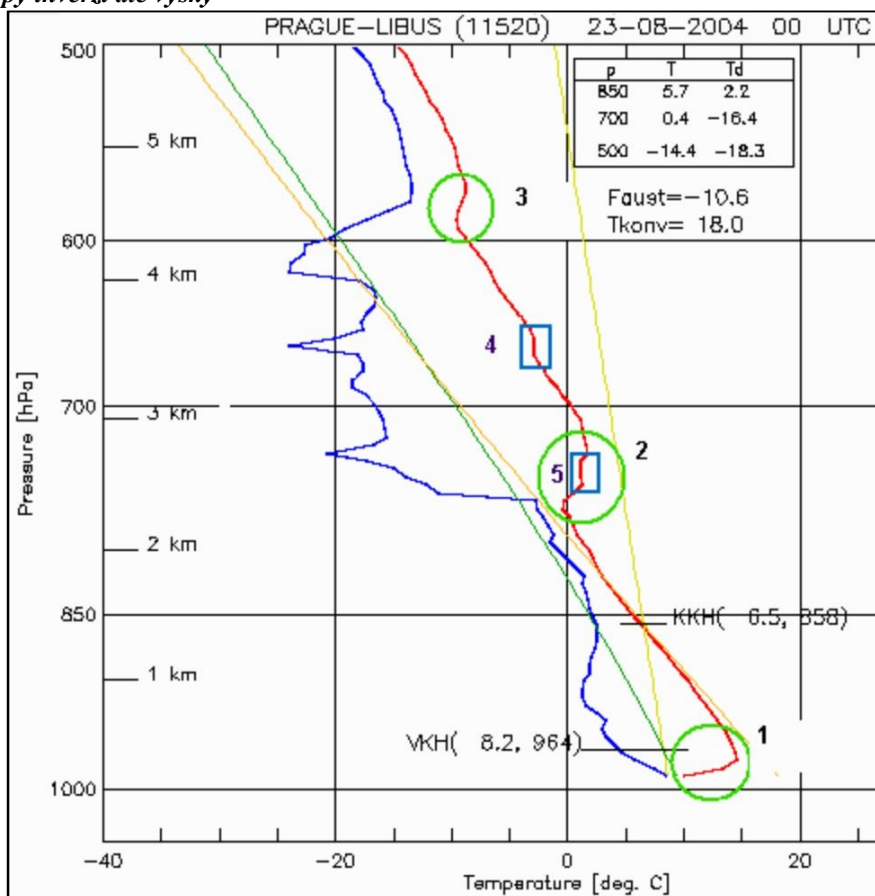
Dalším běžně se vyskytujícím typem jsou inverze advekční. Přízemní advekční inverze vznikají při nasunutí relativně teplého vzduchu nad prochlazený povrch, nad pevninou jsou tedy vázány zejm. na zimní období. Prochlazování přízemní vrstvy vzduchu při advekci je rychlejší nad ustupující sněhovou pokrývkou odčerpáváním energie na tání. Advekce může být také efektivní příčinou vzniku mohutných a stabilních zimních inverzí. Bednář a Zikmunda (1985) uvádějí např. advekci teplého vzduchu od jihu v týlu tlakové výše, která předtím přešla území střední Evropy zhruba ve směru od západu k východu a vyplnila Českou kotlinu chladným vzduchem. Takto vytvořená výšková inverze může blokovat mísení vzduchu po dobu několika dnů.

Subsidenční inverze jsou ve velkém měřítku vázány na sesedání vzduchu v tlakových výších a na oblasti os hřebenů vysokého tlaku vzduchu (Sobišek, 1993). Ze stabilní (ale nikoli inverzí) vrstvy vzniká inverzní výraznějším adiabatickým oteplením (pouze) klesajícího a výše položeného vzduchu oproti vzduchu ležícímu blíže zemskému povrchu a již také výrazně divergujícímu. Subsidenční inverze jsou významným faktorem blokujícím (zpomalujícím) vertikální rozvoj MVA a oblačnosti, včetně určování vzniku a charakteru bouřek v teplé části roku.

³² tento termín použitý ve (Vysoudil, 2000) ale není úplně šťastný, inverze se vyskytují nezávisle na sobě, nesměšují se; Bednář a Zikmunda (1985) pro podobný případ používají přesnější popis „přízemní inverze spolu s výškovou“, Lutgens a Tarbuck (1979) označení „double inversion“

Vysoudil (2000) upozorňuje na skutečnost, že subsidenční inverze v zimních anticyklonách urychlují vývoj mocných inverzí přízemních rozvojem „shora“ za současného nárůstu inverzí radiačních. Pro inverze vznikající sesedáním vzduchu je typická nízká relativní vlhkost – do inverzní vrstvy vodní páry prakticky nemají šanci proniknout. Při přechodu inverzní vrstvy přes určité (vyvýšené) místo je charakteristický pokles často z hodnot blízkých stavu nasycení (vodní pára se hromadí pod inverzní vrstvou) i na méně než 20 %. Vznikají zejména v zimním půlroce (Chromov, 1968)³³. Tento efekt se v literatuře označuje různými termíny, Štekl (2006) užívá název anticyklonální či volný fén nebo také fén volné atmosféry. Je pozorovaný často na horských stanicích, např. na sekulární řadě Milešovky (837 m n. m.) lze identifikovat šest extrémních případů s relativní vlhkostí 10 % a menší s absolutními minimy blízcími se 0 %.

Obr. 9 – Typy inverzí dle výšky



Poznámky: na (červené) křivce teplotního zvrstvení pro aerologickou stanicí Praha-Libuš (23. 8. 2004, 00 UTC) je zobrazena přízemní radiační inverze (1) a dvě výškové inverze (2, 3) subsidenční. Jako 4 a 5 vyznačeny oblasti subsidenčních izotermií.

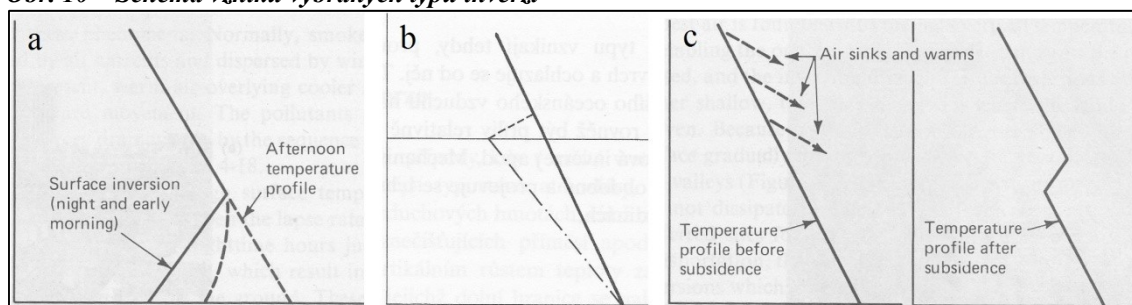
Zdroj: ČHMÚ (a)

³³ autor uvádí průměrné hodnoty relativní vlhkosti na spodní a horní hraně inverzní vrstvy nad Bodamským jezerem 96, resp. 43 %

Mechanismus vzniku pasátových inverzí je obdobný typu předchozímu, subsidencí relativně teplého suchého vzduchu proudícího ve vyšších hladinách troposféry z tropických šířek vzniká výrazné rozhraní oproti vlhkému pasátovému vzduchu hnanému při zemi horizontálním tlakovým gradientem opačným směrem (Sobíšek, 1993).

Vznik vybraných typů inverzí je naznačen na obrázku 10.

Obr. 10 – Schéma vzniku vybraných typů inverzí



Poznámky: na horizontální ose je jednotkou teplota, na vertikální ose výška nad povrchem; **a)** inverze radiační přízemní, **b)** inverze turbulentní (plnou čarou stabilní zvrstvení, čerchovaně indiferentní zvrstvení ve směšovací vrstvě s inverzí v horní části profilu), **c)** inverze subsidenční.

Zdroj: upraveno dle Lutgens a Tarbuck (1979), Pechala a Zikmunda (1991)

Inverze teploty turbulentní je obvykle nepřilíživá výšková inverze nacházející se nad směšovací vrstvou. Jedná se o vrstvu vzduchu, která byla původně součástí stabilní mezní vrstvy. Teplota ve směšovací vrstvě klesá s výškou rychleji než ve volné atmosféře či reziduální vrstvě a vzniklá inverzní vrstva tak vyrovnává vzniklý rozdíl teplot³⁴.

Na atmosférických frontách vznikají tzv. frontální inverze vázané na nasouvání teplého vzduchu nad chladnější na teplé frontě či nadzvedávání teplého vzduchu podsouvající se chladnější vzduchovou hmotou na frontě studené (Sobíšek, 1993).

2.5.3 Jiné přístupy k dělení inverzí

Kromě uvedených dvou kritérií např. Sobíšek (1993) uvádí dělení na inverze statické a dynamické. Statické inverze považuje za radiační v širším smyslu a dynamické za inverze vznikající z dynamických příčin, nejčastěji vlivem advekce, turbulence a subsidence vzduchu. Dále v denním chodu vymezuje charakteristické inverze noční, což jsou radiační inverze v MVA, nejčastěji přiléhající přímo k zemskému povrchu za jasných nocí se slabou ventilací. Po východu slunce se rychle rozpouštějí.

Dle ročního období je možné vymezit co do mechanismu zániku inverze letní a zimní. Zatímco v létě je účinným mechanismem rozpouštění inverzí v MVA termická konvekce, v zimním období, vyvine-li se inverze do určitého rozsahu, je jediným mechanismem jejího odstranění vytlačení advehovaným vzduchem.

Pro inverze nad vodní plochou platí výrazně menší četnost než nad pevninou, snad s výjimkou inverzí advekčních (Chromov, 1968).

³⁴ viz také obr. 7

2.6 Oblačnost a jevy vázané na inverze teploty

2.6.1 Oblaky a hydrometeory

Druhy oblaků (a procesy vedoucí k jejich tvorbě) vázané na inverze teploty byly již zmíněny v předchozích kapitolách. Pro jejich souhrnné označení se také užívá termínu inverzní oblačnost.³⁵ Oblačnost vázanou na inverzní vrstvy je v řadě případů možné právem považovat za významný meteorologický hazard (Lutgens, Tarbuck, 1979). Příkladem může být stratus vyvinutý pod subsidenční vrstvou v kvazistacionární anticykloně v zimním období nad pevninou, v mocnosti i mnoha set metrů, označovaný také jako vysoká (podinverzní) mlha (Sobíšek, 1993). Vzhledem k tomu, že většina lidských aktivit je vázána na zemský povrch, větší skutečná rizika přinášejí právě mlhy. Pro jejich odlišení od oblaků je dle vžitě definice kritériem pouze poloha pozorovatele.

Mlha je jedním z tzv. hydrometeorů (atmosférických jevů vytvořených soustavou částic vody v kapalném nebo tuhém skupenství) definovaným tak, že zmenšuje horizontální dohlednost alespoň v jednom směru pod 1 km³⁶. Dosažení relativní vlhkosti blízké (či rovné) 100 % může být uskutečněno snížením teploty vzduchu na úroveň teploty rosného bodu nebo dodatečným zvýšením vlhkosti vzduchu (Sobíšek, 1993). K dělení mlh se užívá řady kritérií, která jsou do značné míry podobná těm uvedeným při dělení inverzí teplot.

Dohlednost je nepřímo úměrná množství obsažené vody (dále LWC, *Liquid Water Content*). Fišák (2007) upozorňuje na základě pozorování na Milešovce na úzkou vazbu LWC na teplotě (nejvyšší LWC odpovídá teplotě cca 2–3 °C, při teplotě nižší a vyšší klesá) a délce mlžné epizody (delší epizody se stratovitou, inverzní oblačností vykazují obvykle vyšší hodnoty LWC).

Lutgens a Tarbuck (1979) upozorňují na vliv rychlosti větru na vznik, charakter a rozpouštění mlh. Pro radiační mlhy v případě vzniku za bezvětří platí výrazná intenzita a minimální mocnost, mírný vítr (do 3–4 m/s) vertikální rozsah zvětšuje, aniž by došlo k rozpouštění mlhy. Silnější proudění již vyvolá natolik velkou turbulenci, že se mlha nevytvoří. Mlha advekčního typu je oproti tomu vázána na živější cirkulaci vzduchu. Pokud je turbulence dostatečná (běžně již při cca 3–10 m/s), stejně jako rozdíl teplot povrchu země a vzduchu a obsah vodní páry v něm, mlha je mocná až několik set metrů a v čase stabilní.

V mělkých inverzních vrstvách nad vodní hladinou při advekci relativně chladného vzduchu vzniká mlha z vypařování. Klimaticky nejpříznivějším obdobím jejich vzniku v našem prostředí je podzim (Sobíšek, 1993).

Je zřejmé, že na vznik mlh i jejich následnou existenci má zásadní vliv charakter aktivního povrchu. Rozhodují krajinný pokryv, saturace povrchové vrstvy vodou, drsnost povrchu či tvary reliéfu. Člověk toto vše ovlivňuje velmi významně v hustě osídlených aglomeracích, kromě

³⁵ jedná se pouze o inverze výškové, z hlediska pozorovatele se pro oblačnost bezprostředně při zemi používá souhrnný název mlha bez rozdílu druhu oblaku (Sobíšek, 1993)

³⁶ její intenzita se v klimatologii hodnotí dle dohlednosti jako slabá (500 až 1000 m), mírná (200 až 500 m), silná (50 až 200 m) a pod 50 m jako velmi silná (Sobíšek, 1993)

toho (nejen zde) mění i složení atmosféry, např. množství kondenzačních jader a radiačně aktivních plynů.

Novák (1976) z hlediska předpovědi mlhy upozorňuje na nutnost zohlednit všechny tyto fyzikální i makrosynoptické prvky: směr a rychlost přízemního i výškového větru, vertikální gradienty teploty a specifické vlhkosti, relativní vlhkost vzduchu při zemi, výšku základny nízké oblačnosti, dohlednost před mlhou, srážky, stav půdy, množství oblačnosti, advekci vzduchu a přechody front. Teplotní inverze je tudíž významným faktorem, nicméně není podmínkou nezbytně nutnou ani postačující.

Jestliže se horizontální dohlednost vlivem přítomnosti vodních kapiček pohybuje v rozsahu 1–10 km, mluví se o kouřmu. Relativní vlhkost je podobně jako v případě mlhy vysoká, vzduch však není vodními parami nasycen. Etymologická podobnost termínu kouř (produkty hoření všech skupenství) neodráží tedy fyzikální ani chemickou podstatu.

2.6.2 Litometeory

Snížení horizontální dohlednosti pod 10 km vlivem tuhých příměsí je označuje jako zákal. Zakalení atmosféry³⁷ nejrůznějšími antropogenními produkty často předchází vzniku mlhy. Již při relativní vlhkosti kolem 70 % začíná kondenzace na neaktivnějších kondenzačních jádrech a zákal postupně přechází nejdříve v kouřmo a následně často i mlhu. Směs kouře a mlhy se poté označuje také jako smog. Kromě nejrůznějších produktů hoření ale významným zdrojem litometeorů může být i větrná eroze, např. v oblastech intenzivního zemědělství či těžby surovin. Kromě kouře a zákalu se tak v souvislosti s pevnou složkou aerosolu hovoří např. o zvířeném prachu či písku nebo prachových či písečných vichřicích či vírech (Sobíšek, 1993).

2.6.3 Znečištění atmosféry

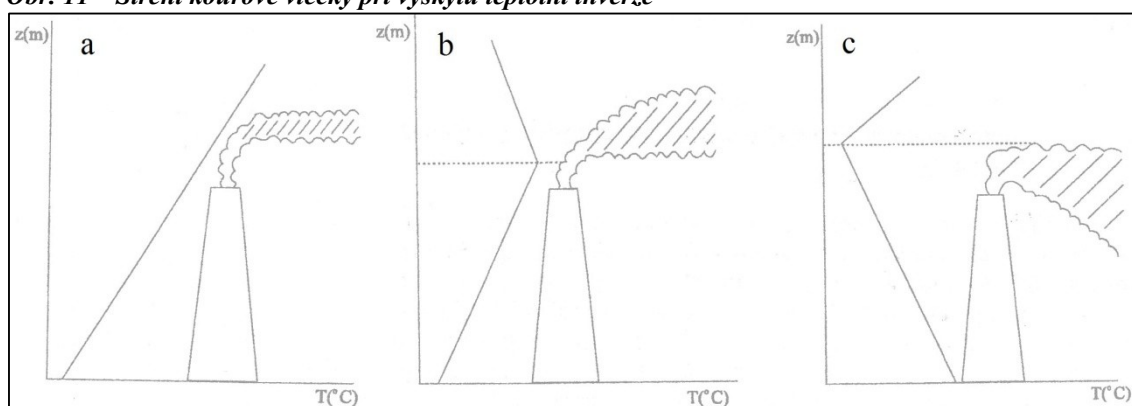
Znečištění atmosféry je relativním a často skloňovaným pojmem ve spojení jak s klimatem měst, tak s výskytem inverzí teploty. V principu se jedná o zvýšené koncentrace nejrůznějších škodlivin – látek plynného, kapalného či pevného skupenství, antropogenního i přirozeného původu, které mají škodlivé účinky na zdraví či pohodu člověka nebo jiných organismů, ale také negativní vliv na různé neživé objekty (Sobíšek, 1993). Normou ve vyspělém světě je stanovování nejvýše přípustných koncentrací z hlediska hygieny humánní, ale v některých případech i z hlediska odolnosti ekosystémů, rostlin atd. Rozptyl hodnot těchto hraničních koncentrací je nicméně značný pro různé země, s ohledem na jejich rozdílná definování a také nutnosti zohlednit míru očekávaného či „nevyhnutelného“ znečištění.

Právě zohlednění této „normality“ většinou znamená, že přesažení limitů v dané oblasti je vázáno na výskyt specifických podmínek vedoucích k omezené ventilaci a tím i k snížení rychlosti rozptylu škodlivin. Těmi jsou často inverzní vrstvy v blízkosti povrchu. Jejich vliv je možné demonstrovat na typech šíření kouřové vlečky z bodového vyvýšeného zdroje (viz obr. 11).

³⁷ zároveň termín používaný pro snížení dohlednosti atmosférickým aerosolem bez rozdílu jeho složení

Šíření vlečky v případě existence mocné inverzní vrstvy a mírného proudění probíhá výrazně pouze v horizontálním směru a označuje se jako čerení. Vyskytuje-li se horní hranice inverzní vrstvy pod efektivní výškou komína³⁸, šíří se exhalace prakticky pouze směrem horizontálním či vzhůru (tzv. unášení). Naopak se základnou inverze blízko nad efektivní výškou komína turbulence zplodiny promíchává v relativně mělké směšovací vrstvě u povrchu země. Při tomto tzv. zadýmování dosahují přízemní imisní hodnoty na značné ploše nepříznivých hodnot (Keder, 1981; Papež, 1972; Sobíšek, 1993).

Obr. 11 – Šíření kouřové vlečky při výskytu teplotní inverze



Poznámky: **a)** čerení, **b)** unášení **c)** zadýmování. Tečkovaně naznačena v případě **(b)** horní hranice přízemní inverze, resp. **(c)** základna výškové inverze; v levé části obrázků naznačen profil teploty.

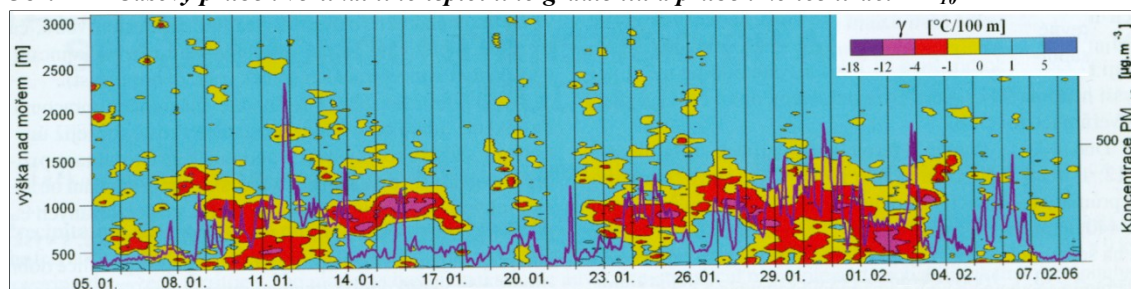
Zdroj: Vysoudil (2000)

Černý a Keder (2007) se věnovali souvislostem výskytu teplotních inverzí se v současnosti jedním z nejpálčivějších problémů znečištění měst – polétavým prachem frakce do 10 μm (PM_{10}). V prvních dvou měsících roku 2006 při dvou persistentních anticyklonálních situacích byly opakovaně překračovány limity na většině stanic v celé republice kromě vyšších poloh (s výjimkou stanic lokalizovaných v severním pohraničí, kde došlo k impaktu kouřových vleček), v Čechách byla situace nejhorší na severu Čech, v Praze a Středočeském kraji (na stanici Kladno-Švermov byla naměřena hodinová koncentrace $793 \mu\text{m}\times\text{m}^{-3}$)³⁹. Časový rozvoj inverzí nad Prahou-Libuší (zdejší měření lze ovšem při mohutných inverzích považovat za reprezentativní pro většinu Čech) a koncentrací PM_{10} (zaznamenaných v Kladně) je zobrazen na obr. 12. Významné zhoršení rozptylových podmínek odpovídá výskytu přízemních či výškových inverzí se spodní základnou do obvykle cca 300 m nad terénem, této podmínce odpovídají období 9. – 13. 1. a 28. 1. – 2. 2. 2006.

V hustě obydlených či průmyslových oblastech nabývá na významu dále i tzv. tepelné znečištění. V tomto případě se sice vzhledem k teplotní odolnosti a přizpůsobivosti člověka i většiny (terestrických) organismů nejedná o znečištění ve smyslu výše uvedené definice, nepřírodně uvolňované teplo ale může významným způsobem vstupovat do dějů v mezní vrstvě atmosféry.

³⁸ tzn. převýšení osy kouřové vlečky po ukončení jejího vzestupu nad horizontální patou komína, také součet stavební výšky komína a vzhledu kouřové vlečky

³⁹ 24hodinový imisní limit pro ochranu zdraví $50 \mu\text{m}\times\text{m}^{-3}$ nesmí být na daném místě překročen více než 35krát v roce

Obr. 12 – Časový průběh vertikálního teplotního gradientu a průběh koncentrací PM_{10} 

Poznámky: průměrný vertikální teplotní gradient γ je odvozen z měření aerologické stanice Praha-Libuš, koncentrace PM_{10} měřeny na stanici Kladno-Švermov. Na obrázku patrné přízemní radiální inverze a výškové subsidenční inverze vázané na anticyklonu. Období 5. 1. až 8. 2. 2006.

Zdroj: Černý a Keder (2007)

V užším smyslu se jedná pouze o skutečně uvolněné teplo (např. při dopravě, průmyslu či vytápění), v širším smyslu lze ale v souvislosti s tepelným znečištěním hovořit i o teple vyzařovaném antropogenními povrchy neboli o souvislostech změn tepelné bilance (a vlastností) povrchu či hydrologického cyklu (malá či žádná vlhkost umělých povrchů minimalizuje spotřebu tepla na výpar a vede k výraznému přehřívání povrchu). Takto vymezené tepelné znečištění se všemi svými dopady se označuje také jako tepelný ostrov (města, průmyslové oblasti atd.). Jeho výsledkem je vytváření vlastní cirkulace na úrovni celé MVA se všemi spojenými nežádoucími jevy, jako jsou zvýšené koncentrace škodlivin, změny množství a rozložení oblačnosti a srážek, změny amplitud ostatních meteorologických prvků, nevyhovující relativní vlhkost vzduchu, snižování dohlednosti aj. (Jelínek, 2008; Sobišek, 1993).

Je patrné, že některé inverze mohou mít nad rozptyl určitých zdrojů znečištění v daný okamžik kladný vliv. Například při rozvoji noční radiální inverze (do okamžiku nárůstu moci inverzní vrstvy nad efektivní výškou vyvýšeného zdroje) se velká část zplodin efektivně rozptyluje bez přístupu k povrchu. Vliv tepelného ostrova v tomto smyslu může být dvojitý. Je-li nad povrch města advehována relativně chladnější a znečištěná (např. zadýmání) vrstva, teplá země může iniciovat konvekci a báze inverze se může zvýšit, což omezí přístup dalších emisí k povrchu. Dosáhne-li ovšem báze inverze nad efektivní výškou komínů, může být celá oblast naopak zadýmána. Vzhledem k tomu, že jsou radiální inverze rozpouštěny od povrchu země, lze definovat i pravděpodobný denní režim šíření vlečky – od vlnění či přemetání během slunného dne (v mírně stabilním, resp. instabilním zvrstvení), přes unášení ve večerních hodinách, čeření v noci po případné zadýmání ráno či dopoledne (Keder, 1981; Papež, 1972). Pro povrchové zdroje znečištění (např. doprava či lokální topeniště) je ovšem jednoznačně nejnepříznivější stabilita zvrstvení v bezprostřední blízkosti povrchu.

2.7 Vliv reliéfu na radiační inverze

Rein (1972) dokumentoval jak vývoj radiačních inverzí, tak jeho zvláštnosti v členitém terénu na příkladu okolí Milešovky. S klesající nadmořskou výškou se inverze (v souvislosti s denní amplitudou teploty) zvyrazňuje a zároveň dosažení minimální hodnoty pseudogradientu⁴⁰ teploty se posouvá blíže k východu slunce. Na úpatí svahu se v letní jasné noci krátce před východem slunce může blížit 1,5 °C na 100 m (na tuto hodnotu mají ovšem vliv i mezometeorologické poměry okolí). K prohlubování inverze ve vrcholových partiích již časně v noci brání v nižších polohách vytvářející se stabilní vrstva snižující tření vzduchu a zvětšující rychlost větru i intenzitu mísení vzduchu. Zajímavý je vývoj ve střední části svahu. Zde se pseudogradient teploty dostává do záporných hodnot asi o 7 hodin později než ve spodní vrstvě a minimální pseudogradient zde je pouze cca poloviční ve srovnání s úpatím, opožděje se i ranní rozpuštění inverze. Tuto diskontinuitu v chodu průměrného pseudogradientu Prošek (1976) označuje za dobrý příklad tzv. teplé svahové zóny.

Prošek (1976) analyzoval teplotní a časové charakteristiky teplé svahové zóny a radiačních inverzí v Pavlovských vrších. Teplá svahová zóna (a tím i inverze, je-li vrchní stanice profilu, na kterém se pseudogradient měří právě v oblasti této zóny) bývá zvyrazněna, když je svah oproti úpatí významně déle osluněn v odpoledních či večerních hodinách. Naměřené hodnoty pseudogradientů ve srovnání s (Rein, 1972) dosahují vyšších hodnot, protože báze inverzní vrstvy je na rozdíl od úpatí Milešovky (cca 350 m nad dnem podkrušnohorských pánví) v nejnižší části terénu. Hodnoty pseudogradientu teploty jsou nejvýraznější na svazích s úpatím přímo ve Věstonické bráně a orientovaných k SV. S nadmořskou výškou svahu hodnoty pseudogradientu klesají⁴¹. K tvorbě inverze dochází nejdříve v dolní části strmého a zastíněného SV svahu Děvína, o cca 2 hodiny dříve než na V svahu a cca 4–5 hodin v porovnání se západními svahy Pavlovských vrchů. Rozpuštění inverze postupuje stejným směrem, ovšem časové odstupy nejsou zdaleka tak výrazné.

Kuchařiková a Prošek (1983) se věnovali odlišnostem radiačních inverzí v konvexním a konkávním reliéfu na příkladě již zmíněných měření z Pavlovských vrchů a nových údajů z Boskovické brázdy. I v případě blízkosti svahových profilů identifikovali značné rozdíly četnosti výskytu, mocnosti a rychlosti vzniku a zániku inverzních vrstev, zejm. vlivem orientace, délky a sklonu svahu. Podíl nízkých inverzí (patrných jen ve spodní polovině svahu) na celkovém počtu je vyšší v konvexním reliéfu. Zde také obecně inverze vznikají i zanikají dříve, což souvisí s větší intenzitou efektivního vyzařování svahů. V kotlinách s vyšším sklonem svahů lze očekávat i roční chod výšky inverzí s maximem v zimě a minimem v létě (díky menšímu vlivu katabatických toků) a zároveň i rychlejší vznik inverzí.

⁴⁰ tj. rozdíl hodnot odpovídající konstantnímu výškovému rozdílu (např. 100 m) zjištěný mezi místy, která neleží na vertikále, jeho hodnota se liší od vertikálního gradientu, protože odráží ve větší míře vlivy povrchu (Sobíšek, 1993)

⁴¹ pro 292 m n. m. je maximum pseudogradientu (na 100 m výšky) 2,4 °C, pro 342 m n. m. 2,1 °C, pro 429 m n. m. 1,4 °C; metoda měření zde výrazně ovlivňuje výsledky, horizontální změny pseudogradientu tudíž neodrážejí reálně změny mikroklimatu, ale nadmořskou výšku stanic

Preudogradienty teploty se během vytváření i zániku inverzí mění nikoliv postupně, ale v charakteristických pulsech, což bývá patrné při měření teploměry s krátkým krokem měření.

Vliv reliéfu a inverzí na difúzi škodlivin je zmiňován často (např. Förchtgott, 1971; Rein, 1971; Sládek, 1975). Značný význam inverzí se ovšem např. v technické klimatologii, dopravě, zemědělství či humánní klimatologii projevuje i ve spojení s nízkými teplotami. Např. Čulík a Hrbek (1965) uvádějí příklady studií minimálních teplot ve vazbě na zimní radiační inverze a jejich význam pro ovocnářství. Je zajímavé, že ani umístění 21 minimálních teploměrů v členitém území okolo Libčevsi v Českém středohoří nepovažují za zdaleka dostatečné pro dostatečné posouzení topoklimatologie oblasti.

Za problematiku nízkých teplot lze u nás také jmenovat měření v inverzních mělkých sníženinách v centrálním masivu Šumavy (Křivancová, 1991). Tato teplotní zvláštnost Šumavy přitahuje i značnou pozornost veřejnosti, ačkoliv spíše než praktický má význam spíše obecně klimatologický. Teploty zde v noci i v letních měsících často klesají pod bod mrazu a v zimě jsou zde minimální teploty zpravidla nejnižší v celé měřicí síti. Nejnižší průměrné minimální teploty jsou měřeny na stanici Kvilda- Jezerní slat', průměrné teploty jsou zde o 2,6 °C nižší než na nedalekém, výše položeném Churáňově. Pro minima tento rozdíl ale činí v průměru již 5,1 °C, v některých případech je hodnota pseudogradientu na 60metrový výškový rozdíl více než 20 °C! Výrazné inverze jsou v zimním období zhruba 3krát častější než v letním a jsou vázány na výrazně vyvinutou místní cirkulaci (údolní, resp. horské větry) – Jezerní slat' na k JV ukloněném svahu totiž katabatické proudění zasahuje výrazně, Churáňovu na vyvýšeném místě se vyhýbá. Pro vznik výrazných inverzí není rozhodující typ synoptické situace, ale skutečnost, zdali je chod teploty určován přednostně radiačními činiteli. Výskyt nízkých teplot v létě ukazuje, že rozhodující je orografie před charakterem aktivního povrchu (vč. sněhové pokrývky).

2.8 Způsoby detekce inverzí v MVA

Vzhledem k širokému spektru inverzí teplot v MVA lze v literatuře identifikovat i různé přístupy jejich měření a lokalizace. V základním náhledu je možné měření rozdělit například podle toho, jedná-li se o přesné (instrumentální) měření teploty v daném profilu vzduchu nebo se hranice výrazně stabilních vrstev pouze odhadují, ať už s pomocí teplot měřených na jiném místě či z jiných meteorologických prvků nebo jevů. Vítková (1970) také dělí aerologii na přímou (přístroj je nesen zařízením přímo prolétajícím atmosférou) a nepřímou (přístroj je umístěn na zemi). Žádná metoda se nemůže přiblížit svojí přesností měření teploměry, ovšem jak bylo již dříve demonstrováno, parametry inverzí i reálná teplota na různých místech jsou v prostoru i čase značně proměnlivé a bodová měření tuto pestrost mohou jen stěží postihnout. Jiné metody využívající nepřímých pozorování mohou při daném úkolu poskytnout cennější informace, např. o poloze dolní či horní hranice inverzních vrstev, intenzitě promíchávání vzduchu, difúzi škodlivin, vývoji oblačnosti apod. Nejčastěji bývá ovšem stále k odhadům

vertikálních gradientů teplot v odborných studiích užito přízemních měření teploty v členitém terénu.

Nabízí se i rozdělení metod měření a pozorování *in situ* či *ex situ*, v souladu s např. (Wilczak et al., 1996).

2.8.1 In situ měření

Dle (Rein, 1971) v mnoha případech pro klimatologické úvahy o výskytu inverzí nemáme k dispozici potřebná profilová měření teploty. V těchto případech je zvykem hodnoty gradientu zprostředkovat úvahou z hodnot teplotních diferencí na základě měření dvou výškově odlehlých míst. Takto odvozený gradient je ovšem zpravidla podceněn, protože přízemní měření na povrchu udávají nižší teplotu, než je ve srovnatelné výšce ve volné atmosféře. Dostatečná reprezentativnost je přitom zachována pouze pro velké vertikální rozdíly (nad 500 m), krátké horizontální vzdálenosti (do 25 km) a výrazné inverze. V jiných případech jsou výsledky nerealistické. Tohoto postupu se často užívá pro vyhodnocení inverzí v Podkrušnohoří (srovnáním stanic v pánvích a na Milešovce) i v Ostravské pánvi (srovnání s měřením na Lysé hoře; Witoszová, 2009), byl užit i ve výše citovaných pracích (Křivancová, 1991; Kuchaříková a Prošek, 1983; Prošek, 1976; Rein, 1972; Sládek, 1975).

K přesnému změření inverzní vrstvy lze využít i nejrůznějších vysokých staveb vč. k tomuto účelu postavených stožárů. Tato měření jsou dostatečně přesná, při správném umístění a nízkém kroku měření mohou být získané informace využity i pro modely radiačního ochlazování zemského povrchu a přilehlých vrstev, modely konvekce atd. V kombinaci s měřením rychlosti a směru proudění umožňují odhadnout, nakolik se na pozorovaném ochlazení může podílet advekce chladného vzduchu (Ha, Mahrt, 2003; Mahrt, 2007; Sun et al., 2003).

Dobrou možností detekce inverzních vrstev jsou aerologická měření. První aerologické metody (upoutaní draci, balóny bez i s lidskou posádkou) byly zásadní pro poznání dějů v atmosféře (Vítková, 1970). Dnešní postupy (letadla, rakety, ale zejm. radiosondy) dovolují data využívat teoreticky v okamžiku měření a v řadě různých aplikací. K tomu slouží standardně údaje o teplotě, vlhkosti, tlaku a proudění vzduchu; dále se může zkoumat ozon, radioaktivita, atmosférická elektřina či složky záření (Sobišek, 1993). Vzhledem k finanční náročnosti těchto měření je síť aerologických stanic nicméně výrazně řidší a délka kroku měření delší než je tomu v případě měření pozemních. V Česku se v současné době měří v Praze (4krát denně) a Prostějově (2krát denně) a na základě těchto dat lze rozpoznat inverze (mj.) v celé troposféře. Této metodě bude věnován prostor později vzhledem k faktu, že data z Prahy-Libuše budou využita i pro analýzy.

2.8.2 Distanční metody měření

Do této kategorie lze zařadit metody tzv. nepřímé aerologie, definované Vítkovou (1970), a dále pozorování uskutečňovaná nad povrchem – přístroji nesenými letadly či družicemi.

Analýza inverzí z těchto dat je obtížná, protože průzkum je primárně určen k jiným účelům, jako jsou analýza synoptické situace, měření rozsahu a typu oblačnosti, parametrů zemského povrchu, atd. Informací lze ale teoreticky využít i pro hodnocení vhodnosti podmínek pro rozvoj inverzí a zjištění místních specifik (jako např. emisivity a teploty povrchu, kvantifikace tepelného ostrova města, měření obsahu vody v půdě či vegetaci, rozvoj radiačních mlh atd.). Z některých údajů je přímo možné určit např. rozsah (vč. jeho časových změn) vrstvy směšování a tedy i teplotních zadržujících vrstev či rozsah stabilní mezní vrstvy. Jejich zřejmým největším přínosem oproti „klasickým“ metodám je možnost zobrazení informací až v 4D prostoru umožňující vyjádřit souvislosti jinak nepozorovatelné.

Wilczak et al. (1996) zhodnotili přínos pozemního dálkového průzkumu pro studium MVA:

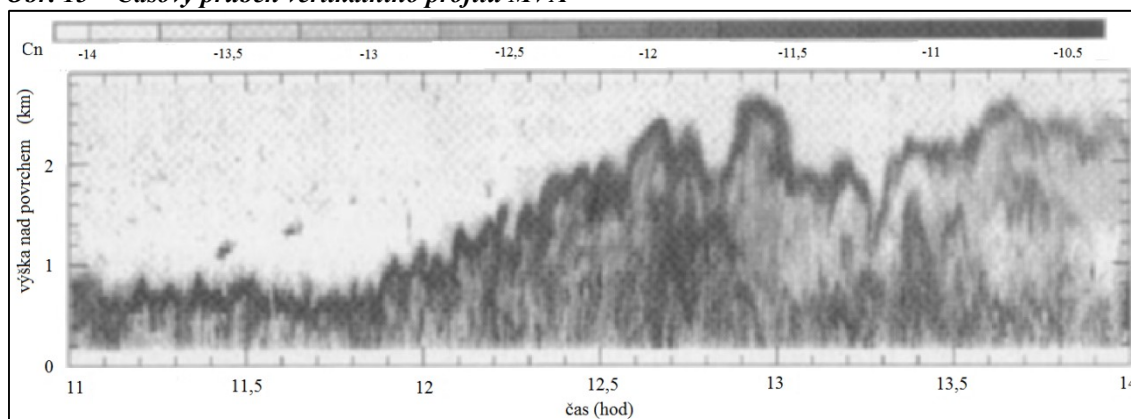
- Počátek aplikace takových metod od 60. let 20. století a jejich masivní rozvoj znamenal obrovský kvalitativní přerod a postupně umožnil konstrukci relativně přesných modelů počasí, klimatu či rozptylu polutantů.
- Nejdlejší tradici při studiu hydrometeorů mají radary (*Radio Detection And Ranging*). Dopplerovské radary se ovšem uplatňují již tradičně i při studiu bezoblačných polí vzdušného proudění.
- Aplikace sodarů (*Sonic Detection And Ranging*), původně užívaných pro profilová měření oceánů, v meteorologii přinesla informace o frontálních rozhraních, konvekčních proudech, inverzích teploty i místních cirkulačních systémech.
- Lidary (*Light Detection And Ranging*), vyhodnocující optické interakce laseru s atmosférou, jsou využívány řadou technologií umožňujících měřit např. výšku spodní základny oblaků, vertikální profil vlhkosti vzduchu či struktury aerosolů, šíření kouřových vleček, pohyb a rozptyl kondenzačních stop nebo odvozovat vrstvy teplotních inverzí, směru a rychlosti větru.
- Přesné užívání těchto metod má ovšem řadu bariér. Jednou je např. přílišné pohlcování a rozptyl záření částicemi aerosolu, takže např. pouze radary jsou schopny do určité míry pronikat většími pásy oblačnosti. Užitečnost sodarů (a v menší míře lidarů) se oproti tomu zvyrazňuje při studiu mělkých stabilních mezních vrstev, a to zejména s absencí výrazných gradientů ve svrchní části, které měření činí jinak obecně jednodušší.

Piironen a Eloranta (1995) vyvinuli kompletní metodiku, jak z dat naměřených lidarem s velikostí scény 70 km² určit řadu parametrů MVA včetně výšky inverzních vrstev.

Schopnost senzoru měřit parametry MVA závisí na zdroji, jehož reakce na signál se měří. Dopplerovské radary a lidary používané k měření rychlosti větru detekují zpětně rozptýlené záření od částic aerosolů a změny fáze. Sodary oproti tomu vyhodnocují i nehomogenity indexu

lomu⁴² v bezoblačné atmosféře (Řezáčová et al., 2007), viz obr. 13. Keder (1981) upozorňuje na to, že sodar neměří teplotu přímo, ale díky průběžné registraci echa dokáže sledovat přechody mezi horizontálním (značí stabilní podmínky) a vertikálním (značí instabilní podmínky a intenzivní vertikální mísení) echem a monitorovat tak časové a prostorové změny profilu potenciální teploty.

Obr. 13 – Časový průběh vertikálního profilu MVA



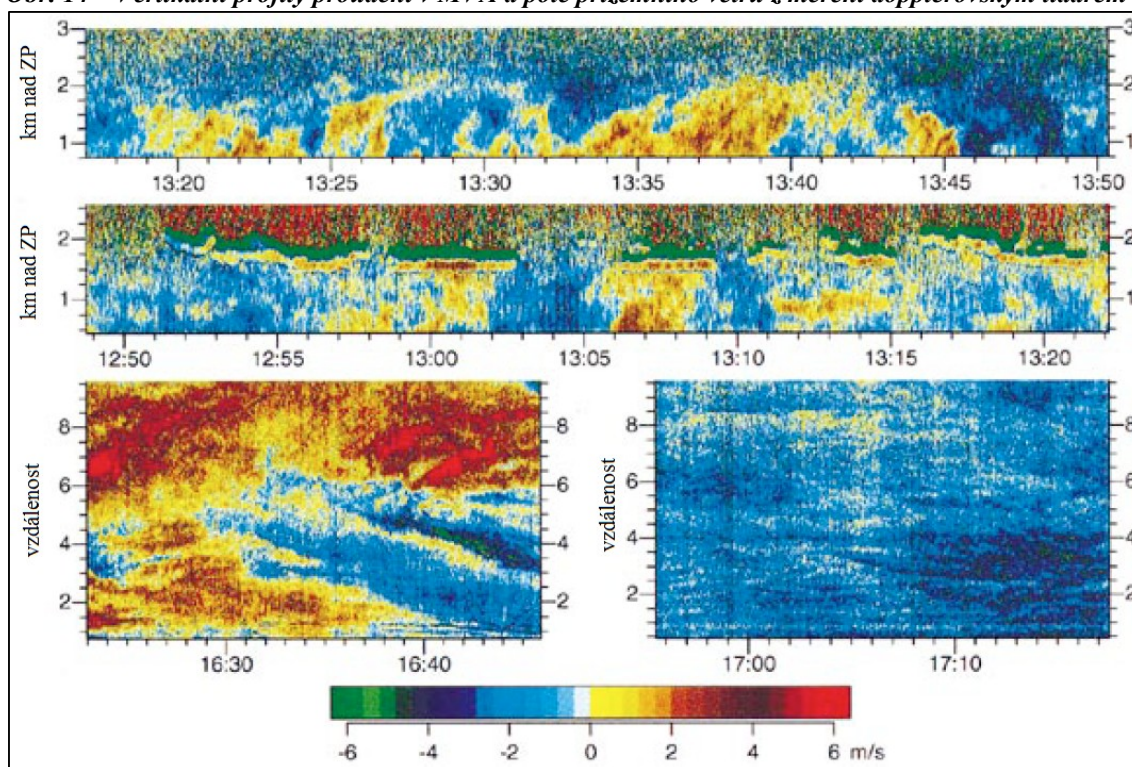
Poznámky: Cn je logaritmus indexu lomu záření z 915-MHz radaru, vyšší hodnoty indikují zvýšené termodynamické fluktuační ve svrchní části MVA, což umožňuje sledovat její horní hranici v časovém vývoji.

Zdroj: Wilczak et al. (1996)

Wilczak et al. (1996) dále také polemizují s užíváním průměrovaných dat z okamžitých sondážních měření v MVA – na obr. 13 a 14 jsou patrná kolísání mocnosti MVA v řádu desítek procent jen během několika minut. Chyby plynoucí z omezené rozlišovací schopnosti přístrojů (typicky 60–100 m pro 915-MHz profiler, 10–25 m pro sodar a 3–100 m pro lidar) jsou tak v porovnání s bodovými měřeními prakticky zanedbatelné. Na jiné možné nepřesnosti těchto metod ovšem poukazují jiní.

Slibnou metodou z hlediska profilových měření teploty, a tedy i vymezení inverzních vrstev ve spodní troposféře je RASS – *Radio Acoustic Sounding System*. Velmi často bývá integrován do wind-profilerových radarů. Takový systém popisují např. Volná s Černíkovským (2005, s. 171) z měření v Ostravě: „Akustická anténa je umístěna mezi dvěma radarovými anténami, vysílá akustický signál a přijímá odražený signál, což umožňuje soustava malých reproduktorů, z kterých je složena. Signál je vysílán ve třech různých směrech (pro měření všech tří složek rychlosti proudění)... Frekvence vysílaného signálu se pohybuje kolem 2000 Hz, tj. ve slyšitelné oblasti. Radarové antény mají tvar paraboloidů o průměru 2,25 m, jedna z nich je vysílací a druhá přijímací.“

⁴² tj. poměr mezi rychlostí šíření vlnění ve vakuu a ve vzduchu, závisí na vlnové délce záření a hustotě vzduchu (se zvětšující se hustotou vzduchu roste), popř. na vlhkosti vzduchu (Sobišek, 1993)

Obr. 14 – Vertikální profily proudění v MVA a pole přízemního větru z měření dopplerovským lidarem

Poznámky: horní obr.: časový průběh profilu rychlosti proudění ve vertikálním směru (8. 5. 1994), střední obr.: časový průběh profilu rychlosti proudění ve vertikálním směru se vznikající konvekční oblačností (9. 5. 1994, báze oblaků (*Cu*) je v 1450 m a výše, obraz nad oblaky je ovlivněn rozptylem a neodpovídá skutečnosti), spodní obrázky: časový průběh přízemních kvazi-horizontálních radiálních rychlostí⁴³ pro dvě různá období.

Zdroj: Mayor et al. (1997)

Fyzikálně vychází sodarové měření ze vztahu mezi teplotou vzduchu a rychlostí šíření odraženého zvuku, přesněji interakcí elektromagnetických a zvukových vln. Užití zvukových vln je tak pro studium MVA vhodnější. Nepřesnosti plynoucí z užití této metody navíc lze do určité míry zmenšit korekcemi, např. zohledněním rychlosti proudění či intenzity turbulence (Görsdorf, Lehmann, 2000).

Angevine et al. (1998) provedli porovnání přesnosti měření virtuální teploty⁴⁴ metodou RASS s klasickým teploměrem a sonickým anemometrem umístěnými na stožáru ve výšce 396 m. 6minutové průměry teploty měřené sodarem (ze vzdálenosti 8 km) byly mírně nadhodnoceny⁴⁵.

⁴³ rychlost objektu ve směru linie směřující k pozorovateli, světlo objektu s nenulovou radiální rychlostí je ovlivněno Dopplerovým jevem a vlnová délka světla se zvětší při vzdalujících se objektech (červený posuv) nebo zmenší při přibližujících se objektech (modrý posuv), podle běžně přijímaného pravidla platí, že pokud je radiální rychlost pozitivní, pak se objekt vzdaluje a naopak; nulová radiální rychlost neznamená nutně nulovou rychlost proudění, stejně se zobrazí i proudění kolmé na směr paprsku, velikost radiální rychlosti je proto také vždy menší nebo rovna rychlosti skutečné (ČHMÚ, c)

⁴⁴ virtuální teplota je definována jako teplota suchého vzduchu, který by měl stejnou hustotu a stejný tlak jako vzduch s daným obsahem vodní páry; při zemi bývá obvykle o 0,1 až 4 °C vyšší než skutečná teplota (Sobišek, 1993)

⁴⁵ směrnice regresní přímky jsou rovny 1,04 pro teploměr, 1,05 pro teplotu odvozenou z měření sonickým anemometrem, korelace jsou velmi těsné; autoři konkrétní statistické údaje ale ve studii neuvádějí

Jůza (2010) na základě analýzy sodarových a pozemních měření v severních Čechách zdůraznil vhodnost užití sodaru pro zhodnocení rozptylových podmínek a pro měření teploty při výrazně radiačním počasí, kdy dává tato metoda lepší výsledky než zemským povrchem silně ovlivněná teplota na meteorologických stanicích. Odchytky od reálné teploty mohou být ale značné, zvláště ve větších výškách a při větrném počasí.

Zmíněné sodarové měření v Ostravě od 3. 5. 1994 ukázalo dobrou výtěžnost do výšky cca 300 metrů nad povrchem, s narůstající výškou autoři studie (Volná, Černíkovský, 2005) zpochybňují přesnost měření, zejména při určování hranice směšovací vrstvy. Vzhledem k naměřené průměrné výšce této hranice cca 400 m pro noc a 600 m pro den (v teplém období téměř 1000 m) se tato metoda nejeví dobrá pro měření výškových ani mocných přízemních inverzí v zimním období.

Keder (1999) uvádí výsledky měření stejného sodaru v Praze, poskytujícího informace paralelně s aerologickým měřením a využívaného zejm. v prognostickém systému znečištění. Souběžně je možné z měření odvozovat data o stabilitě zvrstvení, teplotních inverzích a směšovací výšce každých 30 minut do výšky 1500 m nad povrchem s rozlišením 50 m. Automatizovaný systém detekce inverzí sodarem dává na rozdíl od měření větru v testovaném období⁴⁶ značně odlišné výsledky než radiosonda. Pouze v 12,7 % případů, kdy byla oběma metodami zaznamenána přízemní inverze, byla shodně změřena i její mocnost. 44,3 % přízemních inverzí monitorovaných sodarem bylo falešných, z 221 případů sodarem indikovaných přízemních inverzí v termínu 12 UTC bylo sondou změřeno pouze deset, přitom ve 155 případech byl skutečný vertikální gradient v blízkosti povrchu dokonce minimálně $-0,9$ °C na 100 m. Oproti tomuto nadhodnocení sodar naopak nezaznamenal žádnou inverzi v termínu 18 UTC, ačkoliv sonda změřila 349 přízemních a 223 výškových inverzních vrstev.

Jako podpůrné informace pro zjišťování inverzí mohou sloužit i snímky z meteorologických družic. Příkladem může být detekce (nízké) oblačnosti. Kombinace údajů z různých spektrálních kanálů (např. viditelné a infračervené záření a kanál vodních par /5,7–7,1 μm / v případě družic METEOSAT 2) umožňuje získat podrobnější informace o oblačnosti, jako jsou výška horní hranice oblaků, množství obsažené vody či druh (Horváth, Rak, 1987).

Informace o teplotě zemského povrchu lze dále získat analýzou dlouhovlnného tepelného záření. Dle (Dobrovolný, 1998) se jedná o záření o vlnové délce nad 3 μm , prakticky jsou však využitelná pouze atmosférická okna. Záření oknem 3–5 μm je vzhledem k velkému podílu odraženého slunečního záření využitelné pouze v noci, pro okno 8–14 μm lze ke zjišťování teplot využít i snímky pořízené přes den. Problematické je ovšem jak časové, tak termínové rozlišení snímků, např. termální pásmo družic Landsat (10,4–12,5 μm) má rozlišení 60 či 120 m⁴⁷ (GMES), TERRA (5 pásem v rozsahu 8,125–11,65 μm) má rozlišení 90 m (Jelínek, 2008). Obě zmíněné družice mají termínové rozlišení ovšem pro tento účel propastných 16 dnů. Kratší rozesupy snímání téhož místa jdou ruku v ruce se snížením prostorového rozlišení

⁴⁶ 17. 6. 1996 až 30. 3. 1998, tzn. 653 dnů, hodnotily se termíny, kdy měří i sonda, tj. 00, 06, 12 a 18 UTC

⁴⁷ Landsat 8, jehož vypuštění se předpokládá na konci roku 2012, bude mít v termálním pásmu 2 bandy s rozsahem 10,3–11,3 a 11,5–12,5 μm a s prostorovým rozlišením 120 m (GMES)

(u geostacionárních družic), senzory s vysokým prostorovým rozlišením pracují zato výhradně pouze ve viditelném či blízkém infračerveném pásmu (Kachlík, 2011).

Jelínek (2008) využil termálních snímků k detekci a kvantifikaci tepelného ostrova Brna. Kromě možnosti definovat touto metodou místa nejrychleji se zahřívající a přispívající tak nejvíce k rozpadu radiačních inverzí je zajímavé zjištění, že vyčíslení tepelného ostrova je velmi úzce závislé na okolním krajinném pokryvu (např. holé zemědělské plochy mají v radiačním počasí obdobné teploty jako betonové povrchy městských center) a konkrétní synoptické situaci.

Kapitola 3

Charakteristika zájmového území

Cílem této kapitoly je shrnout základní geografické charakteristiky Pražské oblasti, které jsou relevantní pro rozvoj inverzí a s nimi spojených jevů. Zvláštní důraz bude kladen zejména na zhodnocení specifík klimatu regionu.

3.1 Účelová geografická charakteristika Prahy

3.1.1 Účelová sociogeografická charakteristika

Praha je hlavním městem, největším městem co do rozlohy i počtu obyvatel, samostatným krajem i správním střediskem Středočeského kraje. Koncentrace obyvatelstva i nejrůznějších lidských aktivit vedla zejména v posledních několika staletích k překrývání přirozených procesů a jimi vytvořených skulptur, které se v posledních milionech let spolupodílely na vytváření Pražské kotliny. S výjimkou tvarů predisponovaných morfostrukturně a zejména hlubokých údolí Vltavy a jejích přítoků přetvořili lidé krajinu svojí činností v mnoha směrech prakticky k nepoznání – od uzavření vodních toků regulačními hrázemi, setření nerovností údolních niv a výše uložených říčních teras často mnohametrovými deponiemi po extenzivní těžbu hornin i kvartérních uloženin nejrůznějšího druhu. Uměle vytvořené povrchy zásadně ovlivnily radiační bilanci i hydrologický cyklus území. Nejde přitom pouze o samotnou zástavbu, ale i o nárůst intenzity využívání okolní úrodné půdy zemědělstvím.

S nástupem průmyslové revoluce a spalování uhlí lze spojit první významnější znečištění atmosféry, vázané zejména na období se slabou ventilací pražských údolí během topných sezón. Větší koncentrace aerosolů zásadním způsobem ovlivňují tepelnou bilanci povrchu a navíc jako kondenzační jádra snižují energetickou náročnost kondenzace vodní páry a umožňují vznik oblačnosti či mlh při nižší relativní vlhkosti vzduchu. Smog se záhy v Praze, stejně jako ve většině větších měst rozvíjejícího se světa, stává zdravotním problémem a zpětně zvyšuje zájem o studium a zejména předpovídání inverzí. Gottwald (1961) dává znečištění částečnou vinu na pokles slunečního svitu měřeného na Karlově v 50. a 60. letech 20. století. Havlík a Možný (1991) uvádějí, že tento pokles trval až do 2. poloviny 70. let, kdy byl vystřídán výrazným trendem opačného znaménka. Vliv znečištění na tyto změny přitom nezpochybňují, byť velkou část vysvětlují synoptickými změnami a svůj díl má i pokles citlivosti přístrojů. Jiné příklady

vstupu lidských aktivit do vytvářejícího se topoklimatu města a mikroklimatu jeho částí budou uvedeny později při hodnocení klimatu.

Přes studium vlivu člověka na klima měst a následně uplatnění řady mitigačních opatření, zejména po revoluci, kdy došlo navíc k řadě změn samovolně významnou transformací hospodářství, zůstává negativní vliv člověka značný. Novou výzvou tak jsou zplodiny produkované především automobilovou dopravou, jak bylo demonstrováno na příkladu prachových částic. Ale i další produkty hoření (např. NO_x) a na ně vázané spontánně vznikající sloučeniny, jako je např. troposférický ozón, způsobují, že potřeba rozumět zákonitostem vzniku inverzí a zejména je efektivně předpovídat není překonána. Celý problém se z městského centra navíc po revoluci prostřednictvím nárůstu osobní dopravy přesouvá také do periferií regionu jako zákonitý důsledek suburbanizačních tendencí (Ouředníček, 2006). Chaloupecký (2004) ukazuje, že s tímto rozšiřováním roste nejen intenzita, ale i rozsah tepelného ostrova města.

3.1.2 Účelová fyzickogeografická charakteristika

Zvláštní význam z hlediska tématu práce má geomorfologie. Jak bylo demonstrováno na některých případových studiích, projevuje se hloubka, šířka i podélný sklon údolí, sklon, tvar a délka svahů, a obzvláště výrazně jejich orientace vůči dopolednímu a večernímu slunci.

Na území Prahy a jejího bezprostředního zázemí zasahují celkem tři geomorfologické subprovincie náležící do provincie Česká vysočina – většina povrchu připadá Poberounské subprovincii, severovýchodní cíp České tabuli; na ně dále na JV navazuje subprovincie Českomoravská. Převážná část Prahy (kromě SV a Zbraslavi) náleží geomorfologickému celku Pražská plošina. Základem reliéfu je starý neogenní peneplén, který byl během kvartéru postupně rozčleňován zahlubujícími se vodními toky v souvislosti se zdvihem Českého masivu a kolísáním klimatu. Staré uložení v nejvyšších partiích jsou díky tomu dnes převýšeny až o 200 m oproti dnům údolí⁴⁸. Tekoucí voda byla v kvartéru hlavní silou formující reliéf a na rozdíl od jiných činitelů, jejichž vliv výrazně setřelo dlouhé působení člověka, se do reliéfu nesmazatelně zapsala vytvořením kaňonovitých údolí Berounky a Vltavy, ale i jejich přítoků (Botič, Rokytka, Šárecký p., Dalejský p., aj.). Relativní výškové rozdíly v blízkosti toků mnohde přesahují 100 metrů a strmé vysoké svahy dávají vznik výrazným klimatickým odlišnostem (Kovanda, 2001). Osu celku tvoří hydrograficky Vltava, geomorfologicky pak okrsek Pražská kotlina, zdvihající se na V v Úvalskou a Uhříněveskou plošinu a na JZ v Třebotovskou plošinu. Na Z, SZ a S navazuje podcelek Kladenská tabule. Kotlinová poloha Prahy je na SV dotvářena Kojetickou pahorkatinou a Čakovickou tabulí, na JV a V Středočeskou pahorkatinou a na J a JZ celky Brdská vrchovina, Hořovická pahorkatina, Křivoklátská vrchovina a Džbán (Balatka, Kalvoda, 2006).

Na výsledném klimatu se podílejí vodní toky. Zejména Vltava je zdrojem vlhkosti a má určitý vliv i na režim teploty. Výstavba vltavské kaskády (50. a 60. léta 20. století), ale i řada

⁴⁸ nejvyšší bod na území Prahy je dle (Pražská informační služba) na hranici obce Sobín (399 m n. m.), nejnižším bodem je údolí Vltavy v Suchdole (177 m. n. m.)

jiných přímých (jezové zdrže, homogenizace koryta, změny pobřežní vegetace, vypouštění odpadních vod aj.) ale i nepřímých (změny krajinného pokryvu a využívání povodí) zásahů znamenaly významnou výslednou změnu odtokového i teplotního režimu řeky. Z hlediska vlivu na klima je třeba zmínit zejména zvýšení teploty a průtoků vody v zimním období odpouštěním vody z přehradních nádrží, které vedly (současně s nezanedbatelnými probíhajícími klimatickými změnami) k výraznému poklesu četnosti a mocnosti zamrzání hladiny. Pozorované mlhy vázané většinou na chladnou advekci nad relativně teplou hladinu v podzimním období mohou tak teoreticky nyní vznikat po výrazně delší období. Relativně méně významné, byť mnohdy výrazně intenzivnější změny lze očekávat na malých přítocích; odpovídají jak proměně využití jejich malých povodí, která je v urbánním prostředí extrémní, tak „dokonalé“ proměně koryt tvrdým opevněním či dokonce zaklenutím pod povrchovou výstavbu.

Ostatní geografické charakteristiky vystupují významně již pouze lokálně např. v chráněných územích a parcích (vegetace) či na zemědělských půdách a klima (resp. inverze) ovlivňují spíše v mikroklimatologickém měřítku.

3.2 Klima Prahy

Vzhledem k zaměření práce na klimatologii inverzí nad Prahou má význam se nejdříve podrobněji zastavit u specifik pražského podnebí, zejména potom dlouhodobých trendů. Poslední vydaná monografie o klimatu Prahy (Gregor, 1968) je již značně letitá a navíc ani částečně nezasahuje do období, pro které jsou dostupná aerologická data, a tak nejcennější zdroj informací představují odborné články (zejm. v Meteorologických zprávách), Atlas podnebí Česka (dále jako „Tolasz, 2007“) a některé diplomové práce.

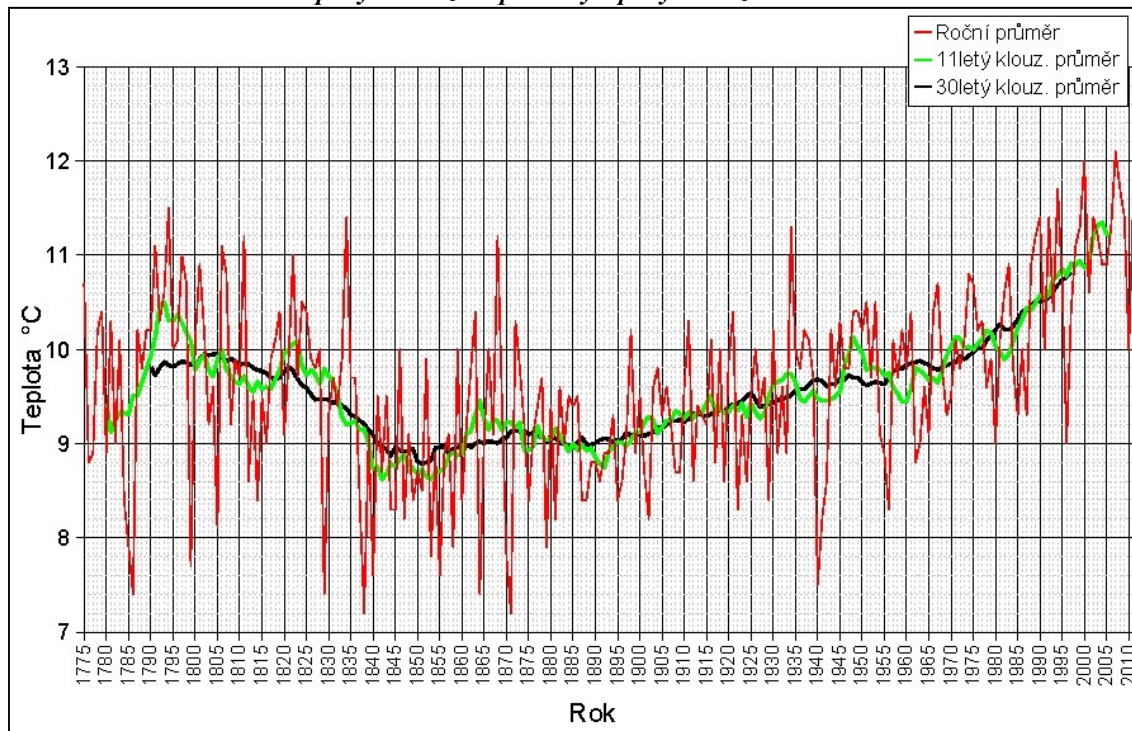
První pravidelná meteorologická pozorování nejen v Praze, ale i na celém území Česka, probíhala od roku 1752 v Klementinu, nicméně souvislá řada teplotních měření je z tohoto místa od roku 1775 (viz obr. 15). Dalšími pozemními stanicemi měřícími teplotu do současnosti jsou Praha-Karlov (souvislá řada od roku 1920), Praha-Kbely, Praha-Libuš a od roku 1937 v návaznosti na letiště Praha-Ruzyně (Chaloupecký, 2004, Tolasz, 2007).

Meteorologická měření mají tedy v Praze dlouhou tradici. To samé je možné říci i o pozorování zvláštností městského klimatu. Munzar (1988) uvádí, že tematikou specifického klimatu měst se u nás zabývali již např. Gregor Mendel či František Augustin. Mendel v roce 1863 předložil studii, ve které zhodnotil chod základních meteorologických prvků v Brně. Objevil, že průměrná roční teplota vzduchu přibývá směrem do středu města, v ročním chodu je rozdíl větší v zimě a létě oproti jaru a podzimu a zvyšuje se v jasném počasí a bezvětří. Jako příčiny uvádí v létě oteplování přilehlých vrstev vzduchu od dlažby, zdí a střech domů, v zimě viní teplý vzduch unikající z obydlí, z komínů vystupující kouř a obecně se vyskytující „kouřovou mlhu“⁴⁹. Augustinem přednesený článek o klimatu Prahy z roku 1894 vycházel jako první (v Praze) z více stanic než pouze z Klementina díky měření na Petříně, za které se sám

⁴⁹ termín smog byl poprvé použit až v roce 1905 anglickým lékařem H. A. Des Veaux

zasadil. Obsahuje upozornění na vliv místních podmínek na klima Prahy, jako jsou údolní poloha či velikost města. Průměrná teplota v Klementinu již tehdy byla vyšší o zhruba 0,5 °C oproti blízkému okolí, podobně stanovil i nižší relativní vlhkost (o 5–10 %), roční amplitudu a rychlost větru. Nižší amplitudu teplot v centru dává za vinu kromě údolní polohy i množství kouře.

Obr. 15 – Průměrné roční teploty a klouzavé průměry teploty v Praze-Klementinu



Poznámky: Gottwald (1962) kvantifikoval tepelný ostrov v průměru na 0,5 °C, Chaloupecký (2004) cca na 1 °C (vzhledem k Praze-Ruzyni)

Zdroj: Infomet

Na mapách Atlasu podnebí Česka (1961–2000) se tepelný ostrov jasně projevuje v řadě charakteristik, kromě ročního průměru teploty jsou to také např. podzimní a zimní sezónní průměry, průměrná roční suma denních průměrů rovných či vyšších 5, 10, 15 a 20 °C, průměr ročních minim, průměrný roční počet tropických nocí a počtu dní bez mrazu, průměrná roční, dubnová, červencová i prosincová relativní vlhkost vzduchu atd. Je zajímavé, že klasifikace klimatu, resp. zařazení oblastí (dle upravené metodiky použité již v Atlasu podnebí ČSR 1958) tato specifika nezohledňuje a pražský region tak náleží „pouze“ oblastí mírně teplé.

V rámci klasifikace klimatu Prahy se kolektiv autorů (Procházka et al., 1980) zabýval mimo jiné analýzou území z hlediska predispozic k vytváření inverzí, kromě údajů o oslunění (vypočítaného pomocí sklonu a orientace) a relativní výškové členitosti ovšem postrádali přesnější údaje. Nyní, o více než 30 let později, není situace výrazně lepší. V kapitole 2.7 uvedené studie jsou lokalizovány do oblastí z hlediska krajinného pokryvu a ovlivnění člověkem zcela odlišných a je otázka, do jaké míry výsledky mohou být v městském prostředí rozdílné.

Chaloupecký (2004) porovnal průměrné roční teploty na Karlově a Ruzyni v období 1961–2001 a kromě výrazného oteplení (přes 1 °C) identifikoval značný nárůst rozdílu průměrných teplot z cca 1,3 na 1,8 °C během 70. a 80. let⁵⁰. Následné snížení diference během 90. let dává za vinu rozšiřování zástavby, a tak i rozšiřování tepelného ostrova. Diference průměrných ročních minim teploty je dokonce ještě výraznější, kolem 2 °C v 90. letech.

Z hlediska srážkových úhrnů řadí (Tolasz, 2007) území Prahy do podoblasti mírně suché či mírně vlhké se srážkami do 500 mm. Obdobně i Gregor (1968) uvádí dlouhodobý průměr srážek pro Prahu cca 500 mm. Huth a Pokorná (2004) nezjistili výrazné trendy srážkových úhrnů ani oblačnosti v žádné sezóně v letech 1961–1998.

Gottwald (1963) na základě několika pražských stanic vypočet rozdíl průměrné relativní vlhkosti vzduchu v centru a na periferii 6 %. Tento rozdíl je výraznější v létě, nejméně výrazný na podzim. Chaloupecký (2004) pro Karlov a Ruzyni (1961–2001) spočetl opačné, nevýrazné trendy relativní vlhkosti (s poklesem v centru) a typickou diferencí nejčastěji 5–8 %.

Údaje o slunečním svitu vykazují vedle četnosti mlh v centru nejvýraznější změny. V souladu s poznámkou Kalvové a Bednáře (1989), že právě sluneční svit je prvkem nejvíce ovlivněným městským prostředím (znečištěním), byl zmíněn již v kapitole 3.1.1. Kvantifikace antropogenního podílu na skutečných změnách v členitém reliéfu (omezuje možnost porovnání s okolními stanicemi), při současných fluktuacích přirozeně působených makrosynoptickými podmínkami, je značně obtížná. Praha se nalézá v jedné z nejslunnějších oblastí Čech. Roční úhrny v období 1961–1985 činily cca 1600 h pro Karlov, 1649 h Ruzyni a 1646 h Ondřejov. Na všech okolních stanicích byly hodnoty nižší (1420–1566 h). Ve středu města (Karlov) není svit menší pouze v celkovém úhrnu, nižší (oproti Ruzyni) jsou i počty tzv. nejslunnějších dnů⁵¹, zejména v zimních měsících (31 % v lednu a 18 % v prosinci), a vyšší tzv. málo slunných dnů⁵². Největší změny jsou zřetelné ráno a večer, což souvisí s denním chodem znečištění. Dlouhodobé změny v tomto období zapadají do všeobecného trendu poklesu od 40. let 20. století. Pro Karlov je zajímavý nejdříve relativně velmi intenzivní pokles, ale zároveň časnější ukončení tohoto trendu.

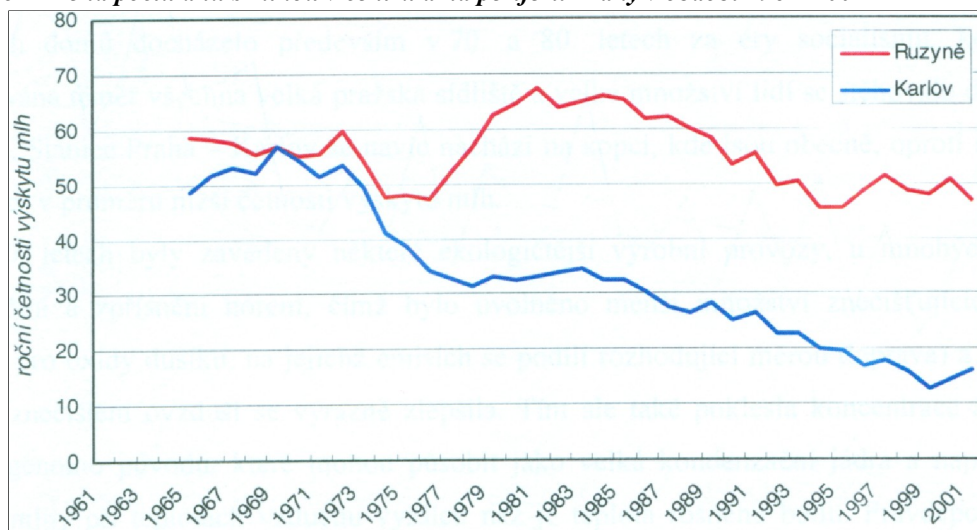
V centru města je zhruba od roku 1970 možné pozorovat velmi výrazný pokles četnosti výskytu mlh. Gregorem (1968) uváděné počty dnů s mlhou na Karlově v období 1941–1960⁵³ kolísají mezi 64 a 29 (s průměrem 52,3) bez patrného trendu. Setrvalý stav dle Chaloupeckého (2004) trvá až do počátku 70. let s následným rychlým poklesem. Trend poklesu na Ruzyni je oproti tomu jen velmi pozvolný (viz obr. 16). Maximální četnost výskytu mlh bez ohledu na lokalitu je na podzim, následuje zima.

⁵⁰ rozdíl nadmořských výšek stanic je 132 m, což při standardním vertikálním gradientu teploty 0,0065 °C/m odpovídá přirozenému rozdílu teplot zhruba 0,85 °C

⁵¹ tj. dnů s denním úhrnem větším než 60 % astronomicky možného svitu

⁵² tj. dnů s denním úhrnem nižším než 20 % astronomicky možného svitu

⁵³ dřívější období není možné hodnotit s ohledem na změny definice mlhy v roce 1941

Obr. 16 – Trend počtu dnů s mlhou v centru a na periferii Prahy v období 1961–2001

Poznámky: zobrazeny 5leté klouzavé průměry.

Zdroj: Chaloupecký (2004)

Z analýzy směru proudění na hladinách 500, 1000, 1500 a 2000 metrů nad povrchem z Prahy-Libuše plyne, že s rostoucí výškou klesá složitost proudění a dochází i ke stáčení jeho směru. V hladinách 1500 a 2000 metrů již jsou rozdíly směru a rychlosti proudění málo zřetelné, což značí průměrnou výšku mezní vrstvy atmosféry nad Prahou zhruba v tomto rozmezí. Základním rysem je převažující západní proudění. V hladině 500 m je maximum odchýleno poněkud k JZ, v hladinách 1500 a 2000 m naopak k SZ. To poukazuje na charakteristické stáčení směru větru vlivem tření. V převažujících směrech je zároveň nejvyšší rychlost proudění (Černíkovský, 1990).

Sobíšek (2000) se věnoval trendům rychlosti větru v České republice pro období 1961 až 1990 a pro Ruzyni popsal významný rostoucí trend. Vzhledem k obrovské prostorové i časové proměnlivosti trendů povrchových rychlosti větru nelze ovšem z této skutečnosti činit žádné pro Prahu obecně platné závěry.

Kapitola 4

Použitá data a metody

Datové podklady pro hodnocení teplotních inverzí nad Prahou jsou poměrně omezené, byť profilová měření teploty na stanici Praha-Libuš prováděná Českým hydrometeorologickým ústavem, která jsou k dispozici jako součást globální sítě aerologických dat zveřejněné portálem *Atmospheric Soundings* (*University of Wyoming, College of Engineering, Department of Atmospheric Science*; dále „University of Wyoming“), jsou dobrou základnou pro zhodnocení inverzí na úrovni minimálně topoklimatického měřítka. Zejména výškové inverze, které vznikají nejčastěji buď subsidencí či advekcí vzduchu nebo se během dne udržují nad rostoucí směšovací vrstvou, nemají většinou natolik velkou proměnlivost, aby tímto měřením nebyly zachyceny. Taktéž v případě mocných přízemní inverze vázaných na určitou makrosynoptickou situaci lze předpokládat platnost nejen pro celé území města, ale mnohdy i většiny Čech. Mikroklimatická specifika pražského členitého terénu pestrých povrchů ovšem tímto způsobem, jak již bylo zmíněno v úvodu, vystihnout nelze.

4.1 Data

4.1.1 Aerologická data ze stanice Praha-Libuš

První pokusná radiosondážní měření na území Česka se uskutečnila již v roce 1946 na letišti v Praze-Ruzyni. Tato skutečnost podtrhává význam profilových měření v meteorologii. Pražská měření v následujících třech desetiletích doznala četných změn jak v přesné lokalitě měření, počtu měřicích termínů i přesného času vypouštění sond, měřených prvků a konečně i použitých technologií. Od roku 1967 se začíná měřit v Praze-Libuši, režim se ustaluje ale až v roce 1974 na měření všech základních prvků v termínech 0, 6, 12 a 18 hodin UTC⁵⁴. Původní radiolokátory Meteorit 1 a 2, používané od počátku 70. let, jsou nahrazeny až po revoluci, v roce 1991 radiosondami STAR 1 s tranzistorovým vysílačem a o rok později (od 1. 1.) finským systémem Vaisala. Ten je s výjimkou modernizací v lednu 1999 (Skřivánková, 2005) a v roce 2004 užíván nepřetržitě dodnes (ČHMÚ, b).

⁵⁴ v textu je přednostně užíváno standardně uváděného formátu času měření 00, 06, 12 a 18 UTC, případně volného popisu „noční, ranní, polední, večerní“ termín měření

Stanice Praha-Libuš je součástí sítě aerologických stanic Světové meteorologické organizace. Stanice se nachází v nadmořské výšce 303 m na souřadnicích 50° 01' s. z. š. a 14° 27' v. z. d. Součástí současného aerologického systému je radiosonda a přijímací a vyhodnocovací zařízení na zemském povrchu. Vlastní sonda je unášena vodíkem plněným meteorologickým balónem do výšky nejčastěji 30–35 km, průlet do okamžiku prasknutí trvá cca 90 minut. Její součástí jsou čidla měřící tlak (s přesností na 0,4 hPa), teplotu (0,1 °C) a vlhkost vzduchu (2 %). Poloha sondy je změřena každých 10 s, v současnosti automatizované systémy zaměřování využívají pozemních dlouhodobých signálů nebo retranslaci družicových signálů GPS. Přesnost měření vektoru větru je pro zmíněné dva systémy zaměřování 0,3 m/s, resp. 0,15 m/s. Pozemní zařízení z přijímaných radiových vln dále počítá výšku a teplotu rosného bodu, směr a rychlost větru. Kromě základních měření se v období leden až duben 3krát týdně měří parciální tlak ozonu (pravidelně od 1982) a jednou za tři měsíce radioaktivita (ČHMÚ, b). Vertikální rozlišení měření je teoreticky zhruba 50 metrů (Keder, 1999), což odpovídá rychlosti výstupu kolem 300 metrů za minutu. Ve větší výšce se výstup zrychluje až na asi 400 m (Meteocentrum).

Data jsou dostupná z výše zmíněné databáze od počátku měření, tedy od roku 1974, pro všechny termíny a celé měřené (zjednodušené) profily. V souvislosti s tématem práce a dříve uvedenými zákonitostmi o MVA jsou analyzovány části profilů do 2000 m nad zemským povrchem. Ačkoliv součástí tabulek jsou všechny standardně měřené prvky, k některým hodnotám je třeba přistupovat obezřetně. Není jisté, jestli hodnota „0“ v některých případech neznamená spíše absenci měření, v záznamu tyto situace nejsou s výjimkou teploty nijak rozlišeny. Toto je problém zejména u relativní vlhkosti a přízemního větru. V prvním případě lze nízké hodnoty (v blízkosti povrchu) z fyzikální podstaty označit prakticky vždy za chybné, v případě větru je to složitější. Dále rychlost větru je přepočtena a zaokrouhlena na celé uzly (námořní míle za hodinu), čímž dochází k významné ztrátě přesnosti. Dále je třeba zvážit, jak se na homogenitě řady měření podepsaly změny přístrojů a také jestli se jako nehomogenita neprojeví během řady významně se měnící počet v databázi zaznamenaných hladin. Vzor záznamu ze dvou měření je uveden v příloze 1.

K ověření části výsledků poslouží data z dalších dvou aerologických stanic vzdálených od Prahy shodně cca 200 km.

4.1.2 Aerologická data ze stanice Prostějov

Kromě ČHMÚ provádí na území Česka aerologická měření pravidelně i Armáda ČR. Na stanici v Prostějově, spadající pod Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad, se měří základní meteorologické prvky ve dvou termínech – v 0 a 12 hodin UTC (Meteocentrum). Data z Prostějova jsou dostupná ze stejné databáze jako pražská pro období od prosince 2003. Údaje za rok 2011 budou využity pro srovnání četnosti výskytu inverzí v ročním chodu, data z termínu 00 UTC z měsíců leden a srpen potom pro ověření nejvýraznějších trendů. Absence ranního a večerního termínu využitelnost těchto měření nicméně značně snižuje, zejm. v letním období.

Poloha stanice je 49° 27' s. z. š. a 17° 08' v. z. d., nadmořská výška 218 m n. m.

4.1.3 Aerologická data ze stanice Kümmersbruck

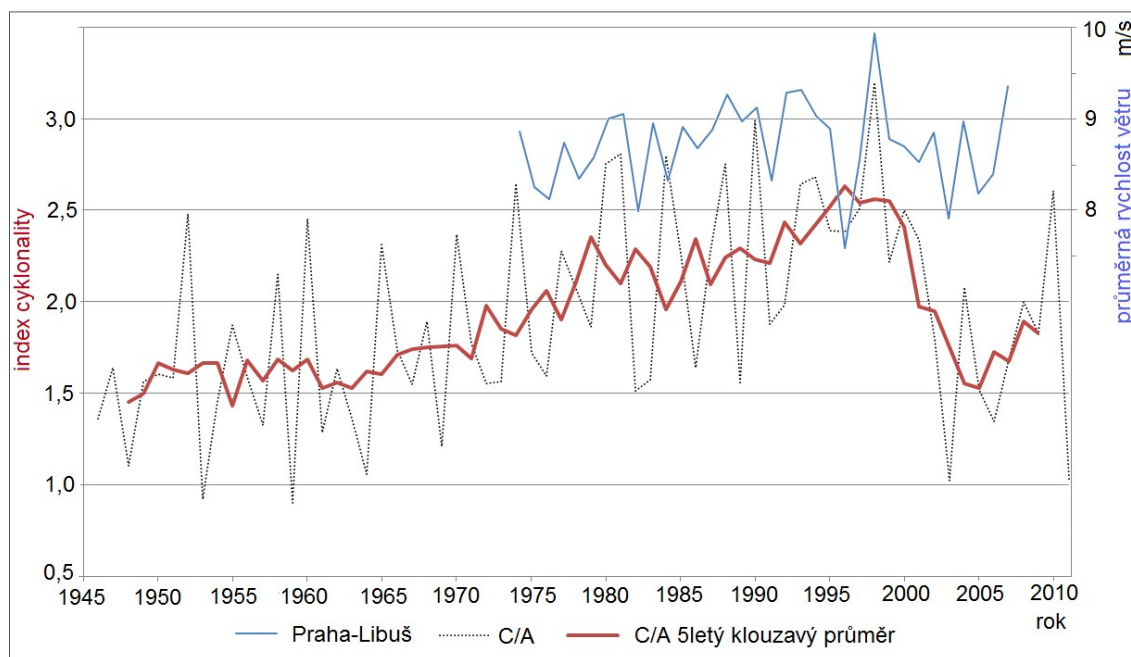
Bavorský Kümmersbruck je také součástí globální databáze radiosondážních dat a pro porovnání trendů bude využita řada srpnových pozorování z let 1994–2011. Dostupné jsou údaje z termínů 00, 06 a 12, od roku 2006 i 18 UTC. Toto místo leží na JV předměstí bavorského Ambergu, vzdušnou čarou necelých 200 km od Prahy a 50 km od česko-německých hranic. Město leží na řece Vils, ve sníženině mezi pohořími Fränkische Alb a Oberpfälzer Wald (Liste der Haupteinheiten). Z hlediska geomorfologické typizace lze oblast zařadit jako členitou pahorkatinu, nadmořská výška stanice je 418 m n. m a poloha $49^{\circ} 26' \text{ s. z. š.}$ a $11^{\circ} 53' \text{ v. z. d.}$ Leží tedy téměř na stejné rovnoběžce jako Prostějov s odchylkou cca $5,25^{\circ}$ z. d. (cca 20 časových minut).

4.1.4 Kalendář synoptických situací

Pro účely synoptické meteorologie i dynamické klimatologie se tradičně konstruují kalendáře synoptických situací. Klasifikace bývají založeny na určité metodice, která každý den dle aktuální synoptické situace přiřazuje právě do jednoho typu. Synoptickou situaci lze definovat jako stav určený přízemním a výškovým prouděním, polohou frontální zóny, charakterem tlakového pole a vzduchové hmoty (HMÚ, 1967). Právě tyto parametry mají rozhodující vliv na výsledné počasí. Z hlediska analýzy inverzí má jejich zahrnutí tudíž zásadní přínos, umožňují odhadnout synoptické příčiny jak chodu, tak zejména případných dlouhodobých změn.

Český hydrometeorologický ústav používá ke konstrukci kalendáře subjektivní klasifikaci založenou na tlakovém poli a směru proudění. Jak ukázali Cahynová a Huth (2007), pozorované změny četnosti i persistence cyklonálních a anticyklonálních situací (viz také obr. 17), indikované kalendářem po roce 1972, mají důvod nikoli fyzikální, ale spočívající pravděpodobně v personálních změnách v řešitelském kolektivu. Pozorovaný nárůst počtu dní s cyklonálním typem je způsoben častějším opakováním, nikoli prodlužováním těchto situací. Problém subjektivity zde spočívá v tom, že v některých případech nelze danou synoptickou situaci jednoznačně zařadit a volba tak záleží na autorovi kalendáře. Ještě těžší výběr vzniká v případě, kdy pro celé území republiky neplatí jedna situace, popřípadě dojde opakovaně k rychlé přestavbě tlakového pole. Přes zmíněné nedostatky výhoda této metody spočívá v dlouhodobém užívání kalendáře v českých a slovenských odborných studiích, tedy možnosti srovnání, a konstrukci právě pro region Česka.

Zmíněný katalog definuje celkem 28 typů synoptické situace, z nichž po 13 je cyklonálních a anticyklonálních a dva typy jsou přechodné. Kalendář synoptických typů je publikován každoročně a je volně k dispozici na stránkách ČHMÚ (d). Přehled vybraných typů s jejich stručným popisem je uveden v příloze 2.

Obr. 17 – Trend cyklonality dle kalendáře ČHMÚ

Poznámky: index cyklonality je určen jako poměr počtu dnů s cyklonálním a anticyklonálním typem (1946–2011); pro srovnání zobrazeny roční průměry rychlosti větru z hladiny 850 hPa v Praze-Libuši (1976–2007).

Zdroj dat: ČHMÚ

4.2 Metody

4.2.1 Odvození inverzí, typizace dnů dle výskytu inverzí

V první fázi po stažení textových souborů (jeden soubor obsahuje všechna dostupná měření za jeden měsíc) byly v programu MS Excel 2007 identifikovány všechny vrstvy s inverzí teploty, jejichž horní hranice se nacházela níže než hladina určená jako nadmořská výška stanice +2000 m. Každá inverzní vrstva tak tvoří unikátní záznam, ke kterému byly přiřazeny datum a termín měření, výška, teplota a relativní vlhkost vzduchu na dolní a horní hranici, resp. vypočítány mocnost inverzní vrstvy, absolutní teplotní skok a průměrný vertikální gradient teploty na 100 m výšky. Další informace se vztahují k přízemním hodnotám prvků – tlak, teplota a vlhkost vzduchu, rychlost a směr větru. Přiřazeny byly následně i typ synoptické situace a typ inverze dle výšky – rozlišeny byly inverze přízemní a výškové, ty jsou dále děleny na 1. výškovou (nejnižší výšková inverze nad povrchem či přízemní inverzí) a 2. až 4. výškovou.

Pro možnost zhodnotit četnost inverzí v závislosti na synoptické situaci byly dále spočteny sumy zaznamenaných inverzí (dle uvedených typů i celkově) pro jednotlivé dny a označeny dny, ve kterých se vyskytla alespoň jedna přízemní či výšková inverze či naopak nebyla zaznamenána žádná inverze. Za účelem pochopení některých patrných trendů a ročního chodu

radiačních inverzí také byly označeny dny, kdy byla přízemní inverze zaznamenaná v termínu 00 (resp. 06) UTC nahrazena v ranním (resp. poledním) termínu inverzí výškovou.

Dalším cílem je vymezení takových období během roku, kdy inverzní vrstvy při povrchu setrvávají po delší dobu, aniž by docházelo k jejich výraznému rozpadu. Vzhledem k tomu, že v poledních a odpoledních hodinách dochází i při mohutných persistentních přízemních inverzích téměř vždy k ohřívání přízemní podvrstvy atmosféry a výše popsaná metodika takovou inverzi hodnotí již jako výškovou, jako dny s celodenní inverzí byly označeny ty, kdy přízemní inverze byly zaznamenány aspoň ve třech termínech. Období, kdy se takových dnů vyskytlo více v řadě, byla označena jako dlouhotrvající inverze.

4.2.2 Test homogeneity

K analýze homogenity odvozené řady inverzí teplot je využito neparametrického Dixonova testu (také Q-test), který slouží k odhalení extrémních hodnot. Výhodou tohoto testu je stanovení kritických hodnot i pro malé soubory a absence nutnosti analyzovat tvar rozdělení hodnot. Na základě variační řady výběrového souboru se určí testovací kritérium pro první, resp. poslední hodnotu řady ze vztahu:

$$q_{10} = \frac{(x_2 - x_1)}{(x_n - x_1)}, \text{ resp. } q_{01} = \frac{(x_n - x_{n-1})}{(x_n - x_1)}.$$

Tato metoda umožňuje testovat i více odlehlých hodnot na každém konci řady, kritické hodnoty Q testu jsou tabelovány pro různé počty předpokládaných odlehlých hodnot, velikosti souboru a hladiny významnosti. Krajní hodnotu variační řady je možné na zvolené hladině významnosti α označit za odlehlou, pokud vypočtené testovacího kritérium q je větší než kritická hodnota testu $Q_{\alpha,n}$ (Rorabacher, 1991). Tento postup umožní vyřadit z časové řady ty úseky, které by pro další analýzy byly zcela nepoužitelné (o důvodu volby testu dále v kapitole 5.1).

V řadě zkrácené o výrazně nehomogenní období je dále možné otestovat homogenitu pomocí testu doporučeného v (Drozdov et al., 1989). Základem tohoto testu je konstrukce křivek daných vztahy:

$$\sigma_n = \sigma_x \times \sqrt{(n - n^2/N)} \text{ a}$$

$$\sum_{n=1}^N \Delta x_n = \sum_{n=1}^N (x_n - X_N), \text{ pro } n = (1, 2, 3, \dots, N).$$

kde σ_x je směrodatná odchylka ročních hodnot x , n je pořadí roku v N -leté řadě, X_N je průměrná hodnota x v N -leté řadě.

Řadu lze prohlásit za nehomogenní na úsecích, kde platí nerovnost $|\sum \Delta x_n| > |\sigma_n|$.

4.2.3 Hodnocení denního a ročního chodu

Sezóny, není-li přímo uvedeno jinak, jsou definovány dle (Chládová, Kalvová, 2005) jako tzv. doby roční klimatické, s rozsahem zima: 1. 12.–28. (29.) 2., jaro: 1. 3.–31. 5., léto: 1. 6.–31. 8. a podzim: 1. 9.–30. 11. V některých případech je volba sezón odlišná, např. za účelem přesnějšího vystihnutí změn v ročním chodu; v takovém případě je tato skutečnost označena v textu.

Hodnocení denního chodu inverzí je značně limitováno strukturou dat a vyžaduje přihlídnout k různým faktorům vč. astronomických. Denní chod je značně proměnlivý během roku, v případě mnohých parametrů je rozdělení dat značně nenormální. Proto byl zvolen výpočet kumulativních distribučních funkcí, a to odděleně pro různé části roku, ze kterých je možné odečíst jednotlivé kvantily i asymetrii dat. Při konstrukci histogramů a distribučních funkcí bylo pro výpočet počtu intervalů využito Sturgesova pravidla, definujícího počet intervalů k v souboru o počtu členů n vztahem $k \approx 1 + 3,3 \times \log_{10} n$. Vzhledem ke snaze v některých grafech porovnat soubory různé velikosti byly počty i hranice intervalů sjednoceny tak, aby bylo Sturgesovo pravidlo zhruba splněno u co možná největšího počtu výběrů.

Při hodnocení ročního chodu bylo využito Kalendáře synoptických situací ČHMÚ. Bylo testováno, do jaké míry výskyt různých typů inverzí souvisí se synoptickou situací. Z Katalogu byl odvozen index cyklonality, definovaný jako poměr sum cyklonálních ($Wc+Wcs+NWc+Nc++NEc+Ec+SEc+SWc1+SWc2+SWc3+C+B+Bp$) a anticyklonálních situací ($Wa+Wal+NWA++NEa+Ea+SEa+Sa+SWa+A+Ap1+Ap2+Ap3+Ap4$).

Pro porovnání pravděpodobnosti výskytu inverzí v různých dnech během roku byla na základě postupu uváděného Noskem (1972) spočtena součtová řada odchylek indexu cyklonality od ročního průměru, umožňující lehce rozpoznat úseky s převažujícími cyklonálními a anti-cyklonálními typy.

Pro popis ročního chodu mocnosti přízemních inverzí bylo kromě aritmetických průměrů využito pro doplnění i hodnot 1. a 2. kvartilu (q_{25} , q_{50}). Nejdříve byly spočteny relativní četnosti přízemních inverzí pro všechny dny v roce (na každý den kromě 29. 2. připadá 80 měření), zvlášť pro všechny inverze a zvlášť pouze pro ty s nejnižšími 25, resp. 50 procenty hodnot mocnosti. Z těchto dat byly vypočteny a do grafů znázorněny dva poměry, značící poměrné zastoupení mělkých (do q_{25} , resp. q_{50}) inverzí pro jednotlivé dny v roce. Pokud by v ročním chodu nedocházelo ke kolísání mocnosti, hodnoty by se výrazně neodchylovaly od hodnot 25, resp. 50 %.

4.2.4 Hodnocení vzájemného vztahu proměnných

Pro zjištění vztahu mezi páry proměnných je přednostně užíváno Pearsonova korelačního koeficientu, definovaného jako:

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \times (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \times \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

kde \bar{x} a \bar{y} jsou aritmetické průměry souborů x a y o n členech. Tam, kde hrozilo ovlivnění výsledku přítomností odlehlých hodnot či nepostihnutí jiné než lineární závislosti, bylo užito robustnějšího Spearmanova koeficientu, který namísto hodnot uvažuje pouze jejich pořadí v rámci výběrových souborů:

$$r_s = 1 - \frac{6}{n \times (n^2 - 1)} \times \sum_{i=1}^n (R_i - Q_i)^2,$$

kde n je velikost souborů x , y a R_i , Q_i jsou pořadí i -tých členu souborů x , y (Wilks, 2006). Pokud hodnoty koeficientů vycházely podobně, byl uveden r_p .

4.2.5 Testování statistické významnosti

K otestování statistické významnosti (ne)podobnosti dvou výběrových souborů bylo využito dvouvýběrového Kolmogorova-Smirnovova testu (Wilks, 2006). Dle nulové hypotézy náleží data stejnému, nespecifikovanému rozdělení; test je jednostranný, protože hodnotí absolutní hodnoty difference empirických kumulativních distribučních funkcí proměnných x_1 a x_2 o velikosti n_1 a n_2 :

$$D_s = \max |Fn(x_1) - Fm(x_2)|.$$

Nulová hypotéza se zamítá pro D_s větší než hodnota testovacího kritéria D , které se pro hladinu významnosti α a velikosti souborů n_1 a n_2 vypočte dle vztahu:

$$D = \sqrt{-\frac{1}{2} \times \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right) \times \ln\left(\frac{\alpha}{2}\right)}.$$

Statistická významnost trendů ročních, sezónních a měsíčních průměrů je posuzována pomocí intervalů spolehlivosti. Dle (Nicholls, 2001) je tato metoda vhodnější než použití statistického testu. Vzhledem k tomu, že výběrové soubory mají v nejlepším případě pouze 20 členů, je třeba namísto Gaussova při konstrukci intervalu vycházet ze Studentova rozdělení, které je definováno parametrem ν (počet stupňů volnosti). Odhad střední hodnoty trendu (směrnice regresní přímky) je možné provést funkcí *linregrese* v programu MS Excel. Pro určení intervalu spolehlivosti definují Pavlík et al. (2005) následující postup. Nejdříve je třeba určit reziduální součet čtverců S_R dle vztahu

$$S_R = \sum_{j=1}^n \hat{\varepsilon}_j^2,$$

kde $\hat{\varepsilon}_j^2$ jsou kvadráty reziduí jednotlivých bodů j , a s jeho pomocí poté vypočítat tzv. reziduální rozptyl s^2 jako:

$$s^2 = \frac{1}{n-2} \times S_R.$$

Reziduální rozptyl dále využijeme k výpočtu výběrového rozptylu směrnice q regresní přímky:

$$s_q^2 = s^2 \times \frac{n}{n \times \sum x_j^2 - (\sum x_j)^2}.$$

Hranice oboustranného $100(1-\alpha)\%$ intervalu spolehlivosti trendu pro Studentovo rozdělení a odhadnuté parametry střední hodnoty a směrodatné odchylky jsou:

$$q \pm t_{\alpha, \nu=(n-2)} \times s_q.$$

Trend (směrnici regresní přímky) lze označit za nenulový na hladině významnosti α , jestliže nulový trend leží mimo $\alpha \times 100\%$ intervalu spolehlivosti okolo odhadu trendu (Huth, Pokorná, 2004).

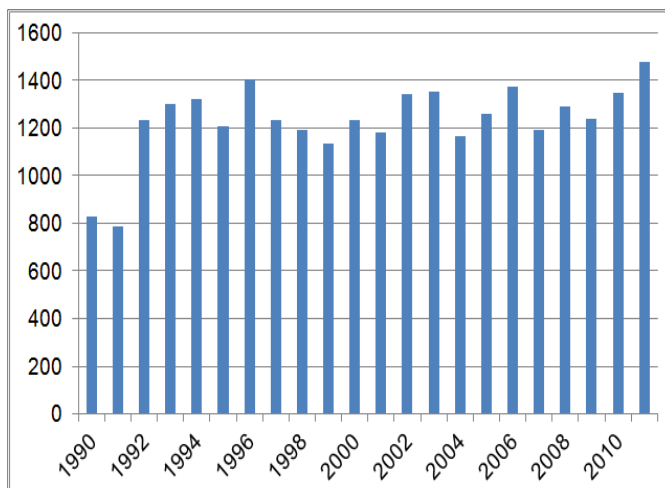
Kapitola 5

Analýza inverzí teploty nad Prahou

5.1 Homogenita dat

Téměř 40letá řada aerologických měření z Prahy-Libuše skýtá zajímavý potenciál pro analýzu trendů inverzí teploty a jejich srovnání s pozorovanými trendy teploty, výskytu mlh a znečištění. K zachycení většinou velmi tenkých inverzních vrstev je ovšem třeba velmi podrobného záznamu. Prostým zobrazením zdrojových tabulek (např. příloha 1) je ihned patrné, že tento předpoklad není pro celou řadu splněn. Do roku 1991 včetně (tedy do počátku měření systémem Vaisala) je v mnoha případech dostupný jako první výškový údaj až záznam z hladiny 850 hPa (tj. cca 1200 m nad povrchem), což ve většině případů dokonce přesahuje horní hranici MVA. Standardně jsou potom dostupná měření z 2–3 hladin v rámci MVA. Tato skutečnost se významně projevuje na počtu zaznamenaných inverzí, jak je patrné na obrázku 18, a znemožňuje tak jejich srovnání s pozdějším obdobím, kdy je záznam podrobnější. V případě přízemních inverzí hodnocených samostatně je rozdíl sice méně zřejmý, informace o průměrné mocnosti inverze nehomogenitu potvrzuje ovšem i v jejich případě. Vyšší průměrná mocnost zhruba o 100 % do roku 1991 oproti celému následujícímu období (absolutně jde o cca 400 ku 200 m) značí, že v méně podrobném záznamu dochází také ke spojování přízemní a výškové inverze (či dokonce několika výškových) do jedné mohutné.

Obr. 18 – Počet zaznamenaných inverzí v Praze-Libuši v MVA

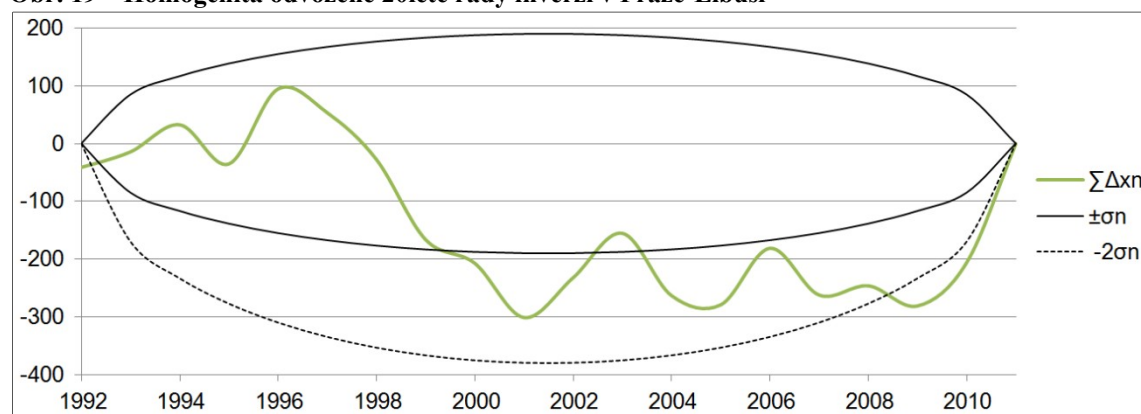


Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Ke statistickému potvrzení této nehomogenity je možné použít řadu postupů. Vzhledem k časově velmi náročným úpravám dat a skutečnosti, že by je nebylo možné dále jinak využít, byly namísto celého období 1974–1991 využity pouze hodnoty z roku 1990 či 1991 ve smyslu otestování jejich odlehlosti vzhledem k řadě 1992–2011. K tomu se nabízí řada parametrických i neparametrických testů. Pro malé soubory bez nutnosti znalosti rozdělení lze použít např. Dixonův neparametrický Q-test pro extrémně odlehlé hodnoty (Rorabacher, 1991). Pro jednostranný test na $\alpha=0,005$ a $n=21$ je testovací kritérium $q_{10}=0,501$ výrazně větší než kritická hodnota testu $Q=0,425$ a hodnotu 789 (počet inverzí v roce 1991) lze tedy označit za extrémně odlehlou. Stejný test umožňuje otestovat i odlehlost dvou krajních hodnot, i v tomto případě lze hodnoty 823 a 789 (1990–1991) označit za extrémně odlehlé i na přísně zvolené hladině významnosti $\alpha=0,005$.

Vzhledem k těmto výsledkům bude nadále analyzována pouze zkrácená řada 1992–2011. Během této doby došlo ke změnám metodiky měření, které se mohly na homogenitě negativně také projevit. Dle Skřivánkové (2005) je řada nicméně z tohoto hlediska homogenní. Výsledek testu je zobrazen na obrázku 19.

Obr. 19 – Homogenita odvozené 20leté řady inverzí v Praze-Libuši



Poznámka: vysvětlení metody viz strana 48.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

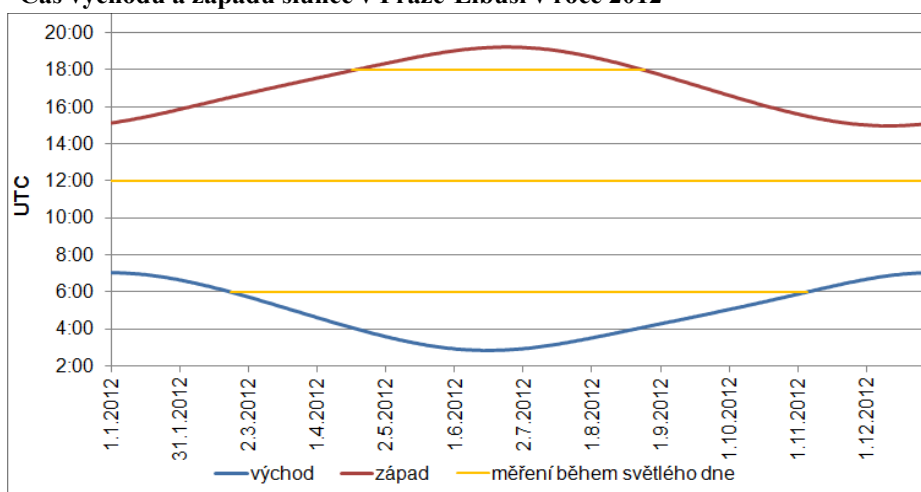
Patrné je překročení meze v druhé polovině řady s maximální diferencí kumulovaných ročních odchylek rovné $2,4 \times \sigma$ v roce 2010. Nastavení hranice na $1 \times \sigma$ je nicméně dle (Drozdov et al., 1989) vzhledem k relativně velké meziroční variabilitě hodnocené proměnné přísné. Vychýlení řady odchylek výrazně přes $1 \times \sigma$ je navíc způsobeno tím, že maximální hodnota připadá právě na krajní rok (2011). Tato hodnota je přitom ale zcela ospravedlnitelná extrémně nízkým indexem cyklonality v roce 2011 (viz obr. 17) a není možné ji tedy považovat za chybnou.

5.2 Denní chod inverzí teploty

Možnosti hodnocení denního, ale i ročního chodu (zejména v případě nočních radiačních inverzí), je omezené počtem a časem pozorovacích termínů. Situaci dále značně komplikuje proměnlivá délka dne a vztah času měření k západu a zejména východu slunce (viz obr. 20).

Jak bylo uvedeno v rešeršní části, noční přízemní radiační inverze bývají nejlépe vyvinuty těsně před východem slunce, naopak počátek vývoje těchto inverzí je vázán na zápornou tepelnou bilanci povrchu, ta vzhledem k intenzivnímu vyzařování zahřátého povrchu nastává již před západem slunce. Z tohoto hlediska by pro zaznamenání jejich maximálního rozvoje měl být nejpříhodnější termín 06 UTC v měsících listopad až únor a v menší míře 00 UTC ve vrcholném létě. Termín 18 UTC k zachycení počátku vývoje noční inverze nebude využitelný zejm. v klimatickém létě. Na genezi výškových inverzí se výrazně účastní více vlivů a efekt délky dne nebude patrně tak výrazný.

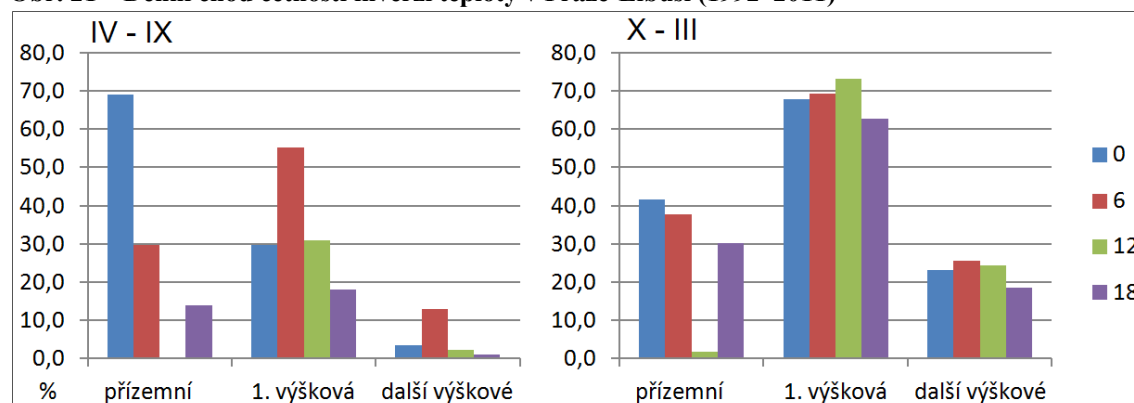
Obr. 20 – Čas východu a západu slunce v Praze-Libuši v roce 2012



Zdroj dat: United States Naval Observatory

Při zobrazení četnosti inverzí pro jednotlivé termíny je během roku vidět řada rozdílů. V zásadě lze ovšem pro většinu hodnocených parametrů vymezit během roku dvě relativně homogenní období lišící se denním chodem (viz obr. 21). Celoročně nízkou četnost mají pouze přízemní inverze v termínu 12 UTC; v zimě se jedná často o velmi mohutné radiační (či radiačně-subsidenční) inverze.

Obr. 21 – Denní chod četnosti inverzí teploty v Praze-Libuši (1992–2011)



Poznámky: na ose y je zobrazen podíl měření v časové řadě se zaznamenanou inverzí v daném termínu. Termíny v UTC.

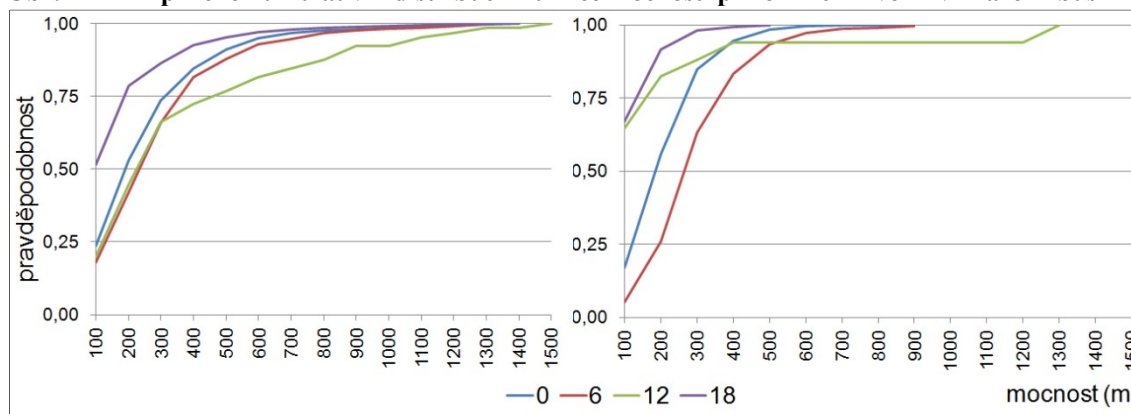
Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Denní chod v letním půlroce se vyznačuje výraznou četností přízemních inverzí v noci, což souvisí s převažujícím radiačním typem počasí, inverze se většinou po východu slunce velmi rychle rozpouštějí směrem od zemského povrchu a v ranním termínu tak mají v průměru již méně než poloviční četnost. Opačný je chod v případě výškových inverzí. Jejich vznik a tedy i častý záznam v ranních hodinách je geneticky vázán na zánik přízemních radiačních inverzí. Během dne pak s intenzivní konvekcí dochází zhruba ve 2/3 případů k jejich zániku do večerních hodin téhož dne. Opětovný mírný nárůst jejich četnosti během noci je možné vysvětlit selektivním radiačním ochlazováním vrstev vzduchu s vyšším obsahem vodní páry či oblačností a sesedáním vzduchu.

V chladném půlroce je denní chod výrazně ovlivněn negativní tepelnou bilancí povrchu. Do jisté míry lze předpokládat vývoj obdobný jako v létě, ovšem v poměrně úzkém časovém okně v dopoledních hodinách, které měření nepostihne. Četnost inverzí všech typů i výšek je větší, s výjimkou noci. Prochlazený povrch vyzařuje výrazně méně tepla ve srovnání s létem, větší je i zpětné vyzařování atmosféry vlivem častějšího výskytu nízké oblačnosti a různých znečišťujících příměsí; zvrstvení bývá sice většinou stabilní, ale nikoliv tak výrazně jako v létě. Málo intenzivní termická turbulence nevede k promíchávání vzduchu, a tak se výškové inverze vyskytující často i v několika vrstvách nad sebou a jsou i během odpoledne velmi stabilní. V analyzované řadě mezi říjnem a březnem byla zaznamenána alespoň jedna výšková inverze více než ve 2/3 změřených profilů a v téměř 90 % dnů.

Ve večerním termínu se na opětovném nárůstu četnosti přízemních inverzí relativně nejvýrazněji projevuje čas západu slunce. Ještě v červenci se inverze v tomto termínu vyskytují pouze sporadicky, v druhé polovině srpna četnost ovšem již výrazně roste a v září a říjnu obecně dosahuje maxima (výskyt téměř v 50 % případů). Na sklonku léta a v časném podzimu je výborný potenciál pro vznik radiačních inverzí, což je vedle zkracujícího se dne dalším významným faktorem. Od listopadu do března je četnost již nižší (ze stejného důvodu jako v nočním termínu) a po nevýrazném jarním zvýšení v březnu opět od dubna (slunce vychází před 18 UTC poprvé na konci druhé dubnové dekády) pomalu klesá do letního minima.

Obr. 22 – Empirické kumulativní distribuční funkce mocnosti přízemních inverzí v Praze-Libuši



Poznámky: vlevo období říjen až březen, vpravo duben až září. Odhad pro polední termín je třeba brát pouze orientačně pro malé soubory (65 v zimním půlroce, resp. 17 v letním). Optimální šíře intervalů je cca 100–200 m, pro možnost srovnání byla sjednocena na 100 m. Termíny v UTC.

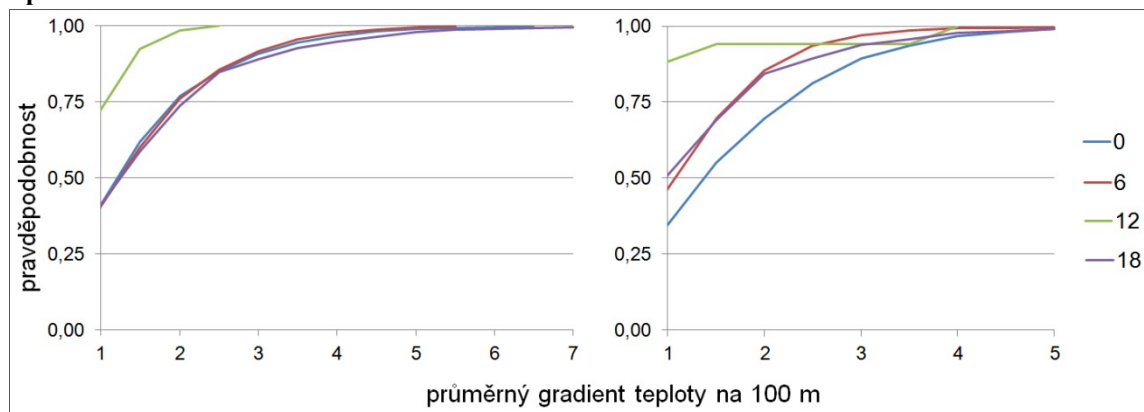
Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Největší průměrnou mocnost mají přízemní inverze celoročně v termínu 06 UTC (cca 250 m) a 00 UTC (200 m), v zimě je průměr výrazně největší v poledne. Tato hodnota je sice ovlivněna malým počtem záznamů, dá se ale říci, že v poledních hodinách jsou zaznamenávány zejména velmi hluboké inverze. Průměr nicméně v tomto případě není ideální statistikou. Rozdělení dat má ve většině případů výraznou pravou šikmost, zejména v termínu 18 UTC, jak je vidět i na grafech empirických kumulativních distribučních funkcí (obr. 22–23).

Podobně jako v případě četnosti, i mocnost inverzí má v létě výraznější denní chod. Vyskytují-li se inverze ve večerních hodinách, jsou poměrně mělké. V 06 UTC během letního půlroku (slunce je v celém období v počátku měření již nad obzorem) je rozdělení nejbližší normálnímu. Možným vysvětlením je, že mělké inverze, jinak výrazně převažující, často do této doby zanikají či se mění na výškové.

Průměrný gradient teploty přepočítaný na 100 m výšky není vysoký. Při jeho zobrazení spolu s mocností do x,y-grafu je patrná nepřímá závislost, kterou lze kvantifikovat korelačními koeficienty (Pearson r_p , Spearman r_s) na cca $-0,2$ až $-0,45$ v závislosti na termínu a roční době; výjimkou je termín 12 UTC v zimním půlroce, kdy jsou tyto parametry zcela nezávislé ($r_s = -0,003$). V zimním půlroce se gradienty od 18 do 06 UTC výrazně nemění, přes den klesají. V letním půlroce je amplituda opět výraznější, v termínu 00 UTC dosahují gradienty maximálních hodnot intenzivním radiačním ochlazováním nejen povrchu, ale i atmosféry.

Obr. 23 – Empirické kumulativní distribuční funkce průměrného vertikálního teplotního gradientu v přízemních inverzích v Praze-Libuši



Poznámky: vlevo období říjen až březen, vpravo duben až září. Odhad pro polední termín je třeba brát pouze orientačně pro malé soubory (65 v zimním půlroce, resp. 17 v letním). Optimální šíře intervalů odpovídající Sturgesovu pravidlu je cca $0,5$ – 1 °C, pro možnost srovnání byla sjednocena na $0,5$ °C. Termíny v UTC.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

V případě výškových inverzí je denní chod mocnosti i gradientu teploty výrazně vyrovnanější. V zimě hodnoty kolísají pouze v řádu procent, v létě je patrný nevýrazný chod s minimem mocnosti v poledne a postupným nárůstem až do ranních hodin, kdy je zároveň největší i průměrný gradient teploty. Ten se naopak během celého dne i první půli noci postupně snižuje, patrně jak vlivem postupného směšování vzduchu v MVA, tak vtahováním chladného

vzduchu z volné atmosféry. Vyšší mocnost spolu s menším gradientem v noci je možné vysvětlit radiačním ochlazováním celé, poměrně široké reziduální vrstvy.

Z hlediska rychlosti větru lze v Praze-Libuši očekávat typický nížinný režim rychlosti větru s maximem v odpoledních hodinách a minimem kolem půlnoci. Vzhledem k faktu, že velká část inverzí je vázána na počasí s malou ventilací, lze v typickém denním schématu předpokládat odlišnosti. V zimních měsících je minimální rychlost, hodnotíme-li pouze termíny se zaznamenanou přízemní inverzí, v 06 UTC, maximum v 12 UTC. Amplituda je přitom malá a průměrná maxima větru při zemi nepřesahují 2,5 m/s; na horní hranici inverzí (v průměru cca 250 m nad povrchem) se pohybují do 6 m/s, což je výrazně méně, než je průměr uváděný pro tuto hladinu Šteklem (viz obr. 4).

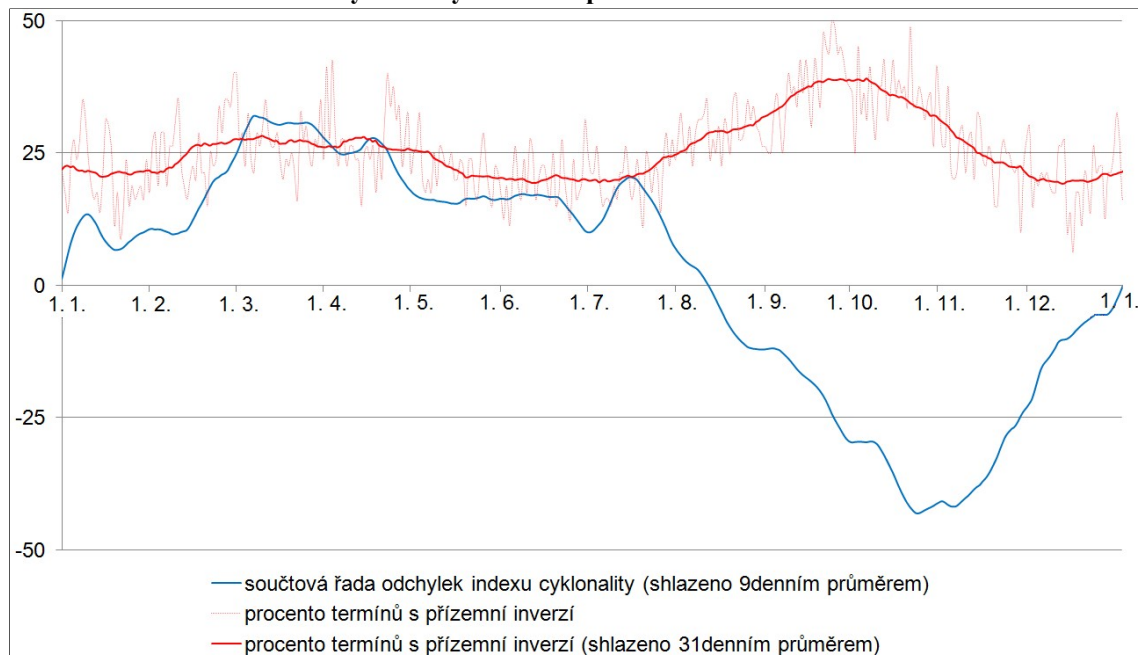
5.3 Roční chod inverzí teploty

Některé vlastnosti ročního chodu inverzí jsou patrné již z údajů uvedených v minulé kapitole. Zásadně se liší chod přízemních a výškových inverzí.

Chod četnosti výskytu prvních výškových inverzí má výrazné maximum na přelomu roku a ploché minimum v měsících duben až srpen. V těchto měsících se během dne výškové inverze vyskytují výrazně pouze v termínu 06 UTC (cca 2–3krát častěji než v jiných termínech). Tento nepoměr lze využít k definici radiačních výškových (či rozpadajících se výškových) inverzí a odhadnout pravděpodobnost jejich výskytu v měsících IV–VIII v termínu 06 UTC na cca 0,3. Pro mocnost a průměrný gradient teploty platí stejný, jednoduchý roční chod s maximem v zimních měsících.

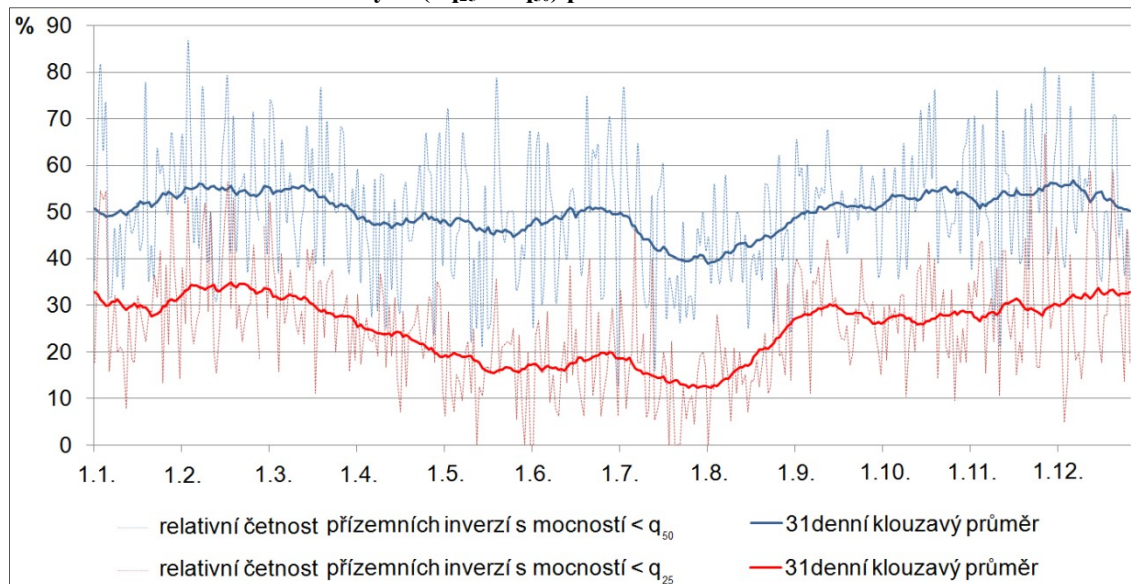
Přízemní inverze mají roční chod složitější. Hlavní maximum četnosti spadá do měsíců září a říjen, podružné maximum v březnu a dubnu dosahuje cca 70 % podzimního. V případě hlavního maxima je patrná souvislost se sníženou cyklonalitou počasí, zvyšování počtu inverzí se kryje s počátkem období výrazné anticyklonality počasí, maximum četnosti inverzí nicméně zhruba o měsíc konec anticyklonálního období předchází (viz obr. 24). Je to důsledek několika příčin, které lze ovšem obtížně kvantifikovat. Předně vlivem zkracující se délky dne klesá zahřívání povrchu, a tak i denní amplituda teploty a intenzita radiačního vyzařování, vliv může mít ale i postupný nárůst oblačnosti (Coufal, Stuchlík, 1962), výskytu mlh (Chaloupecký, 2004), znečištění (Sládek, 1967) a změna převažujících synoptických typů (viz také příloha 3). Jarní podružné maximum lze vysvětlit důvody opačnými než pozdně podzimní pokles, četnost se zvyšuje nejdříve v 06 UTC (od konce února) a až od dubna i v 00 UTC.

Zimní (prosinec až leden) a letní (květen až červenec) minima jsou srovnatelná co do velikosti, ale nikoli co do příčin. V létě je pokles při detailnějším pohledu prakticky zcela vysvětlitelný změnami četnosti v termínu 06 UTC způsobenými zjevně prodlužováním dne (bude doloženo později v kapitole analýzy trendů), v zimě dominuje krátký den a výrazná cyklonalita počasí (cca od listopadu do konce února) obecně zhoršující podmínky pro vznik radiačních inverzí, což se projevuje nejvýrazněji poklesem v nočním termínu.

Obr. 24 – Roční chod indexu cyklonality a četnosti přízemních inverzí v Praze-Libuši

Poznámky: poklesové části součtové řady odchylek indexu cyklonality (definován jako poměr četnosti cyklonálních a anticyklonálních dnů) od ročního průměru (2,35) značí období s výrazně anticyklonálním počasím. Během roku se nevyskytují období, kdy by v dlouhodobém průměru anticyklonální situace převažovaly nad cyklonálními. Osa y má pro index měřítko bezrozměrné, četnost se zobrazena jako relativní (vzhledem k počtu termínů) v procentech.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Obr. 25 – Relativní četnost mělkých ($<q_{25}$ a $<q_{50}$) přízemních inverzí v Praze-Libuši

Poznámky: 1. kvartil mocnosti přízemních inverzí (q_{25}) je roven 96 m, medián (q_{50}) je 174 m. Konstrukce grafu je podrobně popsána v kapitole 4.2.3.

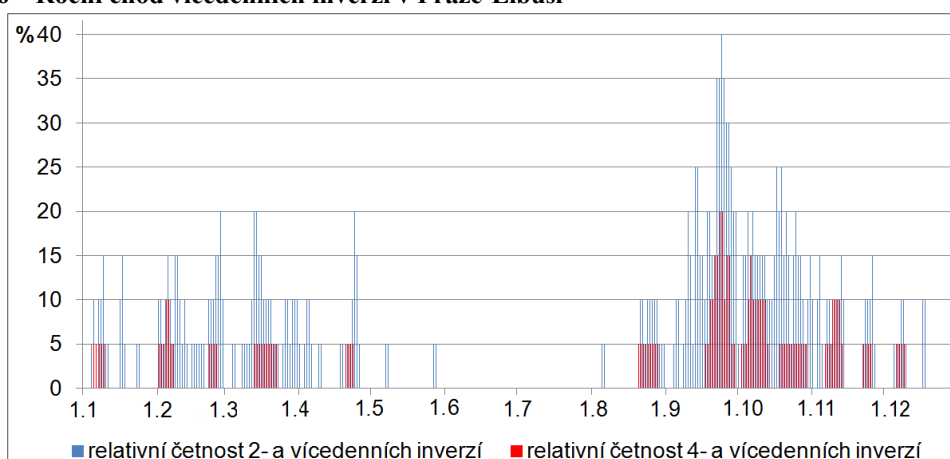
Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Roční změny průměrné mocnosti přízemních inverzí se liší od výškových inverzí. Podobně jednoduchý chod je v případě 00 UTC, od října do února je průměr 225 m a od března do září cca 190 m. Vliv má zejména délka noci a času, po který se inverze může rozvíjet. Nárůst mocnosti v 06 UTC v období červenec až září (červencová hodnota může být zkreslena malým souborem) vytváří v celkovém průměru podružné letní maximum. Z obr. 25 je patrné, že v této době klesá zastoupení inverzí s mocností nižší než 1. a 2. kvartil (určených z veškerých zaznamenaných přízemních inverzí za období 1992–2011).

5.3.1 Výskyt dlouhodobých přízemních inverzí

Z řady hledisek mají značný význam persistentní přízemní inverze. Definice dlouhodobých inverzí a vymezení období, během kterého by se inverzní vrstvy výrazně nerozpouštěly je z termínových pozorování obtížné; volba kritéria výrazně ovlivňuje výsledné hodnocení. Z uvedených znalostí denního a ročního chodu lze předpokládat, že se období dlouhých inverzí nebudou vyskytovat zhruba od dubna do srpna. Ve zbylé části roku jsou již dobré podmínky pro vznik inverzí ve všech termínech kromě poledního, kdy je četnost celoročně velmi nízká. Proto jako kritérium pro definici tzv. *celodenní inverze* byl zvolen záznam přízemní inverze alespoň ve třech termínech během dne. Tento poměrně přísný postup definuje v 20leté řadě 704 (9,6 %) dnů⁵⁵. Souvislých období, tvořených dvěma a více dny s celodenní inverzí a označených jako tzv. *vícenedenní inverze*, je v celé řadě celkem 157, z toho cca 60 % dvoudenních, nejdelší období má 8 dnů. Na obrázku 26 je zobrazena relativní četnost vícenedenních inverzí v jednotlivých dnech během roku. V příloze 4 je potom prostřednictvím synoptických typů podrobně popsán průběh počasí během všech 26 období s délkou 4 a více dnů.

Obr. 26 – Roční chod vícenedenních inverzí v Praze-Libuši



Poznámky: na vertikální ose je znázorněna relativní četnost výskytu vícenedenní inverze v daném dnu v řadě 1992–2011. Druhá kategorie je podmnožinou první, sloupce jsou paralelní, nikoli složené.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

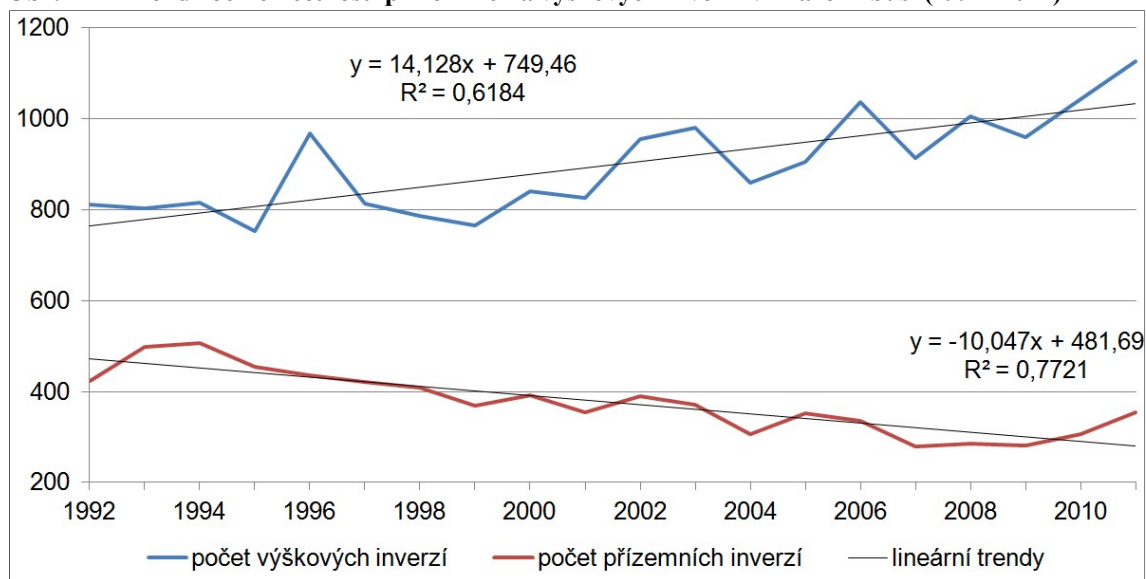
⁵⁵ pouze ve 4 případech chybí inverze v 00 či 06 UTC, jinak většinou ve 12 UTC

Pokud je vznik přízemních inverzí obecně spíše než na samotnou synoptickou situaci vázán na radiační chod teploty, jak tvrdí Křivancová (1991), vícedenní inverze jsou na anticyklonální počasí vázány naopak velmi výrazně. Průměrný roční index cyklonality činí 2,35, během zaznamenaných 4- a vícedenních inverzí je výrazně nižší: již dva dny před prvním dnem období klesá na 1,36 a o den později 0,73. Pro první a třetí den činí 0,30 a druhý den klesá dokonce na 0,18. Následně hodnota indexu roste, ale anticyklonální typy převažují. V poslední den vícedenních inverzí se cyklonální typy vyskytují již pravidelně; přetrvání inverze do cyklonálního počasí lze vysvětlit z části jistou odolností inverzí vrstvy, z části metodikou tvorby katalogu. Den po skončení vícedenní inverze hodnota indexu převyšuje již výrazně průměr, což lze očekávat i vzhledem k určité persistenci synoptických situací a skutečnosti, že právě cyklonální situace dlouhodobé inverze zpravidla ukončují.

Hlavní výskyt vícedenních inverzí spadá do měsíců září až listopad. Je zajímavé, že v tomto období je poměrně častý výskyt inverzí i při typech SWc (jihozápadní cyklonální situace), zejm. SWc₁. V případě 4- a vícedenních inverzí je koncentrace do podzimu ještě výraznější, zejména v druhé části řady. Naopak při některých anticyklonálních typech (Wal, NEa) se obecně celodenní přízemní inverze vytvářejí méně často v porovnání s průměrem, což ale zpravidla souvisí s ročním chodem jejich výskytu. Např. v souvislém anticyklonálním období 27. 10. – 29. 11. 2011 byla přízemní inverze zaznamenána pouze v 15 % termínů (srov. obr. 24).

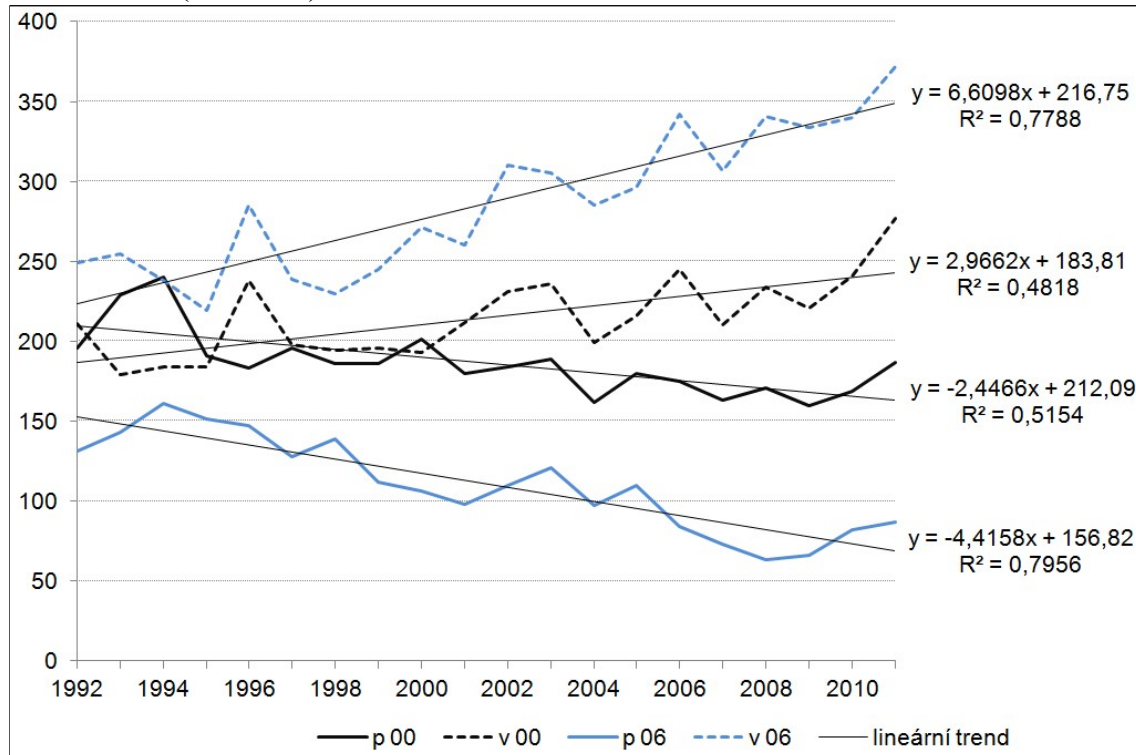
5.4 Trendy inverzí teploty

20letá řada je pro hodnocení změn relativně krátká. Pro různě dlouhá a s testovaným obdobím různě se překrývající období lze v odborné literatuře najít řadu statisticky významných trendů (viz kap. 3) různých prvků, které mají s inverzemi teplot těsnou vazbu (oblačnost, teplota, sluneční svit, mlhy atd.). Při zobrazení ročních absolutních četností výškových a přízemních inverzí (obr. 27) je na první pohled patrné, že dochází k výrazným změnám. Ty lze poměrně přesně (koeficienty determinace jsou 0,62 pro výškové a 0,77 pro přízemní inverze) popsat lineárním trendem. Oba trendy jsou významné, resp. leží mimo 99% intervalu spolehlivosti okolo nulového trendu. Pearsonův korelační koeficient těchto dvou řad je $-0,55$, z cca 1/3 lze tak nárůst četnosti výškových inverzí vysvětlit poklesem četnosti inverzí přízemních. Ačkoliv korelační koeficient sám nevypovídá nic o příčinném vztahu proměnných (Wilks, 2006), lze (i v souvislosti s pozorovanými trendy jiných prvků) odhadnout, že část inverzí přízemních je postupně v čase měření nahrazována výškovými, neboli že se délka existence nočních inverzí zkracuje. Pro ověření této hypotézy lze využít detailní analýzu trendů v ranním termínu měření. V termínu 06 UTC jsou změny ročních četností přízemních i výškových inverzí patrné nejvíce a ve všech ročních obdobích s výjimkou zimy jsou tyto trendy významné na $\alpha=0,01$ (viz obr. 28).

Obr. 27 – Trend ročních četností přízemních a výškových inverzí v Praze-Libuši (1992–2011)

Poznámky: vyšší četnost přízemních inverzí v roce 2011 byla způsobena přítomností přízemní inverze ve více než 50 % termínů v měsících III, IX a X (srov. obr. 24).

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Obr. 28 – Trend ročních četností přízemních a výškových inverzí v termínech 00 a 06 hodin UTC v Praze-Libuši (1992–2011)

Poznámky: nejvýraznější změna je patrná právě v termínu 06 hodin.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Při detailnějším pohledu na úrovni jednotlivých měsíců (obr. 29) je patrná časová shoda změn obou typů inverzí v termínu 06 UTC od dubna do září. Naopak pokles četnosti přízemních inverzí v termínu 18 UTC (a v menší míře i v létě v 00 UTC) není zrcadlen nárůstem inverzí výškových, což nahrává výše zmíněné hypotéze.

Obr. 29 – Trendy četnosti inverzí teploty pro jednotlivé měsíce a termíny

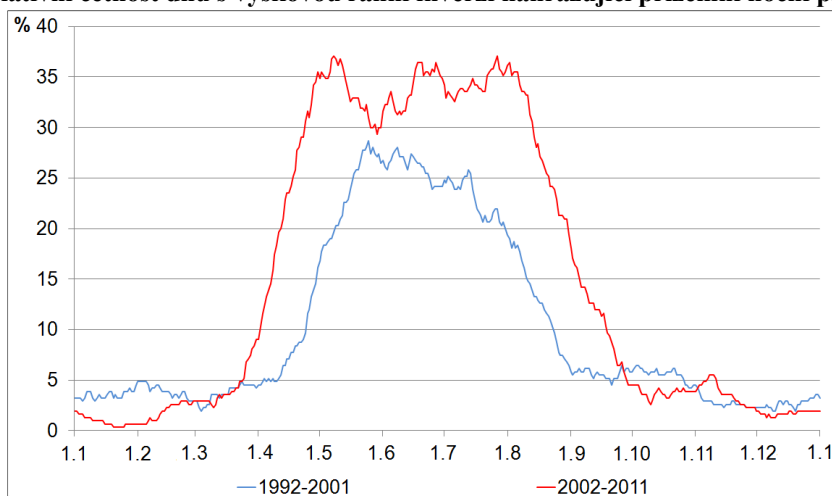
výškové	UTC	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	0												
	6												
	12												
	18												
přízemní	UTC	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	0												
	6												
	12												
	18												
trend významný na $\alpha=$		0,01		0,05		0,1							

Poznámky: trendy jsou určeny pro období 1992–2011. Všechny statisticky významné trendy jsou klesající pro přízemní a rostoucí pro výškové inverze.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Další možností, jak popsat změny v ranním termínu, je konstrukce křivky popisující relativní četnosti v létě běžného jevu – situace, kdy je přízemní inverze zaznamenaná v 00 UTC nahrazena inverzí výškovou v termínu 06 UTC. V ročním chodu lze obecně očekávat vyšší hodnoty cca od dubna do srpna, kdy slunce vychází před 6 hodinou UTC. Vývoj lze pro celý rok najednou přehledně vykreslit např. zobrazením hodnot pro dvě dílčí období (1992–2001 a 2002–2011), viz obrázek 30. Změny v letním půlroce jsou zjevné a souhlasí s trendy uvedenými výše v textu.

Obr. 30 – Relativní četnost dnů s výškovou ranní inverzí nahrazující přízemní noční pro dvě období



Poznámky: procento udává relativní četnost situace, kdy pro daný den v roce jsou současně splněny tyto podmínky: výšková inverze: 00 UTC – NE, 06 UTC – ANO; přízemní inverze: 00 UTC – ANO, 06 UTC – NE. Křivky jsou shlazený 31denním klouzavým průměrem.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

Při definici dvou náhodných veličin jako absolutní četnosti rozpadů nočních přízemních inverzí za současného vzniku ranní inverze výškové v desetidenních obdobích⁵⁶ zvláště pro dvě desetiletí, lze shodu empirických rozdělení těchto veličin otestovat dvouvýběrovým Kolmogorovovým-Smirnovovým testem. Hodnota D_s je v tomto případě 0,27 a při kritické hodnotě testu (pro $\alpha=0,1$) rovné 0,28 nebyla prokázána významná odlišnost dvou rozdělení. Pokud se stejný postup aplikuje pro období duben až září, kdy jsou patrné nejvýraznější rozdíly, je hodnota $D_s=0,56$ a při kritické hodnotě testu (pro $\alpha=0,01$) rovné 0,54 je možné rozdělení prohlásit za odlišná, čímž je potvrzena existence trendu s pravděpodobností chyby 1. druhu pouze 1 %. Kumulativní distribuční funkce jsou pro celý rok i pro zkrácené období zobrazeny v příloze 3.

Konzistentní se změnami četnosti obou typů inverzí v teplém půlroce je i pokles výšky základny výškových inverzí (viz obr. 31), zejména v 06 UTC. Naopak její nárůst v zimě ve všech termínech kromě 00 UTC souhlasí s významným poklesem mocnosti (viz obr. 32). Je pravděpodobné, že vzestup teploty v zimě a na jaře, který je patrný již několik desetiletí, vede k výraznému rozpouštění radiačních inverzí „zespodu“, či dokonce k jejich zániku - v prosinci je patrný mírný pokles četnosti výškových inverzí v termínech 12 a 18 UTC.

Přízemní inverze se mohutněji vyvíjejí v noci v podzimních měsících, zejména v říjnu. Oproti předchozím měsícům dochází na během podzimu ke zlepšení podmínek pro vývoj přízemních inverzí, což dokládá i vyšší průměrný gradient teploty v termínu 18 UTC (obr. 33). Je to také jediný případ v roce, kdy nárůst gradientu nelze dát do souvislosti s poklesem mocnosti inverze.

Obr. 31 – Trendy průměrné výšky základny výškových inverzí

UTC	zima	jaro	léto	podzim
0			↓	
6	↑	↓	↓	
12	↑			
18	↑		↓	
trend významný na $\alpha=$		0,01	0,05	0,1

Obr. 32 – Trendy mocnosti přízemních a výškových inverzí

	UTC	zima	jaro	léto	podzim
	výškové	0	↓	↓	
	6	↓	↓		↓
	12	↓	↓	↓	↓
	18	↓	↓		
	UTC	zima	jaro	léto	podzim
	přízemní	0			
	6				
	12			↑	
	18	↓	↓		
trend významný na $\alpha=$		0,01	0,05	0,1	

⁵⁶ resp. v 36 desetidenních obdobích mezi 1. 1. a 25. 12. a jedním 6denním (26. – 31. 12.)

Obr. 33 – Trendy průměrného gradientu teploty v přízemních a výškových inverzích

výškové	UTC	zima	jaro	léto	podzim
	0			↑	
	6		↑	↑	
	12	↑	↑		↑
	18	↑			↑
přízemní	UTC	zima	jaro	léto	podzim
	0				
	6			↓	
	12				
	18		↑		↑
trend významný na $\alpha=$		0,01	0,05	0,1	

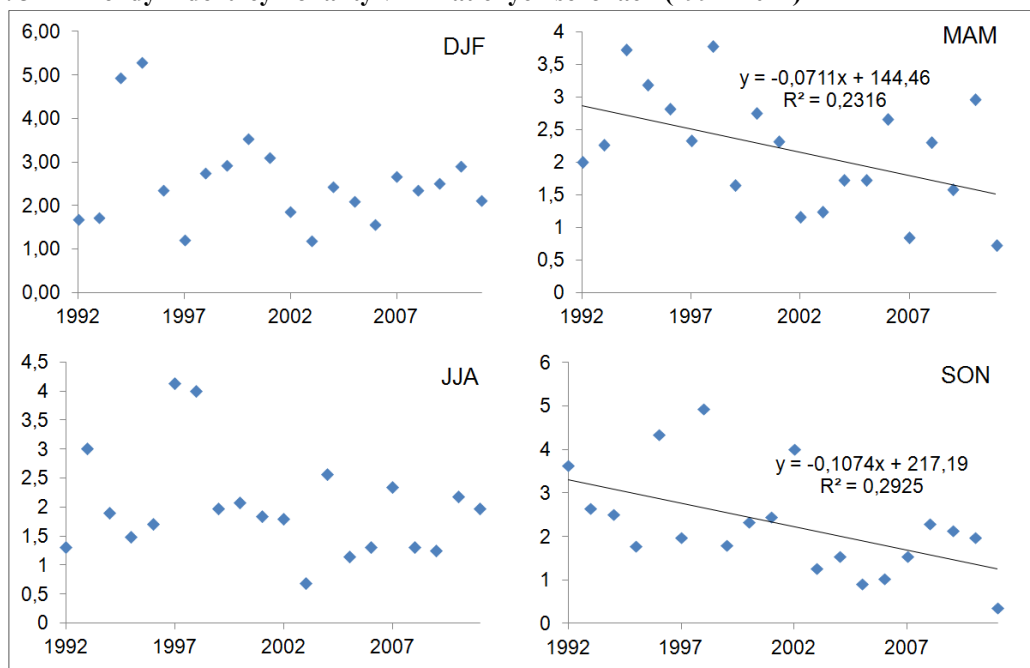
Poznámky k obr. 31–33: u významných trendů leží směrnice regresní přímky mimo $(1-\alpha) \times 100\%$ (oboustranného) intervalu spolehlivosti okolo nulového trendu. Barvou rozlišena hladina spolehlivosti a šipkou směr trendu. Vymezení ročních období v kap. 4.2.3.

Zdroj dat: měření ČHMÚ, databáze University of Wyoming

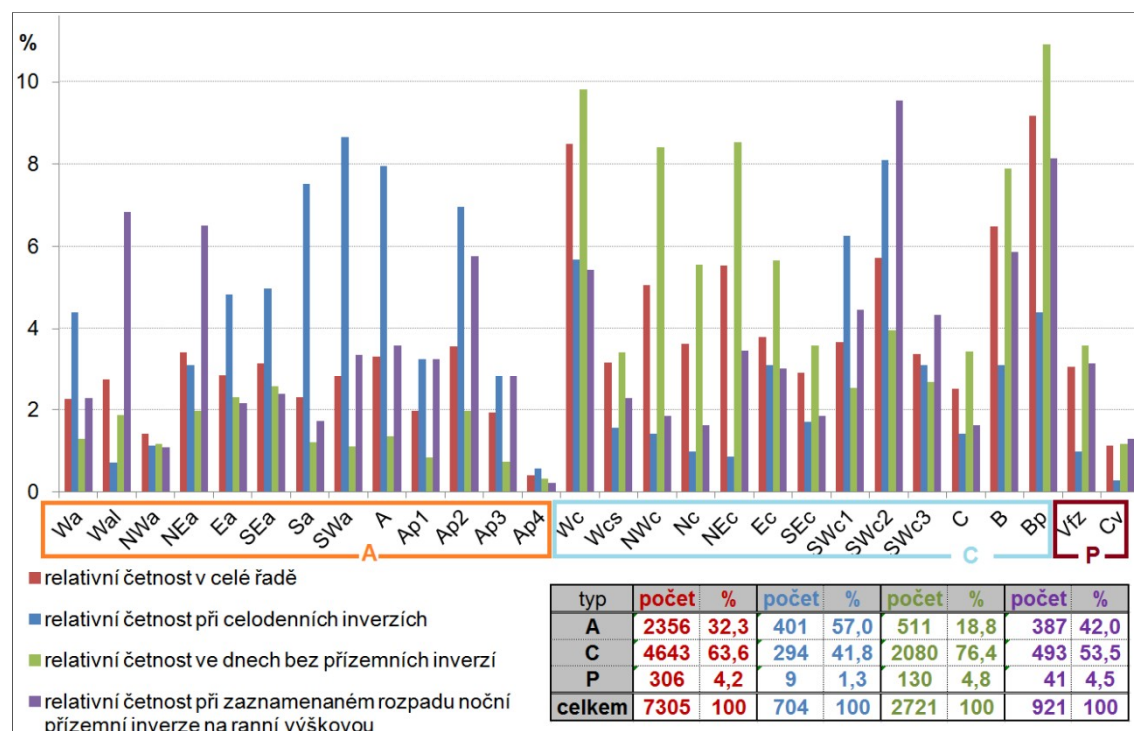
5.5 Souvislosti inverzí teploty se synoptickou situací

Za některými z uvedených změn mohou stát změny synoptické situace. Tyto vztahy se ovšem pouze obtížně hodnotí na základě klasifikací synoptických situací, zejména těch subjektivních. Vztahy jsou komplexní, projevuje se řada různých faktorů, a to odlišně u různých termínů a v různé roční době. Situaci lze ilustrovat na případě srpna, kdy jsou trendy inverzí nejvýraznější. Vyšší četnost anticyklonálních situací (zejména typů Ap) znamená výrazný pokles četnosti přízemních inverzí v ranním i večerním termínu. Výškové inverze mají ve všech termínech korelaci výrazně negativní naopak s cyklonalitou. Výrazné změny četnosti inverzí v létě ovšem trendy cyklonality (viz obr. 34) vysvětlit nelze. Na jaře a na podzim není všeobecný trend poklesu četnosti přízemních inverzí patrný, v některých měsících a termínech dochází k nevýznamnému nárůstu. Zde se naopak souvislost s rostoucí anticyklonalitou nabízí, protože 2–3 termíny měření jsou na rozdíl od léta mezi soumrakem a úsvitem a zároveň lze prokázat klesající trend cyklonality.

V kapitole 5.3.1 byla naznačena výrazná souvislost dlouhodobých přízemních inverzí a anticyklonálního počasí. Na obr. 35 je tato problematika rozvedena pro jednotlivé synoptické typy a různé typy inverzních situací. Výše zmíněná souvislost platí i pro celodenní inverze a dny bez zaznamenaných přízemních inverzí. Výjimku z pravidla v tomto případě tvoří typy Wal, Nwa, NEa a typy SWc. Wal je typ definovaný výhradně v letním období s maximem výskytu v červenci (Tolasz, 2007), čímž lze výrazně negativní vztah jednoznačně vysvětlit. Obdobný typ SWa, který má maximum výskytu až na podzim, má již závislost normální. Podobně jako v případě Wal, i typy SWc jsou charakteristické výškovým teplým JZ prouděním a zejména v chladné části roku, jako u jiných cyklonálních situací, bude velká část inverzí advektivního typu.

Obr. 34 – Trendy indexu cyklonality v klimatických sezonách (1992–2011)

Poznámky: index je stanoven jako poměr četnosti cyklonálních a anticyklonálních dnů v Kalendáři synoptických situací ČHMÚ. Trendy pro jaro a podzim leží vně 90% levostranného odhadu intervalu spolehlivosti okolo nulového trendu.

Obr. 35 – Relativní četnost výskytu synoptických typů v řadě (1992–2011) a četnost při zaznamenaném výskytu různých kategorií inverzí v Praze-Libuši

Poznámky: popis synoptických typů viz příloha 2. A – typy anticyklonální, C – typy cyklonální, P – typy přechodné.

Zdroje dat k obr. 34 a 35: ČHMÚ (d)

5.6 Srovnání výsledků se sondážním měřením v Prostějově

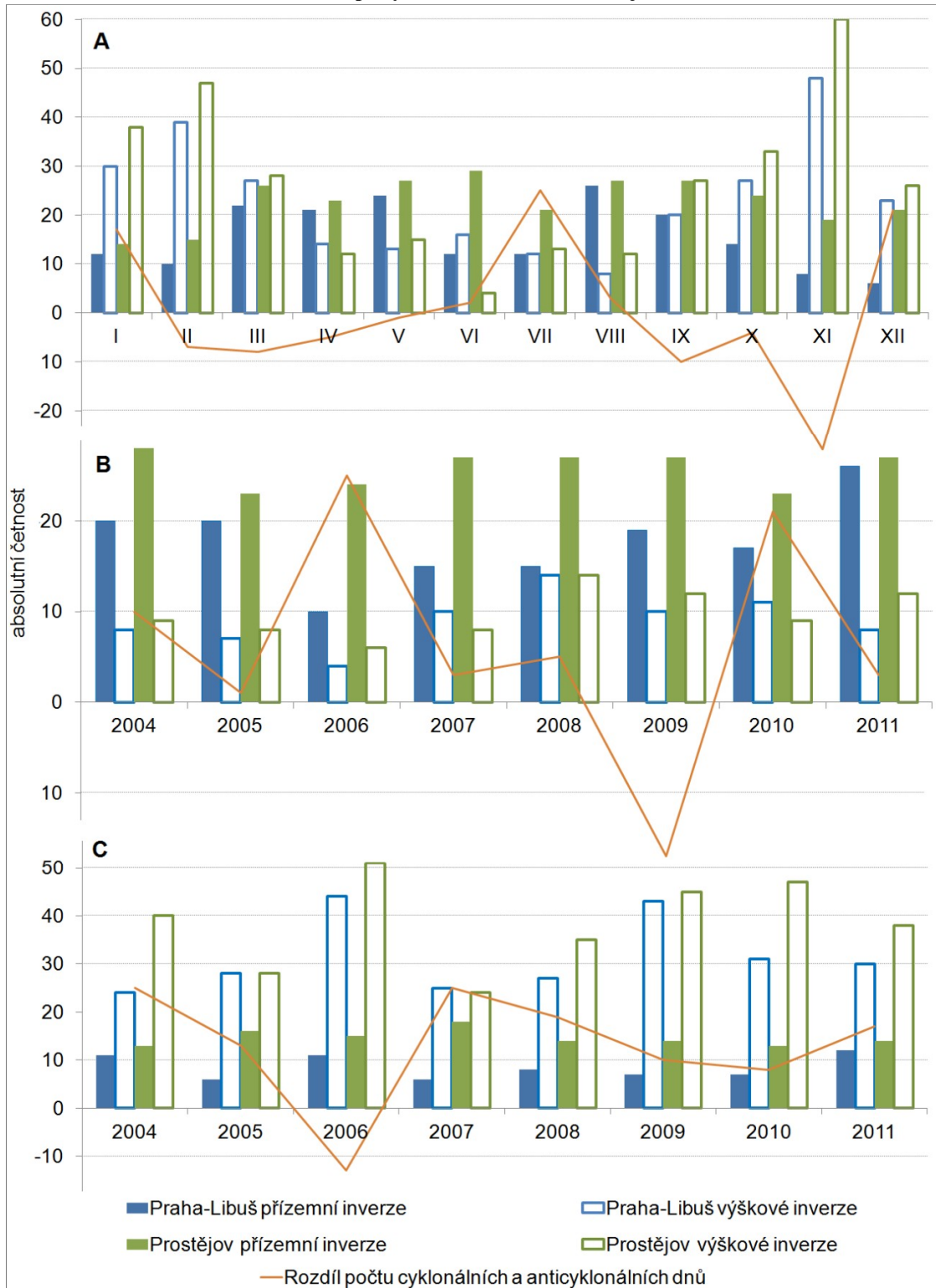
Aerologická stanice v Prostějově je té pražské nejbližší a pro srovnání tak skýtá relativně nejlepší materiál. Data z Prostějova nicméně mají omezenou využitelnost z důvodů uvedených v oddílu 4.1.2. Nejpatrnější trendy v Praze jsou v termínech 06 a 18 UTC, pro které bohužel není srovnání. Denní chod nelze ze dvou termínů hodnotit, obzvláště uvažujeme-li, že v poledne se inverze prakticky nevyskytují. I verifikace trendů pozorovaných v Praze je problematická vzhledem ke krátké řadě (2004–2011). Nabízí se tedy pouze porovnání četností výskytu v termínu 00 UTC.

Při porovnání řady inverzí z roku 2011 z termínu 00 UTC (obr. 36 A) je patrná velká podobnost. Počty výškových inverzí úzce korelují ($r_p = 0,96$), v Prostějově je počet mírně vyšší s výjimkou června. Korelace přízemních inverzí je přirozeně nižší ($r_p = 0,62$). Hlavní rozdíl lze spatřit v letním podružném minimu přízemních inverzí v Praze, které je v Prostějově vyvinuto jen sporadicky. Výraznější snížení v Praze nastává i na podzim a v prosinci, kdy je četnost dokonce pouze třetinová. Vzhledem k úzkému vztahu počtu přízemních a výškových inverzí v letním období lze červnové prostějovské minimum přisoudit jistě častým nočním radiačním inverzím. Nízké počty přízemních inverzí v Praze (přestože rok 2011 na ně byl relativně velmi bohatý) je pravděpodobně možné přisoudit specifickému pražskému klimatu.

Menší kolísání v Prostějově je patrné i v meziročním měřítku v srpnu (obr. 36 B). Za povšimnutí stojí extrémně cyklonální rok 2006, který se podepsal snížením počtu všech zobrazených inverzí s výjimkou přízemních v Prostějově. Právě léto 2006 tvoří v pražské řadě minimum a zlomový bod ve vývoji počtu přízemních inverzí, v Prostějově se ovšem nic takového neprojevuje. Relativně velmi špatné podmínky ke vzniku přízemních inverzí v Praze v zimě jsou zde demonstrovány na příkladu lednových hodnot (obr. 36 C).

Zatímco v srpnu platí pro obě místa a oba typy inverzí výrazná záporná korelace s indexem cyklonality (r_p mezi $-0,52$ a $-0,65$), v lednu závislost platí pouze pro výškové inverze a v Prostějově je méně vyjádřená ($-0,43$ oproti pražským $-0,7$). Je možné, že část tohoto rozdílu jde na vrub vzdálenosti; klasifikace je sice platná pro širší území než Prahu, ale skutečné počasí se může značně lišit a při klasifikaci nelze tyto rozdíly zohlednit. Vliv ale bude mít i poloha v široké sníženině Hornomoravského úvalu (nadmořská výška stanice je 216 m n. m.) oproti členitějšímu reliéfu Pražské plošiny a vyvýšené poloze stanice v Praze-Libuši, kde lze obecně očekávat přízemních inverzí méně, zejména v létě.

V srpnu jsou přízemní inverze nad Prahou cca o 25 % mocnější, v lednu je ovšem tato hodnota více než dvojnásobná (100 vs. 230 m). Při detailnějším prohledání dat je patrný důvod – při překročení přízemního (neredukovaného) tlaku vzduchu přes hodnotu 1000 hPa, k čemuž v Prostějově dochází výrazně častěji, přibývá v záznamu profilu teploty právě i hodnota pro hladinu 1000 hPa, která se nachází velmi blízko nad povrchem. Díky tomu dojde i k zaznamenání velmi mělkých přízemních inverzních vrstev, případně někdy i k jejich rozdělení na inverzi přízemní a výškovou. Lze tím asi z části vysvětlit i vyšší počet přízemních inverzí v Prostějově v zimě. V srpnu k tomuto jevu (minimálně v hodnocené řadě) nedochází.

Obr. 36 – Srovnání četnosti inverzí teploty v Praze-Libuši a Prostějově

Poznámky: **A** – měsíční absolutní četnosti inverzí v roce 2011 (00 UTC), **B** – četnosti inverzí v měsíci srpnu, **C** – četnosti inverzí v měsíci lednu. Místo indexu cyklonality je kvůli zachování měřítka zobrazen rozdíl počtu dnů s cyklonálním a anticyklonálním typem.

Zdroj dat: ČHMÚ (d), měření ČHMÚ a AČR (University of Wyoming)

5.7 Srovnání výsledků se sondážním měřením v Kümmersbrucku

Kümmersbruck lze ke srovnání použít srovnatelně dobře jako Prostějov. Vzdálenost obou míst od Prahy je podobná, cca 200 km. Vzhledem k tomu, že z Kümmersbrucku byla využita pouze data z měsíce srpna, nehraje časový posun významnou roli. Rozdíly času východu slunce mezi Kümmersbruckem a Prostějovem jsou asi 20 minut, nicméně i na konci srpna se na nejzápadnějším místě měří více než 1,5 hodiny před východem slunce. V případě termínu 18 UTC je situace jiná, slunce zapadá v 18 UTC v Praze v polovině měsíce, v německém městě o 14 dnů později. Rozdíl mezi Prahou a Kümmersbruckem ovšem činí méně než 10 minut a pravděpodobně nebude tak významný jako jiné faktory. Přednostně budou navíc využity termíny 00 a 06 UTC vzhledem k délce řady.

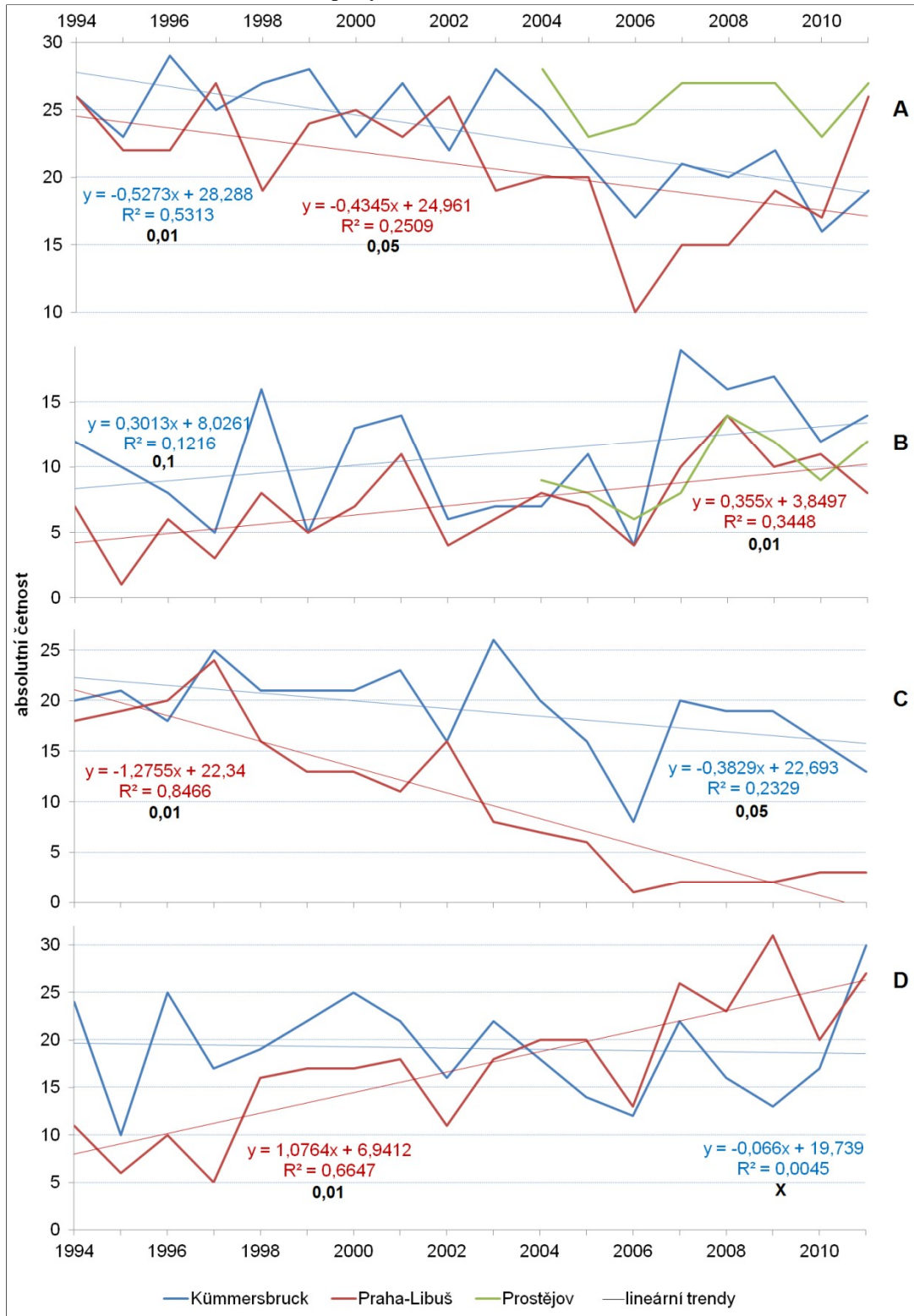
Srovnání trendů přízemních a výškových inverzí teploty ve dvou termínech v měsíci srpnu, kdy jsou trendy v Praze nejvýraznější, je uvedeno na obr. 37. V termínu 00 UTC, kdy lze očekávat nejméně lokálních vlivů, je patrná až překvapivá shoda klesajícího trendu četnosti přízemních inverzí i na poměry přízemních inverzí vysoká korelace ($r_p = 0,46$). To samé (jen s opačným znaménkem trendů) lze říci o inverzích výškových. Ve srovnání s Prahou je korelace přízemních inverzí s výškovými na německé stanici nižší, v 06 UTC je dokonce kladná (ačkoli v Praze dosahuje $-0,83$).

V 06 UTC četnost přízemních inverzí vykazuje také v obou případech významný klesající trend, při srovnání je ale dobře patrná extremita snížení počtu v Praze.

Vzhledem k blízkosti Kümmersbrucku českému území lze předpokládat dobrou korelaci s indexem cirkulace. Ta je s výjimkou výškových inverzí v 06 UTC (zároveň jediná řada bez patrného trendu) pro zbývající kategorie dokonce lepší než v případě Prahy, v nočním termínu vychází vztah nejtěsnější pro Prostějov. Na tomto vztahu lze dokumentovat specifické pražské klima, byť k spolehlivému ověření by bylo třeba porovnat mnohem více stanic a zejména kompletní řadu, nikoli pouze vybrané měsíce.

Počet přízemních inverzí v termínu 18 UTC na německé stanici je shodně nízký (maximálně 2 v měsíci), nicméně řada je bohužel krátká (od 2006) a neumožňuje posoudit, jestli nízké počty jsou zde přirozené, nebo jsou výsledkem tak razantního úbytku jako ukazují data z Prahy.

Obr. 37 – Srovnání trendů inverzí teploty v Praze-Libuši a Kümmersbrucku



Poznámky: **A** – 00 UTC přízemní inverze, **B** – 00 UTC výškové inverze, **C** – 06 UTC přízemní inverze, **D** – 06 UTC výškové inverze. Pod koeficientem determinace hladina významnosti, na které lze prokázat trend (metodou odhadu oboustranného intervalu spolehlivosti).

Zdroje dat: měření ČHMÚ, AČR a DWD (University of Wyoming)

Kapitola 6

Diskuze

Přinést vyčerpávající popis tak komplexního a prostorově i časově proměnlivého jevu, jakým jsou inverze teploty, je velmi obtížné i v malé oblasti bez výrazných horizontálních gradientů. V městě velikosti Prahy, kde kromě přirozených faktorů (zejm. členitost reliéfu) do utváření topoklimatu vstupuje mnohotvárný vliv člověka, je takový popis zcela nemožný. I pokud již zkraje zapovíme snahu popsat mikroklimatická specifika jednotlivých míst a soustředíme se pouze na popis všeobecných zákonitostí inverzí teploty v měřítku proměnlivé mezní vrstvy atmosféry, musíme se dopustit řady zjednodušení a kompromisů, které zcela jistě ovlivní výsledek práce. První takovou volbou je výběr dat.

Ačkoliv pro detekci stabilního zvrstvení atmosféry existuje řada metod, kterým byla věnována samostatná kapitola, dostupnost většiny datových zdrojů, ale i metod samotných, je velmi omezená. I proto autoři studií převážně využívají povrchová měření teploty, přestože vliv zemského povrchu může být velmi výrazný a vést ke zcela odlišným výsledkům, než které by odpovídaly reálnému zvrstvení atmosféry. Nadto taková hodnocení mají velmi omezenou prostorovou platnost pouze na místa měření teploty. V této práci bylo proto využito přístupu netradičního – analýzy dat aerologických měření. Tato volba do značné míry eliminuje vlivy zemského povrchu, přináší ovšem nutnost omezit se na několik diskrétních profilů během dne (obecně standardně 2–4). Vzhledem ke kolísání délky dne ve středních zeměpisných šířkách jsou tak výsledky pro jednotlivé termíny různou měrou zatíženy „chybou“ způsobenou měnicí se výškou slunce nad obzorem v okamžik měření. Aerologická měření se provádějí globálně v synoptických termínech, definovaných vzhledem k určitým celým hodinám UTC (nejčastěji v hlavních synoptických termínech – 0, 6, 12 a 18 hodin UTC). To omezuje srovnávání se vzdálenějšími místy, byť mají z hlediska potenciálu pro rozvoj inverzí třeba velmi podobné podmínky.

I při hodnocení denního chodu inverzí teploty a jeho proměnlivosti v různých částech roku na jedné stanici je třeba vážit, jaké změny odpovídají skutečným proměnám počasí. Z tohoto hlediska v podmínkách střední Evropy se jeví jako nejlepší termín 00 UTC. Na vznik i rozpad (zejm. přízemních) inverzí mají ovšem výrazný vliv podmínky blízko východu a západu slunce, ovlivňující znaménko tepelné bilance povrchu. Dlouhodobé změny takových podmínek mohou teoreticky vést i k relativně významnějším změnám v chodu inverzí (zejména délky trvání).

Bez přístupu k podrobným datovým zdrojům, popisujícím minimálně ony inkriminované okamžiky vzniku a zániku inverzí, lze ovšem skutečné vlivy stojící za ročními změnami i dlouhodobými trendy pouze zhruba odhadovat.

Sondážní měření mají vertikální rozlišení kolem 50 metrů, nicméně k dispozici v použité otevřené databázi jsou pouze údaje pro výrazné zlomové hladiny v rámci profilu. Rozlišení dat se zároveň během dlouhých řad mění a mění se tak i podmínky pro možnost odhalit inverzní vrstvy. Přízemní radiační inverze (snad s výjimkou noci a po dlouhou dobu přetrvávajících inverzí v zimním půlroce) jsou velmi mělké (medián mocnosti je běžně pod 200 m) a omezené rozlišení měření či spíše výběr hodnot uvedených ve výsledném profilu (databázi) lehce mohou způsobit jejich nezaznamenání. Počet zlomových hladin se přitom mění dle „složitosti“ profilu prvků a prakticky tak není možné stanovit, jestli k takovému zjednodušení mohlo dojít. I proto je třeba brát všechny výsledky četnosti i parametrů inverzí a jejich chodu spíše relativně než absolutně.

Potřebným materiálem k zhodnocení synoptických vlivů na kolísání četnosti výskytu inverzí (včetně dlouhodobých) je kalendář synoptických typů. Klasifikace užívaná ČHMÚ je velmi rozšířená a umožňuje porovnávat výsledky s řadou odborných studií. Je ovšem zatížena množstvím nepřesností plynoucích především z její subjektivity. Pro zpřesnění výsledků by se tedy nabízelo využít některou z objektivních klasifikací, dobrým zdrojem v tomto smyslu by mohla být databáze klasifikačních metod a klasifikační software vytvořený v rámci projektu COST733 (Huth, 2010), i za cenu obtížnější interpretace výsledků. Při analýzách byly objeveny v některých případech těsné vztahy mezi indexem cirkulace a četností (zejm. výškových) inverzí. Zvolený index není pochopitelně jediným možným způsobem, jak vztah inverzí a synoptické situace vyjádřit. V některých případech se těsnější (negativní) vazba projeví ve vztahu s absolutním počtem cyklonálních typů. Pro krátkodobé údaje (např. měsíční) jsou vztahy většinou volnější, což souhlasí s tvrzením Křivancové (1991), že těsnější vazbu mohou mít inverze na radiační počasí než samotnou synoptickou situaci.

Volnější vztah mají i počty přízemních inverzí. Do značné míry je to způsobeno vlivy povrchu a pravděpodobně v případě Prahy vliv tepelného ostrova (v širším smyslu) stojí za (v porovnání s dalšími dvěma využitými stanicemi) volnější vazbou na index cirkulace. To se týká zejména léta a termínu 06 UTC v posledních několika letech. V tomto případě nelze ovšem vyloučit ani změny struktury dat a různé proměnlivé vlivy okolí. Za tímto účelem by bylo vhodné provést u všech stanic velmi detailní analýzu změn nejbližšího okolí, které se na vlastnostech přízemních inverzí mohly bezprostředně projevit.

V kapitole 5.3.1 byla uvedena problematika celodenních a tzv. dlouhodobých inverzí. Stanovení takové kategorie z termínových dat je do značné míry subjektivní. Nutnost záznamu inverze ve třech termínech (vymezuje necelých 10 % dnů) může být v některých případech relativně málo přísná, při rozpuštění inverze krátce po 06 UTC a vytvoření krátce před 18 UTC může totiž dojít k vytvoření mohutné směšovací vrstvy a kompletnímu zániku jedné inverze a následnému vzniku druhé, což se výrazně projeví např. na disperzi znečištění. Přísnějším

kritériem by mohla být např. podmínka výskytu výškové inverze v určité maximální vzdálenosti nad povrchem ve zbývajícím termínu.

Velmi obtížné je hodnotit výsledky analýzy trendů teploty. Studie zabývající se inverzemi se omezují zpravidla na velmi krátkou časovou periodu, problematiku denního a ročního chodu a souvislostí nejčastěji se znečištěním. Absence možnosti srovnání výsledků s podobnou studií vznáší nejistoty, které v rozsahu této práce není možné vyvrátit. V souvislosti s výraznými trendy teploty, slunečního svitu a výskytu mlh, společně s velmi vyjádřeným tepelným ostrovem města, což bylo ukázáno na mnoha místech v práci, lze očekávat i určité změny inverzí. Například zmíněný pozorovaný extrémní pokles četnosti mlh v centru města by mohl vést k urychlení rozpouštění inverzí v ranních hodinách, obdobně vyšší minima teplot a nižší vlhkost vzduchu ve městě podmínky mění. Skutečně pozorované ubývání četnosti přízemních (a reciproční nárůst četnosti výškových) inverzí prakticky celoročně vznáší velké pochybnosti o homogenitě dat, ačkoliv provedený test žádné výrazné nehomogenity neodhalil. Ve většině případů jsou pozorované změny pozvolné, což by znamenalo nutně i pozvolnou změnu dat, která je méně pravděpodobná než změna skoková. Ani takové pozvolné změny však nelze vyloučit bez zhodnocení všech jednotlivých profilů, což je ovšem v takovém množství obtížně realizovatelné.

Za účelem verifikace trendů bylo tedy nutné zahrnout výsledky z dalších stanic. Proces úpravy dat a odvozování inverzí je nicméně natolik zdlouhavý, že nebylo možné porovnat celé řady či údaje z více stanic, ale jen některé úseky, na kterých jsou trendy výrazné. Zcela jistě tak na základě těchto dat nelze trendy ověřit, ovšem dvě srovnání, pro Prostějov a Kümmersbruck, umožnily alespoň naznačit možné řešení tohoto problému. Porovnání četnosti inverzí v ročním chodu s Prostějovem pomohlo definovat rozdíly (zejména ve vrcholném létě a nejspíše i první půli zimy), které jdou s největší pravděpodobností na vrub zvláštnímu klimatu Prahy. Prostějovská řada je ale bohužel příliš krátká pro srovnání trendů.

Proto k jejich prvnímu posouzení byla využita data ze stanice Kümmersbruck. Zjištěné změny v měsíci srpnu v termínu 00 UTC jsou velmi podobné pro přízemní i výškové inverze. V obou řadách je největší pokles četnosti přízemních inverzí patrný zhruba mezi lety 2002 a 2006, což ovšem poměrně dobře koreluje s počtem cyklonálních dnů. Hodnoty z 06 UTC již příliš srovnatelné nejsou, byť i zde je v německé řadě statisticky významný klesající trend. Na velmi malém souboru tak byla ukázána podobnost trendů. Vzhledem k rozsahu této analýzy nelze ale výrazné změny zjištěné z pražské řady rozhodně obhájit.

Kapitola 7

Závěr

Procházka et al. (1980) popsali v rámci své práce o klasifikaci klimatu Prahy hlavní faktory ovlivňující inverze teploty v členitém urbánním terénu. Cílem předkládané diplomové práce nebylo zpřesnění jejich výsledků, k tomu by bylo třeba mít k dispozici rozsáhlou databázi dat, která v současnosti, stejně jako před více než 30 lety, neexistuje. Určitou možností by mohlo být (obdobně jako při analýze tepelného ostrova provedené např. Jelínkem, 2008) využití termálních snímků družic Landsat a TERRA, které mají ovšem termínové rozlišení 16 dnů.

Využití radiosondážních profilů teploty namísto pozemních měření ale také do určité míry umožňuje popsat chod i dlouhodobé změny počtu a některých vlastností inverzí teploty v mezní vrstvě atmosféry. Tyto výsledky jsou platné v měřítku mezoklimatickém; v případech, kdy se specifické mezoklima v mezní vrstvě nad Prahou nevytváří (např. mohutné persistentní inverze v chladné části roku nebo naopak intenzivní cirkulace), lze výsledky považovat za reprezentativní pro velkou část Česka. Inverze (zejména v bezprostřední blízkosti povrchu) nad konkrétními místy v členitém terénu Prahy se ale ve většině případů mohou ve skutečnosti velmi výrazně lišit.

Tyto možné odlišnosti byly v rešeršní části práce alespoň demonstrovány pomocí několika prací, které se zákonitostmi přízemních inverzí teploty na různých místech zabývaly. Pozornost byla věnována i metodám, které lze k detekci inverzí využít a jejich silným a slabým stránkám.

Hlavním cílem práce byla analýza inverzí z radiosondážních dat z Prahy-Libuše. Za tímto účelem byla v první řadě subjektivně i objektivně zhodnocena homogenita datové řady odvozených inverzí a následně vybrán úsek pro další analýzy. Jako možné rozšíření použitého postupu se jeví ohodnocení homogenity zdrojových profilů, zejména vyčíslení případných změn počtu v datech uvedených hladin (v rámci definované MVA).

Pro denní chod inverzí byly zjištěny odlišnosti v různých částech roku. Ty jsou způsobeny primárně proměnlivou sluneční radiací, která přímo ovlivňuje intenzitu vyzařování povrchem i atmosférou, a tak i potenciál pro vznik radiačních inverzí. V termínu 12 UTC se vyskytují přízemní inverze celoročně pouze minimálně. Ve zbylých termínech je patrný výrazný denní chod v teplé části roku s maximem četnosti i průměrného gradientu teploty v termínu 00 UTC. V zimních měsících jsou počty přízemních inverzí v jednotlivých termínech podobné, v 18 UTC mají ale vrstvy jen asi poloviční mocnost.

Počet výškových inverzí kolísá během dne jen málo s výjimkou 06 UTC v létě, kdy je zvýšený počet způsoben rozpadajícími se inverzemi přízemními. V ročním chodu převažují v zimě, kdy je možné je zaznamenat zhruba ve 3/4 termínů a v 1/3 případů se vyskytují ve dvou a více (výjimečně až čtyřech) vrstvách nad sebou.

V ročním chodu bylo identifikováno hlavní maximum četnosti přízemních inverzí v měsících září a říjen, podružné maximum se vytváří i v březnu a dubnu. Tyto počty jsou ale výrazně ovlivněny délkou dne, resp. vztahem času východu a západu slunce a času měření. Podzimní maximum dobře koreluje se sníženou cyklonalitou na podzim, kdy se zároveň nejčastěji vyskytují celodenní i vícedenní přízemní inverze. Během nich klesá index cyklonality (poměr cyklonálních a anticyklonálních dnů) až na desetinu obvyklé hodnoty. Zvolená kritéria pro definování celodenních a vícedenních inverzí byla volena subjektivně a významně ovlivňují výsledek. Pro přesnění a zároveň rozvedení práce by bylo zajímavé srovnání s koncentracemi škodlivin na různých místech Prahy. Z hodinových koncentrací by bylo možné posoudit i některé zjištěné trendy inverzí, byť inverze jsou jen jedním z mnoha faktorů, které se na výsledném znečištění podílejí.

V použité datové řadě (1992–2011) bylo zjištěno mnoho statisticky významných trendů. Určité změny bylo možné vzhledem k měnícímu se klimatu a výraznému vlivu městského ostrova. Výraznost některých změn ovšem vznáší pochybnosti o homogenitě řady. Jako nutnost se jeví pro její potvrzení či vyvrácení analyzovat profily teplot z radiosondážního měření v blízkých místech; v globální databázi aerologických dat se nabízí německé stanice Kümmersbruck, München, Stuttgart, Meiningen, či Lindenberg; a dále Wrocław, Poprad-Gáňovce, Wien a Prostějov. Zásadní podmínkou je ovšem s Prahou srovnatelná délka homogenní řady (alespoň od 1992) a měření i v termínech 06 a 18 UTC.

Na závěr práce byly pro 2 nejbližší stanice (Kümmersbruck a Prostějov) porovnány některé výrazné trendy, vzhledem k velké časové náročnosti úpravy dat je rozsah této práce omezený a ověření výsledků není možné považovat zdaleka za dostatečné.

Z hlavních změn inverzí nad Prahou lze jmenovat:

- výrazný (a statisticky významný na α alespoň 0,05) trend poklesu četnosti přízemních inverzí v 06 a 18 UTC od dubna do září a v první půli zimy, v 00 UTC počet klesá zejména ve vrcholném létě
- významný nárůst četnosti výškových inverzí v termínu 06 UTC, který lze přikládat dřívějšímu rozpadu přízemních inverzí
- změny se dějí většinou velmi pozvolně a kolem roku 2005 se většinou zmírňují
- v případě přízemních inverzí mírně narůstá mocnost a průměrný gradient teploty na jaře a v části podzimu, což může souviset s pozorovanými trendy cyklonality v těchto sezónách
- výškové inverze vykazují pokles mocnosti zejména v zimě a na jaře, v létě klesá jejich průměrná výška v noci a ráno (zřejmě v návaznosti na rozpad inverzí přízemních), v zimě naopak roste přes den (možný nárůst mocnosti směšovací vrstvy) při současném zvyšování průměrného gradientu

-
- při srovnání měsíčních četností inverzí v Praze a Prostějově (2011) je v Praze patrné snížení četnosti v létě (VI–VII) a na přelomu podzimu a zimy (X–XII), což zhruba souhlasí s obdobími s nejméně výraznými trendy; pro léto a zimu je v literatuře uváděna největší intenzita tepelného ostrova, což zřejmě hraje výraznou roli i v tomto případě
 - srovnání s Kümmersbruckem ukazuje podobně klesající trend četnosti přízemních a rostoucí trend výškových inverzí v měsíci VIII v termínu 00 UTC v letech 1994–2011, v případě termínu 06 UTC panuje částečná shoda u přízemních inverzí

SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

- Angevine, W. M., Bakwin, P. S., Davis, K. J. (1998):** Wind profiler and RASS measurements compared with measurements from a 450-m-tall tower. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, č. 3, s. 818–825.
- Balatka, B., Kalvoda, J. (2006):** Geomorfologické členění reliéfu Čech. Kartografie Praha, Praha, 79 s.
- Bednář, J., Zikmunda, O. (1985):** Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Academia, Praha, 245 s.
- Cahynová, M., Huth, R. (2007):** Trendy v kalendáři povětrnostních situací HMÚ/ČHMÚ v období 1946–2002. *Meteorologické zprávy*, 60, č. 6, s. 175–182.
- Coufal, L., Stuchlík, F. (1962):** Oblačnost v Praze za 100 let. *Meteorologické zprávy*, 15, č. 5, s. 128–135.
- Černíkovský, L. (1990):** Proudění v mezní vrstvě atmosféry na stanici Praha-Libuš v letech 1978–1986. *Meteorologické zprávy*, 43, č. 3, s. 70–72.
- Černý, E., Keder, J. (2007):** Rozbor epizod vysokého znečištění ovzduší na počátku roku 2006 ve vztahu k meteorologickým podmínkám. *Meteorologické zprávy*, 60, č. 1, s. 7–13.
- Čulík, J., Hrbek, J. (1965):** Minimální teploty za mrazíků v ovocnářské krajině. *Meteorologické zprávy*, 18, č. 5, s. 149–152.
- Dobrovolný, P. (1998):** Dálkový průzkum Země: Digitální zpracování obrazu. Masarykova univerzita, Brno, 210 s.
- Dvořák, P. (2010):** Letecká meteorologie. Svět křídel, Cheb, 482 s.
- Fišák, J. (2007):** Obsah kapalné vody v mlze na Milešovce v letech 2003–2005. *Meteorologické zprávy*, 60, č. 1, s. 27–29.
- Förchtgott, J. (1971):** Počasí a čistota ovzduší vzhledem k členitosti krajiny. *Meteorologické zprávy*, 24, č. 5, s. 111–115.
- Garratt, J. R. (1992):** The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press, Cambridge, 316 s.
- Gottwald, A. (1961):** Poznámky ke studiu zakalení velkoměstského ovzduší. *Meteorologické zprávy*, 14, č. 6, s. 153–157.
- Gottwald, A. (1962):** Zvláštnosti teploty vzduchu v Praze. *Meteorologické zprávy*, 15, č. 2, s. 46–51.
- Gottwald, A. (1963):** Snížená vlhkost vzduchu v Praze. *Meteorologické zprávy*, 16, č. 1, s. 5–7.
- Gottwald, A. (1971):** Změny v trvání slunečního svitu v Praze. *Meteorologické zprávy*, 24, č. 5, s. 121–122.
- Görsdorf, U., Lehmann, V. (2000):** Enhanced accuracy of RASS-measured temperatures due to an improved range correction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17, č. 4, s. 406–416.

- Gregor, A. (1968):** Podnebí Prahy: Studie z užití klimatologie pro urbanismus. Academia, Praha, 194 s.
- Ha, K. J., Mahrt, L. (2003):** Radiative and turbulent fluxes in the nocturnal boundary layer. *Tellus A*, 55, č. 4, s. 317–327.
- Havlíčková, T. (2008):** Hodnocení topoklimatu ve vybraných lokalitách CHKO Žďárské vrchy se zaměřením na vznik možných místních klimatických efektů [Diplomová práce]. Přírodovědecká fakulta UP, Olomouc, 87 s.
- Havlík, V., Možný, M. (1991):** Vliv dlouhodobého působení počasí a antropogenního znečištění atmosféry na záznam délky slunečního svitu. *Meteorologické zprávy*, 44, č. 2, s. 55–58.
- HMÚ (1967):** Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. HMÚ, Praha, 94 s.
- Horváth, J., Rak, V. (1987):** Klasifikácia oblačnosti a nebezpečných meteorologických javov na základe údajov z družíc METEOSAT 2. *Meteorologické zprávy*, 40, č. 5, s. 150–154.
- Huth, R., Pokorná, L. (2004):** Trendy jedenácti klimatických prvků v období 1961–1998 v České republice. *Meteorologické zprávy*, 57, č. 6, s. 168–178.
- Huth, R. (2010):** Synoptic-climatological applicability of circulation classifications from the COST733 collection: First results. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, s. 388–394.
- Chaloupecký, P. (2004):** Režim přízemních mlh v Praze v období 1961–2001 [Diplomová práce]. Přírodovědecká fakulta UK v Praze, Praha, 84 s.
- Chládová, Z., Kalvová, J. (2005):** Změny vybraných klimatických charakteristik v České republice v období 1961–2000. *Meteorologické zprávy*, 58, č. 5, s. 146–153.
- Chmelík, M. (1988):** Vplyv orografie na prúdenie v spodnej troposfére za vybraných synoptických situácií. *Meteorologické zprávy*, 41, č. 4, s. 104–108.
- Chromov, S. P. (1968):** Meteorológia a klimatológia. Vydavateľstvo SAV, Bratislava, 456 s.
- Jelínek, K. (2008):** Detekce tepelného ostrova města s využitím termálních snímků [Diplomová práce]. Přírodovědecká fakulta MU, Brno, 83 s.
- Jůza, P. (2010):** Porovnání teploty vzduchu a větru ve výšce podle měření sodaru a pozemních meteorologických stanic. *Meteorologické zprávy*, 63, č. 2, s. 42–51.
- Kachlík, P. (2011):** Přehled současných družicových systémů s velmi vysokým rozlišením snímků [Bakalářská práce]. Přírodovědecká fakulta MU, Brno, 38 s.
- Kalvová, J., Bednář, J. (1989):** Změny slunečního svitu v Praze v letech 1961–1985. *Meteorologické zprávy*, 42, č. 4, s. 97–102.
- Keder, J. (1981):** Využití sodaru pro krátkodobou předpověď znečištění ovzduší. *Meteorologické zprávy*, 34, č. 4, s. 147–151.
- Keder, J. (1999):** Detection of inversions and mixing height by REMTECH PA2 sodar in comparison with cillorated radiosonde measurments. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 71, č. 1, s. 133–138.

- Kiehl, J. T., Trenberth, K. E. (1997):** Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, č. 2, s. 197–208.
- Koldovský, M. (1970):** Mezní vrstva ovzduší. HMÚ, Praha, 28 s.
- Kovanda, J., ed. (2001):** Neživá příroda Prahy a jejího okolí. Academia, Praha, 215 s.
- Krahula, L. (2010):** Variabilita teploty vzduchu v městě Brně podle denních měření [Bakalářská práce]. Přírodovědecká fakulta MU, Brno, 83 s.
- Křivancová, S. (1991):** Teplotní zvláštnosti Šumavy. *Meteorologické zprávy*, 44, č. 5, s. 143–150.
- Křupalová, Š. (2010):** Příspěvek ke studiu mezoklimatu Hostýnsko-Vsetínských vrchů [Diplomová práce]. Přírodovědecká fakulta UP, Olomouc, 81 s.
- Kuchaříková, D., Prošek, P. (1983):** Vliv konvexního a konkávního reliéfu na tvorbu a vývoj radiačních inverzí teploty. *Meteorologické zprávy*, 36, č. 3, s. 84–92.
- Lutgens, F. K., Tarbuck, E. J. (1979):** The atmosphere: An introduction to meteorology. Prentice-Hall, New Jersey, 413 s.
- Mahrt, L. (2007):** Weak-wind mesoscale meandering in the nocturnal boundary layer. *Environmental Fluid Mechanics*, 7, č. 4, s. 331–347.
- Mayor, S. D., Lenschow, D. H., Schwiesow R. L., Mann, J., Frush, C. L., Simon, M. K. (1997):** Validation of NCAR 10.6- μm CO₂ doppler lidar radial velocity measurements and comparison with a 915-MHz profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 14, č. 5, s. 1110–1126.
- Munzar, J. (1988):** První doklady o antropogenních vlivech na podnebí měst v Česku. *Meteorologické zprávy*, 41, č. 4, s. 122–124.
- Nicholls, N. (2001):** Commentary and analysis: The insignificance of significance testing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82, č. 5, s. 981–986.
- Nosek, M. (1972):** Metody v klimatologii. Academia, Praha, 434 s.
- Novák, Z. (1976):** Výsledky rozboru některých mlhových situací na letišti v Praze-Ruzyni. *Meteorologické zprávy*, 29, č. 1, s. 1–9.
- Ouředníček, M. ed. (2006):** Sociální geografie Pražského městského regionu. Katedra sociální geografie a regionálního rozvoje, Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 159 s.
- Papež, A. (1972):** Vztah mezi synoptickými situacemi a znečištěním vzduchu v Kopistech u Mostu. *Meteorologické zprávy*, 24, č. 1, s. 37–40.
- Pavlík, J. et al. (2005):** Aplikovaná statistika. VŠCHT, Praha, 172 s.
- Pechala, F., Bednář, J. (1991):** Příručka dynamické meteorologie. Academia, Praha, 370 s.
- Piironen, A., Eloranta, E. W. (1995):** Convective boundary layer mean depths, cloud base altitudes, cloud top altitudes, cloud coverages, and cloud shadows obtained from Volume Imaging Lidar data. *Journal of Geophysical Research*, 100, č. 12, s. 25569–25576.

- Pretel, J. (1982):** Základní charakteristiky přízemní vrstvy atmosféry nad zvlněným terénem. Meteorologické zprávy, 35, č. 2, s. 50–54.
- Procházka, J., Šebek, O., Coufal, L., Sedláček, M. (1980):** Klasifikace klimatu Prahy. Meteorologické zprávy, 33, č. 6, s. 161–167.
- Prošek, P. (1976):** Noční teplotní inverze při výskytu teplé svahové zóny na svazích Pavlovských vrchů. Meteorologické zprávy, 29, č. 3, s. 89–92.
- Rein, F. (1971):** Znečištění ovzduší a mezní vrstva atmosféry z hlediska klimatologie. Meteorologické zprávy, 24, č. 3, s. 74–79.
- Rein, F. (1972):** Poznámky ke struktuře teplotních inverzí v okolí Milešovky. Meteorologické zprávy, 25, č. 4, s. 122–125.
- Rorabacher, D. B. (1991):** Statistical treatment for rejection of deviant values: critical values of Dixon's „Q“ parameter and related subrange ratios at the 95 % confidence level. Analytical Chemistry, 63, č. 2, s. 139–146.
- Řezáčová, D., Novák, P., Kašpar, M., Setvák, M. (2007):** Fyzika oblaků a srážek. Academia, Praha, 576 s.
- Skřivánková, P. (2005):** Ověřovací testy radiosond Vaisala RS92 v Praze-Libuši. Meteorologické zprávy, 57, č. 2, s. 53–58.
- Sládek, I. (1967):** Příspěvek k poznání denního režimu znečištění ovzduší SO₂ v Praze. Meteorologické zprávy, 20, č. 3, s. 99–101.
- Sládek, I. (1975):** Vztahy mezi režimem znečištění ovzduší a počasím v severozápadních Čechách. Meteorologické zprávy, 28, č. 4, s. 97–103.
- Sobišek, B., ed. (1993):** Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Academia, Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha, 594 s.
- Sobišek, B. (2000):** Rychlost a směr větru na území České republiky v období 1961–1990. Národní klimatický program ČR, Sv. 29. ČHMÚ, Praha, 87 s.
- Štekl, J. (1996):** Vertikální profil rychlosti větru v mezní vrstvě atmosféry. Větrná energie, 3, č. 1, s. 3–6.
- Štekl, J., Sokol, Z., Zacharov, P. (2000):** Denní a roční chod rychlosti větru v závislosti na nadmořské výšce nad územím České republiky. Větrná energie, 7, č. 1, s. 2–5.
- Štekl, J. (2006):** Extrémně nízká poměrná vlhkost na Milešovce. Meteorologické zprávy, 59, č. 2, s. 43–48.
- Stull, R. (1988):** An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Boston, 666 s.
- Sun, J., Burns, S., Delany, A., Horst, T., Oncley, S., Lenschow, D. (2003):** Heat balance in nocturnal boundary layers. Journal of Applied Meteorology, 42, č. 11, s. 1649–1666.
- Tolasz, R. (1995):** Dlouhodobé změny rychlosti větru ve volné krajině a v příměstské zóně. Větrná energie, 2, č. 1, s. 9–11.

- Tolasz, R., ed. (2007):** Atlas podnebí Česka 1961–2000. ČHMÚ, Univerzita Palackého, Praha, Olomouc, 255 s.
- Vítková, D. (1970):** Aerologie. HMÚ, Praha, 62 s.
- Volná, V., Černikovský, L. (2005):** Výsledky měření systému SODAR-RASS v Ostravě v letech 1998–2003. Meteorologické zprávy, 58, č. 6, s. 171–175.
- Vysoudil, M. (2000):** Meteorologie a klimatologie pro geografů. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc, 232 s.
- Wilczak, J. M., Gossard, E. E., Neff, W. D., Eberhard, W. L. (1996):** Ground-based remote sensing of the atmospheric boundary layer: 25 years of progress. Boundary-Layer Meteorology, 78, č. 3–4, s. 231–349.
- Wilks, D. S. (2006):** Statistical methods in the atmospheric sciences. Elsevier Academic Press, Amsterdam, 627 s.
- Witoszová, D. (2009):** Teplotní inverze v Ostravské pánvi [Diplomová práce]. Přírodovědecká fakulta MU, Brno, 90 s.

Internetové zdroje

- ČHMÚ (a):** Vysvětlení některých meteorologických pojmů a jevů [online]. Dostupný z WWW: <http://old.chmi.cz/meteo/olm/Let_met/Pojmy.htm>. [CIT: 12. 6. 2012].
- ČHMÚ (b):** Informace o aerologických měřeních [online]. Dostupný z WWW: <http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/oa/sondaz_info.html>. [CIT: 12. 7. 2012].
- ČHMÚ (c):** Meteorologická interpretace radiálních rychlostí [online]. Dostupný z WWW: <http://old.chmi.cz/meteo/rad/pub/sem_dop/uvo/uvo_40.html>. [CIT: 20. 7. 2012].
- ČHMÚ (d):** Typizace povětrnostních situací pro území České republiky [online]. Dostupný z WWW: <http://portal.chmi.cz/portal/dt?portal_lang=cs&menu=JSPTabContainer/P4_Historicka_data/P4_1_Pocasi/P4_1_12_Typizace_situaci&last=false>. [CIT: 1. 8. 2012].
- ČVÚT:** Přenos tepla a látky [online]. Dostupný z WWW: <http://webfyzika.fsv.cvut.cz/PDF/prednasky/prenos_tepla.pdf>. [CIT: 1. 7. 2012].
- GMES:** GEOSS/GMES v České republice [online]. Dostupný z WWW: <<http://gmes.gov.cz/gmes/gmes-space>>. [CIT: 25. 7. 2012].
- Infomet:** Umístění prosince 2011 a roku 2011 v 237leté klementinské teplotní řadě [online]. Dostupný z WWW: <<http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1326294288>>. [CIT: 30. 7. 2012].

Liste der Haupteinheiten: Liste aller Naturraum-Haupteinheiten in Deutschland, Karte der Haupteinheitsgruppen und Grossregionen [online]. Dostupný z WWW:

<<http://geographie.giersbeck.de/naturraeumlichegliederung.htm>>. [CIT: 16. 8. 2012].

Meteocentrum: Třídění meteorologických stanic [online]. Dostupný z WWW:

<<http://www.meteocentrum.cz/encyklopedie/meteorologicke-stance.php>>. [CIT: 29. 5. 2012].

Pražská informační služba: Nadmořské výšky [online]. Dostupný z WWW:

<<http://www.praguewelcome.cz/cs/pamatky/zajimavosti/nadmorske-vysky>>. [CIT: 9. 7. 2012].

Skyfly: Aerologický výstup – abeceda plachtaře [online]. Dostupný z WWW:

<<http://skyfly.cz/zajimavo/vystup1.htm>>. [CIT: 19. 6. 2012].

United States Naval Observatory: Sun rise/set table for one year [online]. Dostupný z WWW:

<http://aa.usno.navy.mil/data/docs/RS_OneYear.php>. [CIT: 5. 8. 2012].

University of Wyoming: Aerological Data [online]. Dostupný z WWW:

<<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. [CIT: 10. 7. 2012].

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1 – Absorpce záření zemskou atmosférou a selektivní absorpce záření vybranými plyny	11
Obr. 2 – Denní a roční chod sluneční a zemské radiace v mírném klimatickém pásu	13
Obr. 3 – Vliv nadmořské výšky na průměrnou denní amplitudu teploty	14
Obr. 4 – Průměrný vertikální profil rychlosti větru, Praha-Libuš (1971–1991)	16
Obr. 5 – Schematické znázornění denního chodu proudění v údolí	17
Obr. 6 – Závislost nasyceně adiabatického gradientu teploty na teplotě a tlaku vzduchu.	19
Obr. 7 – Denní změny MVA nad pevninou v radiačním, bezoblačném počasí	20
Obr. 8 – Inverzní typy MVA dle typizace Koldovského	22
Obr. 9 – Typy inverzí dle výšky	24
Obr. 10 – Schéma vzniku vybraných typů inverzí	25
Obr. 11 – Šíření kouřové vlečky při výskytu teplotní inverze	28
Obr. 12 – Časový průběh vertikálního teplotního gradientu a průběh koncentrací PM ₁₀	29
Obr. 13 – Časový průběh vertikálního profilu MVA.	34
Obr. 14 – Vertikální profily proudění v MVA a pole přízemního větru z měření dopplerovským lidarem	35
Obr. 15 – Průměrné roční teploty a klouzavé průměry teploty v Praze-Klementinu	41
Obr. 16 – Trend počtu dnů s mlhou v centru a na periferii Prahy v období 1961–2001	43
Obr. 17 – Trend cyklonality dle kalendáře ČHMÚ	47
Obr. 18 – Počet zaznamenaných inverzí v Praze-Libuši v MVA	52
Obr. 19 – Homogenita odvozené 20leté řady inverzí v Praze-Libuši.	53
Obr. 20 – Čas východu a západu slunce v Praze-Libuši v roce 2012.	54
Obr. 21 – Denní chod četnosti inverzí teploty v Praze-Libuši (1992–2011)	54
Obr. 22 – Empirické kumulativní distribuční funkce mocnosti přízemních inverzí v Praze-Libuši	55
Obr. 23 – Empirické kumulativní distribuční funkce průměrného vertikálního teplotního gradientu v přízemních inverzích v Praze-Libuši	56
Obr. 24 – Roční chod indexu cyklonality a četnosti přízemních inverzí v Praze-Libuši	58
Obr. 25 – Relativní četnost mělkých (<q ₂₅ a <q ₅₀) přízemních inverzí v Praze-Libuši	58
Obr. 26 – Roční chod vícedenních inverzí v Praze-Libuši	59
Obr. 27 – Trend ročních četností přízemních a výškových inverzí v Praze-Libuši (1992–2011)	61
Obr. 28 – Trend ročních četností přízemních a výškových inverzí v termínech 00 a 06 hodin UTC v Praze-Libuši (1992–2011).	61
Obr. 29 – Trendy četnosti inverzí teploty v jednotlivých sezonách a termínech	62
Obr. 30 – Relativní četnost dnů s výškovou ranní inverzí nahrazující přízemní noční pro dvě období	62
Obr. 31 – Trendy průměrné výšky základny výškových inverzí	63
Obr. 32 – Trendy mocnosti přízemních a výškových inverzí	63

Obr. 33 – Trendy průměrného gradientu teploty v přízemních a výškových inverzích	64
Obr. 34 – Trendy indexu cyklonality v klimatických sezonách (1992–2011)	65
Obr. 35 – Relativní četnost výskytu synoptických typů v řadě (1992–2011) a četnost při zaznamenaném výskytu různých kategorií inverzí v Praze-Libuši	65
Obr. 36 – Srovnání četnosti inverzí teploty v Praze-Libuši a Prostějově	67
Obr. 37 – Srovnání trendů inverzí teploty v Praze-Libuši a Kümmersbrucku	69

SEZNAM PŘÍLOH

Příloha 1 – Příklady profilů z radiosondážního měření v Praze-Libuši

Příloha 2 – Popis vybraných synoptických typů

Příloha 3 – Kumulativní distribuční funkce rozpadu přízemních inverzí, K-S test

Příloha 4 – Synoptická situace v obdobích dlouhých inverzí (1992–2011)

Příloha 1

Příklady profilů z radiosondážního měření v Praze-Libuši

11520 Praha-Libus Observations at 00Z 01 Jan 1990							
PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot
1000.0	186						
985.0	303	-1.9	-4.1	85	2.88	130	6
850.0	1467	-2.5	-11.5	50	1.88	230	14
700.0	3007	-5.5	-24.5	21	0.76	260	12
500.0	5560	-23.3	-37.3	27	0.31	310	12
400.0	7150	-35.9	-47.9	28	0.13	315	14
300.0	9080	-51.3	-61.3	29	0.03	330	22
250.0	10240	-58.7				325	18
200.0	11670	-51.1				305	16
150.0	13550	-50.1				300	12
135.0	14234	-52.7				295	16
100.0	16160	-55.5				310	22

11520 Praha-Libus observations at 00Z 01 Jan 2011							
PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot
1000.0	181						
985.0	303	-1.7	-3.6	87	2.99	245	8
975.0	384	-2.0	-3.9	87	2.96	270	10
966.0	458	-2.3	-4.1	87	2.93	270	11
946.0	624	-2.9	-4.6	88	2.88	270	15
942.0	657	-3.2	-4.8	88	2.85	270	16
925.0	801	-4.3	-5.7	90	2.71	275	16
897.0	1042	-6.7	-7.0	98	2.53	290	17
879.0	1201	-7.1	-7.4	98	2.51	300	17
876.0	1227	-7.3	-10.6	77	1.96	301	18
873.0	1254	-6.5	-17.5	41	1.11	301	18
870.0	1281	-5.3	-20.3	30	0.88	302	18
866.0	1317	-1.7	-16.7	31	1.20	302	18
860.0	1373	-1.1	-16.1	31	1.27	303	19
850.0	1466	-0.7	-15.7	31	1.33	305	19
840.0	1561	0.4	-11.6	40	1.88	305	19
828.0	1676	-0.7	-11.7	43	1.89	305	19
827.0	1686	-0.8	-11.7	44	1.89	305	19
813.0	1821	-2.9	-11.9	50	1.90	311	18
797.0	1979	-2.1	-10.1	54	2.24	319	17
783.0	2120	-2.8	-10.3	56	2.24	325	16
770.0	2252	-3.5	-10.5	58	2.24	325	16
747.0	2492	-4.7	-10.7	63	2.28	325	17
712.0	2869	-5.7	-11.7	63	2.20	325	19
700.0	3002	-5.7	-12.7	58	2.07	325	19
692.0	3092	-4.7	-12.7	54	2.09	325	20
631.0	3813	-10.1	-16.1	61	1.73	328	22
610.0	4074	-10.3	-19.3	48	1.37	329	23
598.0	4226	-11.5	-20.7	46	1.23	330	23
564.0	4674	-14.9	-24.9	42	0.90	345	26
551.0	4851	-13.5	-37.5	11	0.28	351	27
542.0	4976	-14.8	-38.1	12	0.26	355	27
537.0	5047	-15.5	-38.5	12	0.26	353	27
513.0	5390	-19.5	-41.5	12	0.20	345	26
508.0	5462	-20.1	-41.1	14	0.21	343	26
500.0	5580	-21.1	-41.1	15	0.21	340	25
484.0	5818	-22.9	-39.9	20	0.25	335	25
433.0	6621	-29.1	-38.1	42	0.33	344	32
400.0	7180	-33.1	-46.1	26	0.15	350	37
397.0	7232	-33.6	-46.3	27	0.15	350	37
368.0	7760	-38.3	-48.3	34	0.13	345	40
329.0	8524	-42.7	-56.7	20	0.05	337	45
319.0	8730	-44.6	-58.9	19	0.04	335	47
300.0	9140	-48.3	-63.3	16	0.03	340	51
270.0	9823	-55.1	-70.1	14	0.01	354	47
268.0	9870	-55.5	-69.9	15	0.01	355	47
250.0	10310	-58.9	-67.9	30	0.02	355	51
226.0	10937	-63.5	-68.2	53	0.02	358	53
212.0	11326	-66.1	-70.9	51	0.01	0	54
200.0	11680	-68.5	-73.4	49	0.01	5	49
194.0	11862	-69.7	-74.5	50	0.01	5	45
183.0	12210	-72.1	-76.5	52	0.01	347	36
182.0	12242	-72.2	-76.6	52	0.01	345	35
174.0	12507	-72.6	-77.0	51	0.01	335	39
150.0	13380	-74.1	-78.6	50	0.01	345	47
147.0	13498	-72.9	-78.5	42	0.01	345	45
146.0	13538	-72.5	-78.5	40	0.01		

Poznámky: první profil je zcela nepoužitelný pro analýzu inverzí v MVA, v druhém jsou v MVA patrné výškové inverze teploty v hladinách 1227 až 1561, resp. 1821 až 1979 m n. m. První inverze funguje jako efektivní zadržující vrstva, na její dolní hranici klesá relativní vlhkost vzduchu o 70 % na pouhých cca 80 m.

Zdroj dat: radiosondážní měření ČHMÚ (University of Wyoming)

Příloha 2

Popis vybraných synoptických typů

Wa (Z anticyklonální situace) – naše území leží v severní části rozsáhlé anticyklony, rozprostírající se od Azorských ostrovů, přes Francii a střední Evropu, často až po jižní Ukrajinu. Teplé fronty postupující z oceánu na pevninu přechází severně od našeho území a jen jejich okraje zasahují severní pohraniční oblasti naší republiky. V poslední den této situace přechází celým našim územím studená fronta, uzavírající období tohoto typu situace. Západní anticyklonální situace se vyskytuje nejčastěji v létě a na podzim, zřídka bývají na jaře.

Ea (V anticyklonální situace) – tlaková výše zasahuje ze severu a severovýchodu do střední Evropy a tím je zde dán ráz počasí. V studené roční době je ve střední Evropě studený pevninský vzduch s velmi nízkými teplotami, v létě převládá malá oblačnost a studená advekce od východu až severovýchodu je do značné míry kompenzovaná prohříváním. Příliv studeného vzduchu může též přicházet po etapách a je provázen přechodem podružných studených front od východu. Situace Ea se vyskytuje nejčastěji na začátku jara a uprostřed zimy, nejméně uprostřed léta

SEa (JV anticyklonální situace) – je tvořena mohutnou řídicí anticyklónou v prostoru V Evropy a Skandinávie. Kolem řídicí anticyklóny nad pevninou proudí studený vzduch od severu přes Ukrajinu na Balkán a odtud k severozápadu na naše území. Obě skupiny situací se vyskytují stejně často a takřka výlučně v přechodnou roční dobu a v zimě.

Sa (J anticyklonální situace) – výškové tlakové pole situace je tvořeno mohutným hřebenem vysokého tlaku, sahajícím ze severní Afriky přes střední a východní Evropu k severu, a brázdou nízkého tlaku, probíhající z Norského moře přes Britské ostrovy na Biskajský záliv. Za tohoto rozdělení tlaku a polohy frontální zóny proudí na naše území od jihu až jihovýchodu teplý vzduch. Ve studené roční době proudí teplý vzduch hlavně ve výšce, zatímco se u země někdy udržuje tenká vrstva studeného vzduchu. Frontální vlny postupující ve frontální zóně zasahují pouze západní část střední Evropy a na naše území většinou nepronikají. Jižní anticyklonální situace se vyskytuje převážně v přechodných ročních dobách. V zimě a v létě četnost výskytu výrazně klesá.

SWa (JZ anticyklonální situace) – ve výšce vysunutý hřeben vysokého tlaku přes Španělsko do střední Evropy je od brázd nízkého tlaku ve vyšších hladinách nad východním Atlantikem oddělen frontální zónou. Frontální poruchy spojené s touto zónou zasahují střední Evropu jen někdy svými jižními konci. Ve střední Evropě trvá anticyklonální ráz počasí při jihozápadním proudění. Situace SWa se nejčastěji vyskytuje koncem podzimu a v první polovině zimy, kdy všeobecně převládá zonální ráz cirkulace a při zemi prochlazená pevnina podporuje tvoření anticyklón.

A (anticyklona nad střední Evropou) – ve většině případů se stacionární střed anticyklóny udržuje nad střední Evropou, severně od 50. rovnoběžky. Někdy se z této oblasti přesouvá v průběhu období k jihu. Anticyklonální situace nad střední Evropou se nejčastěji vyskytuje na podzim a v zimě. V listopadu však celkový počet případů prudce klesá. Na léto připadá minimum, ovšem zastoupení v jednotlivých měsících tohoto ročního období je dost vyrovnané.

Ap₂ (putující anticyklona 2. typu) – typy Ap obecně jsou tvořeny anticyklónami, vyjádřenými pouze v přízemním tlakovém poli, které se pohybují ve směru řídicího proudění přes střední Evropu. Jsou to uzavírající anticyklóny situací jihozápadních, západních a severozápadních a podružná jádra vysokého tlaku vzniklá oddělením od stacionárních anticyklón nad Azorami a nad Grónskem. Z těchto důvodů je délka trvání situace v poměru k ostatním situacím malá, v průměru 2 dny. Dráha druhé skupiny probíhá po 50. rovnoběžce z jižní Anglie přes naše území na Ukrajinu. Četnost během roku má výrazný chod s maximem v přechodných ročních dobách a s minimem v létě a v zimě.

Wc (Z cyklonální situace) – řídicími tlakovými útvary jsou studená cyklóna v oblasti Islandu a teplá anticyklóna mezi Azorskými ostrovy a Španělskem. Jednotlivé fronty postupující od západu do vnitrozemí a zasahují aktivně i naše území. Vyskytuje po celý rok, nejčastěji v zimě a v létě.

SWc₁ (JZ cyklonální situace 1. typu) – tento typ, častý zejm. v letních měsících, se vyznačuje výškovou cyklónou nad Britskými ostrovy a nad střední Evropou advekcí teplého a vlhkého vzduchu ze Středomoří ve vyšších hladinách v meridionálním směru, studená fronta postupující ze západní Evropy často zpomaluje a stává se kvazistacionární a tvoří rozhraní mezi teplým tropickým vzduchem nad Balkánem a polárním vzduchem nad západní Evropou. Délka trvání situace je úzce spjatá s životní dráhou řídicí cyklóny v oblasti Britských ostrovů. Ta ke konci období slábne a její střed se často přemísťuje nad Severní moře, kde zaniká. Situace SWc₁ se nejčastěji vyskytuje v letním období od května do září.

SWc₂ (JZ cyklonální situace 1. typu) – Hlavním rysem této situace je frontální zóna orientovaná od jihozápadu k severovýchodu v prostoru Britské ostrovy Baltské moře. Teplá anticyklóna leží zpravidla nad Středozemním mořem. Výšková cyklóna leží při této situaci jižně od Islandu a tvoří vhodné podmínky pro příliv studeného vzduchu z oblasti Grónska k jihovýchodu, do středních částí Atlantského oceánu. Velký teplotní kontrast podporuje tvoření frontálních vln a pohyblivých níží, které zasahují aktivně i střední Evropu, a tak se naše území dostává střídavě do teplého a studeného vzduchu. Situace je poměrně častá a vyskytuje se po celý rok s přibližně stejnou četností. Nejmenší výskyt má v září.

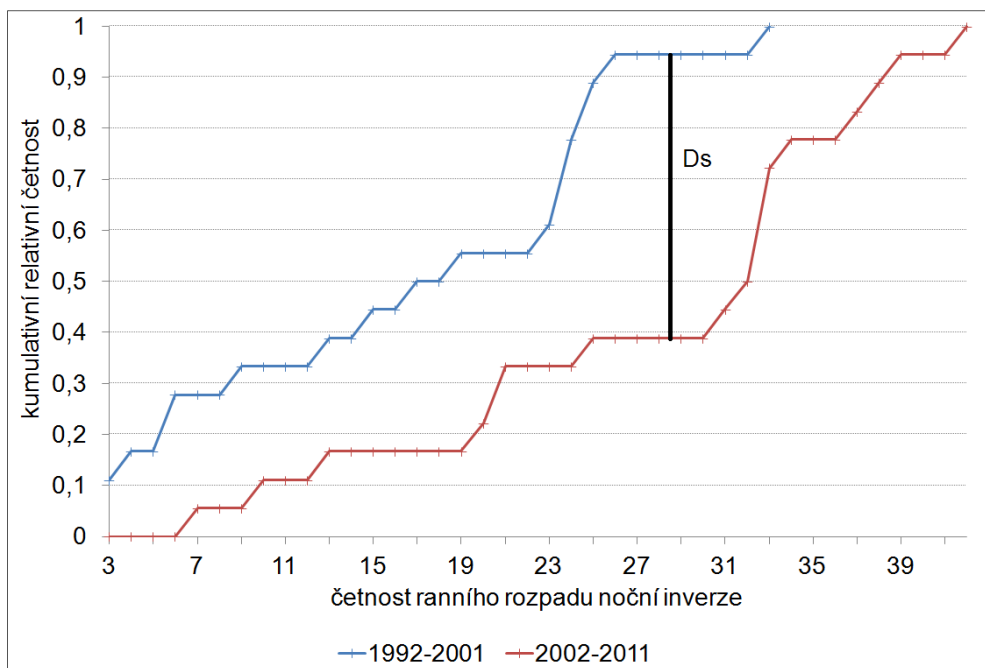
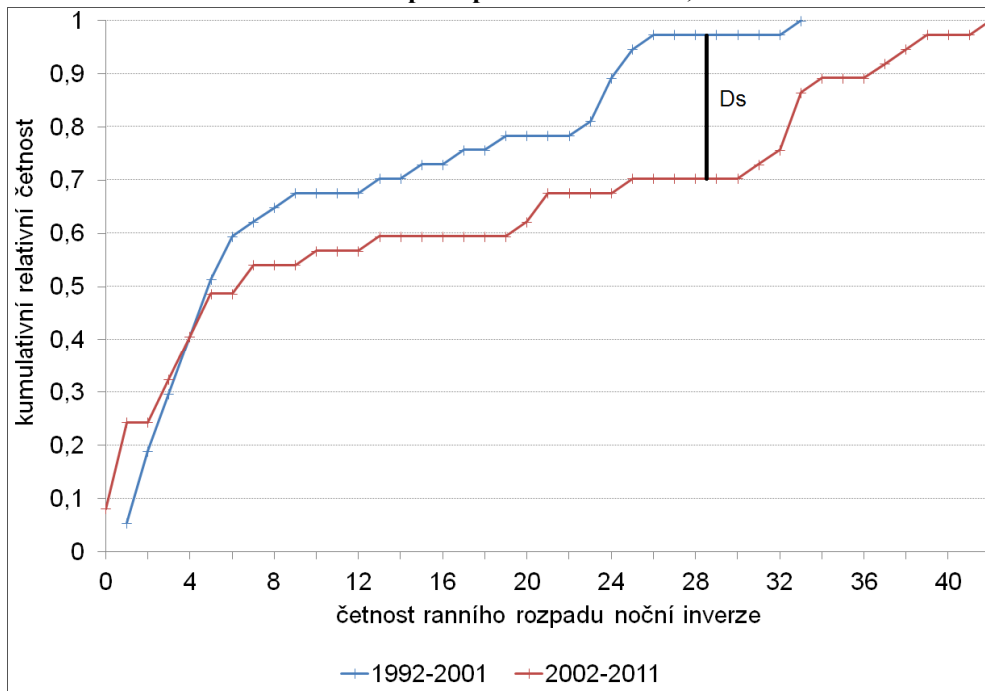
Bp (brázda postupující přes střední Evropu) – Vysoký tlak leží západně od Pyrenejského poloostrova a Biskajského zálivu a druhý nad východní Evropou. Mezi těmito anticyklónami postupuje brázda nízkého tlaku od západu k východu, přes střední Evropu. Na frontálním rozhraní, které leží v ose této brázdy, postupují od jihu k severu frontální vlny. Vysoký tlak, který se rozprostírá nad oceánem, se rozšiřuje ke konci situace do střední Evropy. Přechod brázdy bývá poměrně rychlý, z čehož lze odvodit i jeho krátké trvání. Největší zastoupení má v letním období, nejmenší zímě.

Poznámky: popsány typy, které mají v souboru celodenních inverzí relativní četnost (obr. 35) nad 4 %. Podrobný popis je uveden např. v (ČHMÚ, d), zjednodušený popis s grafy měsíčních relativních četností jednotlivých typů v (Tolasz, 2007).

Zdroj: převzato z ČHMÚ, d (zjednodušeno)

Příloha 3

Kumulativní distribuční funkce rozpadu přizemních inverzí, K-S test



Poznámky: horní obrázek: celý rok, dolní obrázek: období od dubna srpna. Ds značí nejvyšší rozdíl kumulativních distribučních funkcí.

Zdroj dat: radiosondažní měření ČHMÚ (University of Wyoming)

Příloha 4

Synoptická situace v obdobích dlouhých inverzí (1992–2011)

DEN α	DEN ω	rok	délka	$\alpha-2$	$\alpha-1$	α	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	(ω)	$\omega+1$
14.12.	17.12.	1991	4	A A	A A	A A	Wa A	Wa A	Wc C					Wc C	Wc C
18.9.	23.9.	1992	6	Wc C	NEa A	NEa A	NEa A	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C			SWc ₁ C	Sa A
25.9.	28.9.	1992	4	SWc ₁ C	SWc ₁ C	Sa A	Sa A	Sa A	SEc C					SEc C	SEc C
1.2.	5.2.	1993	5	Ap ₄ A	Ap ₄ A	A A	A A	A A	A A	A A				A A	NWc C
12.3.	16.3.	1993	5	NEa A	Ap ₃ A	Ap ₃ A	A A	A A	A A	Wc C				Wc C	Wc C
4.10.	8.10.	1993	5	B C	B C	B C	Ap ₁ A	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C				SWc ₁ C	SWc ₁ C
5.1.	9.1.	1994	5	Wc C	SWc ₃ C	SWc ₃ C	Sa A	Sa A	Sa A	SEc C				SEc C	SEc C
5.12.	8.12.	1994	4	A A	SWc ₂ C	SWc ₂ C	SWc ₂ C	Ap ₂ A	Wc C					Wc C	Wc C
22.9.	26.9.	1995	5	Bp C	Bp C	Wa A	Wa A	Wa A	Wc C	Wc C				Wc C	Wc C
5.10.	11.10.	1995	7	SWc ₁ C	SWc ₁ C	Sa A	Sa A	SWa A	SWa A	A A	A A	A A		A A	SWa A
22.10.	28.10.	1995	7	Wc C	Ap ₃ A	Ap ₃ A	A A	A A	SWa A	SWa A	SWc ₂ A	SWc ₂ C		SWc ₂ C	SWc ₂ C
21.11.	24.11.	1995	4	Nc C	Nc C	Ap ₁ A	Ap ₁ A	Ap ₂ A	Ap ₂ A					Ap ₂ A	Sa A
17.3.	21.3.	1996	5	SEc C	SEa A	SEa A	SEa A	SEa A	SEa A	Vfz P				Vfz P	Vfz P
19.4.	22.4.	1996	4	A A	A A	A A	A A	Sa A	Sa A					Sa A	Sa A
19.8.	23.8.	1996	5	Ec C	Ec C	Ea A	Ea A	Ec C	Ec C	Ec C				Ec C	SWc ₁ C
5.11.	12.11.	1997	8	Nc C	Ap ₃ A	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	SWc ₁ C	Bp C	Bp C	Bp C
4.2.	7.2.	1998	4	NWc C	NWc C	Ap ₂ A	Wa A	Wa A	Wc C					Wc C	Wc C
8.11.	11.11.	2000	4	SWc ₂ C	SWc ₂ C	SWc ₂ C	Bp C	Bp C	SWa A					SWa A	SWa A
24.8.	27.8.	2002	4	Bp C	Ea A	Ea A	Ea A	Ea A	Ec C					Ec C	Ec C
16.9.	22.9.	2003	7	Ea A	Ea A	A A	A A	A A	SWa A	SWa A	SWa A	SWa A		SWa A	Bp C
23.9.	26.9.	2005	4	Ea A	Ea A	Ea A	Ea A	Ea A	Bp C					Bp C	Bp C
17.10.	21.10.	2006	5	NEa A	NEa A	NEa A	SEa A	SEa A	SWc ₂ C	SWc ₂ C				SWc ₂ C	SWc ₂ C
22.2.	25.2.	2010	4	Bp C	Bp C	Bp C	SWc ₂ C	SWc ₂ C	SWc ₂ C					SWc ₂ C	SWc ₂ C
20.9.	23.9.	2010	4	Ap ₂ A	Ap ₂ A	A A	A A	A A	SWa A					SWa A	SWa A
9.10.	12.10.	2010	4	SEa A	SEa A	NEa A	NEa A	NWa A	NWa A					NWa A	NWa A
1.10.	5.10.	2011	5	A A	A A	A A	A A	Wa A	Wa A	Wa A				Wa A	Bp C

Poznámky: zobrazeny jsou všechny období s délkou minimálně 4 dny. Popis vybraných synoptických typů je uveden v příloze 4, kompletní popis je dostupný např. ze stránek (ČHMÚ, d). Jako α je označen první den období, ω značí poslední den. Pro ilustraci zobrazeny i dva dny před a jeden po inverzním období. Za kódem typu následuje označení C, A, P pro cyklonální, anticyklonální či přechodný typ.

Zdroje dat: radiosondážní měření ČHMÚ (University of Wyoming), ČHMÚ (d)