



ČESKÝ HYDROMETEOROLOGICKÝ ÚSTAV
CZECH HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE

METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY

METEOROLOGICAL BULLETIN

Zpráva Světové meteorologické organizace o stavu počasí a podnebí ve světě
v roce 2014. 97

*Libor Černíkovský – Josef Keder – Blanka Krejčí – Lucie Hellebrandová
– Ivan Tomášek – Vladimír Lollek – Radka Kíčová – Jiří Výtisk:*
Benzen v ovzduší severovýchodní části města Ostravy 103

Jan Bednář – Martin Setvák: Přirozený svět noční oblohy
a vlnové děje v atmosféře. 108

Eva Holtanová – Jaroslava Kalvová: Neurčitosti výstupů
regionálních klimatických modelů. 116

Ivan Sládek – Filip Kothan – Dominik Rubáš – Lenka Hájková:
Nejvhodnější doba pro letní školní prázdniny podle klimatologických kritérií. . . 124

WMO statement on the status of the global climate in 2014.	97
<i>Libor Černíkovský – Josef Keder – Blanka Krejčí – Lucie Hellebrandová – Ivan Tomášek – Vladimír Lollek – Radka Kičová – Jiří Výtisk: Sources of benzene in the northeastern part of the city of Ostrava</i>	103
<i>Jan Bednář – Martin Setvák: Airglow and wave phenomena in the atmosphere</i>	108
<i>Eva Holtanová – Jaroslava Kalvová: Uncertainties in regional climate model outputs</i>	116
<i>Ivan Sládek – Filip Kothan – Dominik Rubáš – Lenka Hájková: The most suitable time span for summer school holidays according to climatological criteria</i>	124

Abstracting and Indexing:

- Meteorological and Geostrophysical Abstracts

Meteorologické Zprávy, odborný recenzovaný časopis se zaměřením na meteorologii, klimatologii, čistotu ovzduší a hydrologii. Dvoutměsíčník

Meteorological Bulletin, reviewed journal specialized in meteorology, climatology, air quality and hydrology. Bi-monthly

Vedoucí redaktor – Chief Editor

R. Tolasz, Český hydrometeorologický ústav, Ostrava, Česká republika

Redaktoři – Assistant Editors

O. Šuvarinová, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

H. Stehlíková, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

Redakční rada – Editorial Board

J. Bednář, Univerzita Karlova, Praha, Česká republika

J. Brechler, Univerzita Karlova, Praha, Česká republika

R. Brožková, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

M. Cahynová, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Praha, Česká republika

R. Čekal, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

Z. Horký, Praha, Česká republika

F. Hudec, Univerzita obrany, Brno, Česká republika

I. Hůnová, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

K. Krška, Brno, Česká republika

M. Lapin, Univerzita Komenského, Bratislava, Slovenská republika

F. Neuwirth, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, Austria

L. Němec, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

V. Pastířák, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, Slovenská republika

D. Řezáčová, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Praha, Česká republika

M. Setvák, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

J. Strachota, Praha, Česká republika

J. Sulan, Český hydrometeorologický ústav, Plzeň, Česká republika

F. Šopko, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

A. Vizina, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, Česká republika

H. Vondráčková, Český hydrometeorologický ústav, Praha, Česká republika

V. Voženílek, Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, Česká republika

Vydavatel (redakce) – Publishers

- Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany, telefon 244 032 722, 244 032 725, e-mail: suvarinova@chmi.cz. Sazba a tisk: Agentura 3P, spol. s r. o. Rozšiřuje a informace o předplatném podává a objednávky přijímá Český hydrometeorologický ústav, SIS, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany, iva.sieglerova@chmi.cz. Cena jednotlivého čísla 25,- Kč, roční předplatné 240,- Kč, včetně poštovného. Registrační číslo MK ČR E 5107.

© Meteorologické Zprávy, Český hydrometeorologický ústav

- Czech Hydrometeorological Institute, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany, Phones: (+420) 244 032 722, (+420) 244 032 725, e-mail: suvarinova@chmi.cz. Printed in the Agentura 3P, l.l.c. Orders and enquiries: Please contact Czech Hydrometeorological Institute, SIS, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany, Czech Republic, iva.sieglerova@chmi.cz. Annual subscription: 48,- EUR (6 issues)

- ISSN 0026-1173

METEOROLOGICKÉ ZPRÁVY

Meteorological Bulletin

ROČNÍK 68 (2015)

V PRAZE DNE 7. ZÁŘÍ 2015

ČÍSLO 4

ZPRÁVA SVĚTOVÉ METEOROLOGICKÉ ORGANIZACE O STAVU POČASÍ A PODNEBÍ VE SVĚTĚ V ROCE 2014

WMO statement on the status of the global climate in 2014. Since 1993 the World Meteorological Organization (WMO) has been publishing its annual “WMO Statement on the Status of the Global Climate”. The report has gradually gained in popularity and has recently become a recognized authoritative source of information for the scientific community, the media and the general public. The report presented is the latest instalment in this successful series. The journal Meteorological Bulletin offers its readers an abbreviated version of the report.

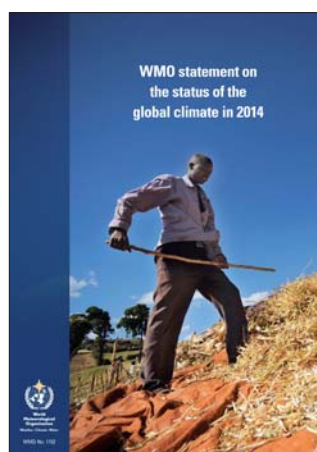
KLÍČOVÁ SLOVA: průměrná globální teplota – globální úhrn srážek – mořský led – SMO
KEYWORDS: average global temperature – global precipitation – sea-ice – WMO

1. PŘEDMLUVA

Trend oteplování pozorovaný v posledních několika desetiletích pokračoval i v roce 2014, který SMO vyhodnotila jako nejteplejší rok v éře moderních přístrojových měření. Přestože dosavadní rekord byl překonán jen o několik setin stupně, tento výsledek znamená, že 14 z 15 nejteplejších roků bylo zaznamenáno ve 21. století. To stále silněji svědčí pro teorii globálního oteplování způsobeného lidmi. Ačkoli se diskuze o změně klimatu zaměřují především na oteplování atmosféry v blízkosti zemského povrchu – tedy zóny obývané člověkem – je oteplování oceánu také kriticky důležité. Je to proto, že oceán absorbuje více než 93 % tepla zadrženého v atmosféře rostoucí koncentrací skleníkových plynů. Ve zprávě SMO o stavu globálního klimatu v roce 2014 se uvádí, že globální povrchová teplota oceánů byla vyšší než v jakémkoli předchozím roce. Je nutné udržet nebo spíše ještě posílit naše monitorovací systémy, abychom lépe porozuměli trendům změn teploty oceánů a jejich důsledkům pro dlouhodobé klimatické změny.

Tato zpráva také popisuje extrémy, které se vyskytly v roce 2014 na národních a regionálních úrovních. Například neobvykle teplá byla Evropa, kde roční teplotní rekordy nahlásilo 19 zemí. V mnoha zemích světa nastaly silné povodně a záplavy, zejména na Balkáně, v jižní Asii a částech Afriky a Jižní a Střední Ameriky. Přírozená proměnlivost klimatu přináší takové extrémy každý rok, ale zvýšený výskyt povodní na celém světě souvisí s urychlením hydrologického cyklu, poháněného nadbytečnou energií zachycenou v atmosféře skleníkovými plyny. V důsledku zlepšených vědeckých metod a technik modelování bylo dosaženo pokroku v pochopení pozorovaných klimatických extrémů a výkyvů počasí, které jsou způsobeny klimatickou změnou ovlivněnou člověkem. SMO spolupracuje se svými členy a vedením vědeckých institucí na zkvalitnění výzkumu s cílem využít jeho výsledky v blízké budoucnosti při poskytování klimatických služeb.

Přes očekávaný vývoj El Niña tento jev nenastal, a rok 2014 tak měl neutrální El Niño – jižní oscilaci (ENSO). Jev



Obr. 1 Obálka publikace WMO.

Fig. 1. Cover of the WMO publication.

El Niño je obvykle spojený se zvýšenou globální teplotou. To znamená, že rok 2014 byl výjimečně teplý i přes absenci El Niña. Nenaplnění předpokladu jeho vývoje v roce 2014 předkládá významné vědecké otázky, které budou předmětem dalšího výzkumu. Dalším zajímavým jevem v roce 2014 byl vývoj ledu v mořích kolem Antarktidy. Zatímco části pevninských ledovců tají, mořský led se již třetí rok po sobě rozšiřuje. To je další vzrušující a důležitá oblast pro pokračující pozorování a výzkum.

Tato zpráva vychází z údajů poskytnutých předními světovými a regionálními vědeckými centry a výzkumnými ústavy, stejně jako národními meteorologickými a hydrologickými službami. Je vydávána v šesti jazycích s cílem oslovit co nejširší veřejnost (viz obr. 1)

(M. Jarraud, generální sekretář)

2. TEPLOTA VZDUCHU

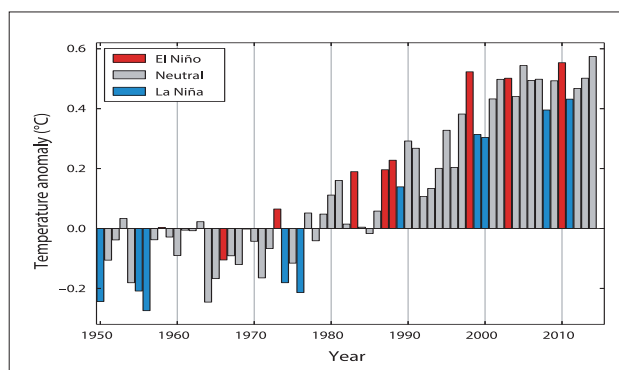
Průměrná globální povrchová teplota se v roce 2014 pohybovala na úrovni nejteplejších let 165leté řady přístrojových měření. Byla o $0,57 \pm 0,09$ °C¹⁾ nad průměrem 1961 až 1990,

1) Nejistota měření $\pm 0,09$ °C je odhadována pro datovou sadu HadCRUT.4.3.0.0. Odhad nejistoty datové řady MLOST $\pm 0,12$ °C je srovnatelný. NASA/GISS neudává odhad nejistoty pro jednotlivé roky, ale průměrná roční nejistota za období 1950–2008 je udávána $\pm 0,05$ °C. ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/mlost/operational/products/aravg.ann.land_ocean.90S.90N.v3.5.4.201409.asc and Hansen et al. (2010).

který má hodnotu $14\text{ }^{\circ}\text{C}$. Je to o $0,08\text{ }^{\circ}\text{C}$ vyšší hodnota než průměrná odchylka $0,50\text{ }^{\circ}\text{C}$ posledního desetiletí (2005–2014). S odchylkou $0,57 \pm 0,09\text{ }^{\circ}\text{C}$ se rok 2014 stal zatím nejteplejším rokem, i když odhadovaná nejistota hodnoty ročního průměru je větší, než jsou rozdíly mezi nejteplejšími roky. Dalšími třemi nejteplejšími roky jsou 2010 ($0,55 \pm 0,09\text{ }^{\circ}\text{C}$), 2005 ($0,54 \pm 0,09\text{ }^{\circ}\text{C}$) a 1998 ($0,52 \pm 0,09\text{ }^{\circ}\text{C}$).

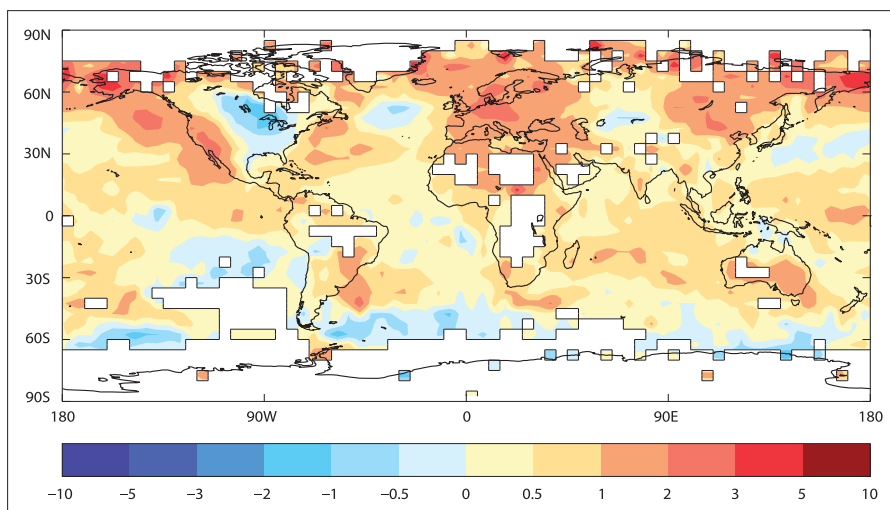
Výpočet průměrné roční globální teploty provedený SMO je založen na třech nezávislých souborech dat. Jsou to HadCRUT.4.3.0.0 z Hadleyho centra pro předpovědi a výzkum klimatu a Ústavu pro výzkum klimatu při Východoanglické univerzitě ve Velké Británii, MLOST z Národního střediska pro klimatická data při Národním úřadu pro oceány a ovzduší (NCDC-NOAA) a GISTEMP vytvořený Goddardovým institutem pro kosmický výzkum při Národním úřadu pro letectví a kosmonautiku (NASA/GISS) ve Spojených státech amerických. Také odhad japonského meteorologického úřadu řadí rok 2014 na první místo jako nejteplejší. Výpočet Evropského centra pro střednědobou předpověď počasí řadí rok 2014 do první desítky nejteplejších let od roku 1979.

Jedním z nejdůležitějších činitelů způsobujících meziroční změny globální teploty je jev El Niño – jižní oscilace (ENSO). Roky, které začínají v průběhu epizody El Niña, jsou obvykle teplejší než ty, které začínají s neutrálním stavem ENSO, nebo v průběhu epizody La Niña. (viz obr. 3). Povrchová teplota oceánu ve východní tropické pacifické oblasti byla na konci roku



Obr. 3 Globální roční průměrná teplotní odchylka od průměru 1961–1990 pro období let 1950–2014, na základě průměru ze tří datových sad (GISTEMP, MLOST a HadCRUT.4.3.0.0). Zbarvení sloupců označuje, zda byl rok klasifikován jako ovlivněný El Niñem (červená), ENSO neutrální (šedá), nebo ovlivněný La Niñou (modře). (Source: Met Office Hadley Centre, United Kingdom, and Climatic Research Unit, University of East Anglia, United Kingdom).

Fig. 3. Global annual average temperature anomalies (relative to the 1961–1990 average) for 1950–2014, based on an average of the three datasets (GISTEMP, MLOST and HadCRUT.4.3.0.0). The colouring of the bars indicates whether a year was classified as an El Niño-influenced year (red), an ENSO-neutral year (grey) or a La Niña-influenced year (blue). Source: Met Office Hadley Centre, United Kingdom, Climatic Research Unit, University East Anglia, United Kingdom).



Obr. 2 Odchylky globální povrchové teploty souše a oceánů [$^{\circ}\text{C}$] v roce 2014 od průměru 1961–1990 (Zdroj: Met Office Hadley Centre, UK, and Climatic Research Unit, University of East Anglia, United Kingdom).

Fig. 2. Global land and sea surface temperature anomalies [$^{\circ}\text{C}$] for 2014, relative to 1961–1990 (Source: Met Office Hadley Centre, United Kingdom, and Climatic Research Unit, University of East Anglia, United Kingdom).

2013 jen o málo nižší než průměrně bývá, což naznačuje, že globální teplota roku 2014 nebyla významně ovlivněna jevy El Niño a La Niña.

Průměrná povrchová teplota souše byla nadprůměrně vysoká ve většině pevninských oblastí. Její hodnota byla podle odhadů NOAA $0,88 \pm 0,20\text{ }^{\circ}\text{C}$ nad průměrem období 1961–1990, rok 2014 byl podle tohoto kritéria čtvrtý nejteplejší. Výrazně vyšší teplota byla v západní části Severní Ameriky včetně Aljašky, v Evropě, východní Asii, ve velké části Afriky a Jižní Ameriky a v jižní a západní Austrálii. Nízká byla naopak teplota v rozsáhlých oblastech Spojených států a Kanady (viz obr. 2).

3. DEŠŤOVÉ SRÁŽKY, SNÍH A LED

Průměrné globální srážky se podle Národního úřadu pro oceány a atmosféru (NOAA) v roce 2014 pohybovaly blízko dlouhodobé průměrné hodnoty 1033 mm . Stejně jako v jiných letech se vyskytly oblasti s neobvykle nízkými a naopak vysokými srážkami. Mezi oblastmi s malým množstvím srážek patřil jihozápad USA, severovýchodní Čína a východní Brazílie. Vysoké úhrny srážek byly v povodí řeky Paraná v severní Argentině, v Bolívii, Paraguaji a jižní Brazílii a na Balkáně (viz obr. 4).

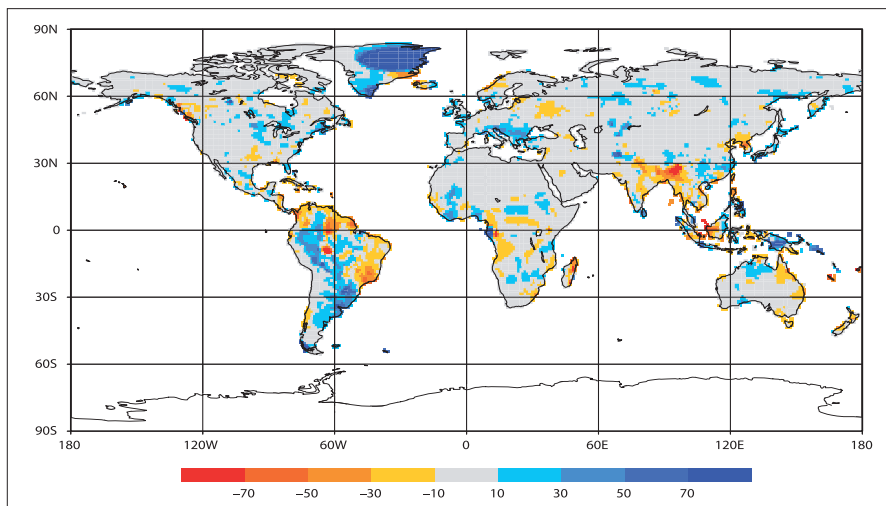
Podle údajů Globální sněhové laboratoře při Rutgersově univerzitě ve Spojených státech byly ukazatele zimní sněhové pokrývky nad dlouhodobým průměrem severní polokoule. Jarní sněhová pokrývka byla však třetí nejmenší od roku 1966 (28 milionů km^2). Naopak podzimní sněhová pokrývka byla největší ($22,2\text{ milionu km}^2$), s rekordní plochou v Severní Americe ($9,7\text{ milionu km}^2$) a třetím největším rozsahem v Eurasii ($12,5\text{ milionu km}^2$).

Podle Národního centra pro sníh a led dosahuje rozsah arktického mořského ledu²⁾ svého maxima v březnu a minima v září. V roce 2014 byl maximální dne 31. března ($14,91\text{ milionu km}^2$), minimální 17. září ($5,02\text{ milionu km}^2$). Toto minimum bylo šesté nejnižší v historii stejně jako průměrná měsíční rozloha v září.

Rozloha mořského ledu v Antarktidě byla po většinu

2) <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2014/10/2014-melt-season-in-review/>; <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2014/04/>

roku 2014 nadprůměrná. Rekordní maximální denní rozloha byla dosažena 22. září (20,11 milionu km²). Bylo to o 0,56 milionu km² více, než činila předchozí rekordní hodnota z 1. října 2013. Rok 2014 figuruje jako třetí rok v řadě, kdy se měnila hodnota rekordní rozlohy ledu. V červnu, červenci a srpnu bylo pozorováno nadprůměrné tání grónského ledového příkrovu, nedosáhlo však extrému z roku 2012. Létu 2014 bylo nejteplejší v Kangerlussuaqu v západním Grónsku, Nuuk měl druhé nejteplejší léto od roku 1784. Sníh a led měly v létě 2014 tmavší povrch než v roce předchozím. Nižší albedo způsobuje, že povrch absorbuje více slunečního záření, a urychluje se tak proces tání při jinak stejných podmínkách.



Obr. 4 Odchylky ročního srážkového úhrnu [mm] 2014 od průměru 1951–2000 pro globální plochu souši. (Zdroj: Global Precipitation Climatology Centre, Deutscher Wetterdienst, Germany).

Fig. 4. Annual precipitation anomalies for global land areas for 2014 focusing on the 1951–2000 base period. (Source: Global Precipitation Climatology Centre, Deutscher Wetterdienst, Germany).

4. OCEÁNY

V oceánech se ukládá většina energie absorbovaná klimatickým systémem. Povrchová teplota oceánu byla výrazně nadprůměrná v celém severním a severovýchodním Pacifiku, v polárním i subtropickém severním Atlantiku, jihozápadním Pacifiku, v části jižního Atlantiku a ve velké části Indického oceánu. Podprůměrná teplota byla zaznamenána v Jižním oceánu, na jihu Grónska a v části východního Pacifiku kolem 20. stupně jižně od rovníku. Průměrná globální teplota byla v roce 2014 o $0,44 \pm 0,03$ °C nad průměrem 1961–1990 a byla vyšší než jakýkoli předchozí rok. Povrchová teplota oceánu byla zvláště vysoká na severní polokouli od června do října.

Dalším důležitým ukazatelem pro klimatický systém je výška mořské hladiny. Je spojena s teplotou vody a její tepelnou roztažností, k jejím změnám přispívá i objem roztáté vody z ledu a ledovců. Místní změny úrovně hladiny jsou ovlivněny přílivy, bouřemi a stavem klimatických procesů většího rozsahu, jako je například ENSO. Po většinu měsíců roku 2014 dosáhla průměrná globální výška mořské hladiny rekordní nebo téměř rekordní úrovně.³⁾ Byl to očekávaný stav odpovídající průměrné míře změny $3,2 \pm 0,4$ mm.rok⁻¹, stanovené satelitními záznamy v letech 1993–2014.

5. REGIONÁLNÍ KLIMATICKÉ JEVY A EXTRÉMY POČASÍ

5.1 Afrika

Ve všech oblastech Afriky, kde jsou k dispozici dlouhodobá měření, byla průměrná roční teplota blízko průměru nebo nad průměrem. V severní Africe se teplota pohybovala dokonce o 1 až 2 °C nad průměrem. Průměrná odchylka teploty na celém kontinentu však nepřesáhla rekordní hodnotu z roku 2010. Čtyři rekordy teplotních maxim byly překonány v Jihoafrické republice během vlny veder 16.–18. ledna. Na přelomu září a října postihlo velmi teplé počasí Tunisko a Maroko.

Velká část Sahelu (semiaridní jižní okraj Sahary) byla postižena opožděným a nevyrovnaným rozložením srážek.

žek části monzunové sezony mezi květnem a červencem. V Senegalu, Guinei-Bissau a části Nigeru, Nigérii, Kamerunu a Čadu tak vznikl významný srážkový deficit. V důsledku sucha v Gambii byla část obyvatel nucena opustit zemi. V Keni byly monzunové srážky v březnu až květnu podprůměrné již druhý rok za sebou a na některých místech byl nejsušší duben za posledních 50 let. V JAR v Severozápadní provincii byl dne 5. září 2013 vyhlášen stav sucha a suché období pokračovalo až do ledna 2014. Bylo zničeno více než 50 % zemědělské produkce, odhadované ztráty byly okolo 170 milionů amerických dolarů. Mimořádně nízké byly srážkové úhrny od února 2012 do ledna 2014 v některých částech Namibie, jižní Angoly a v Zambii.

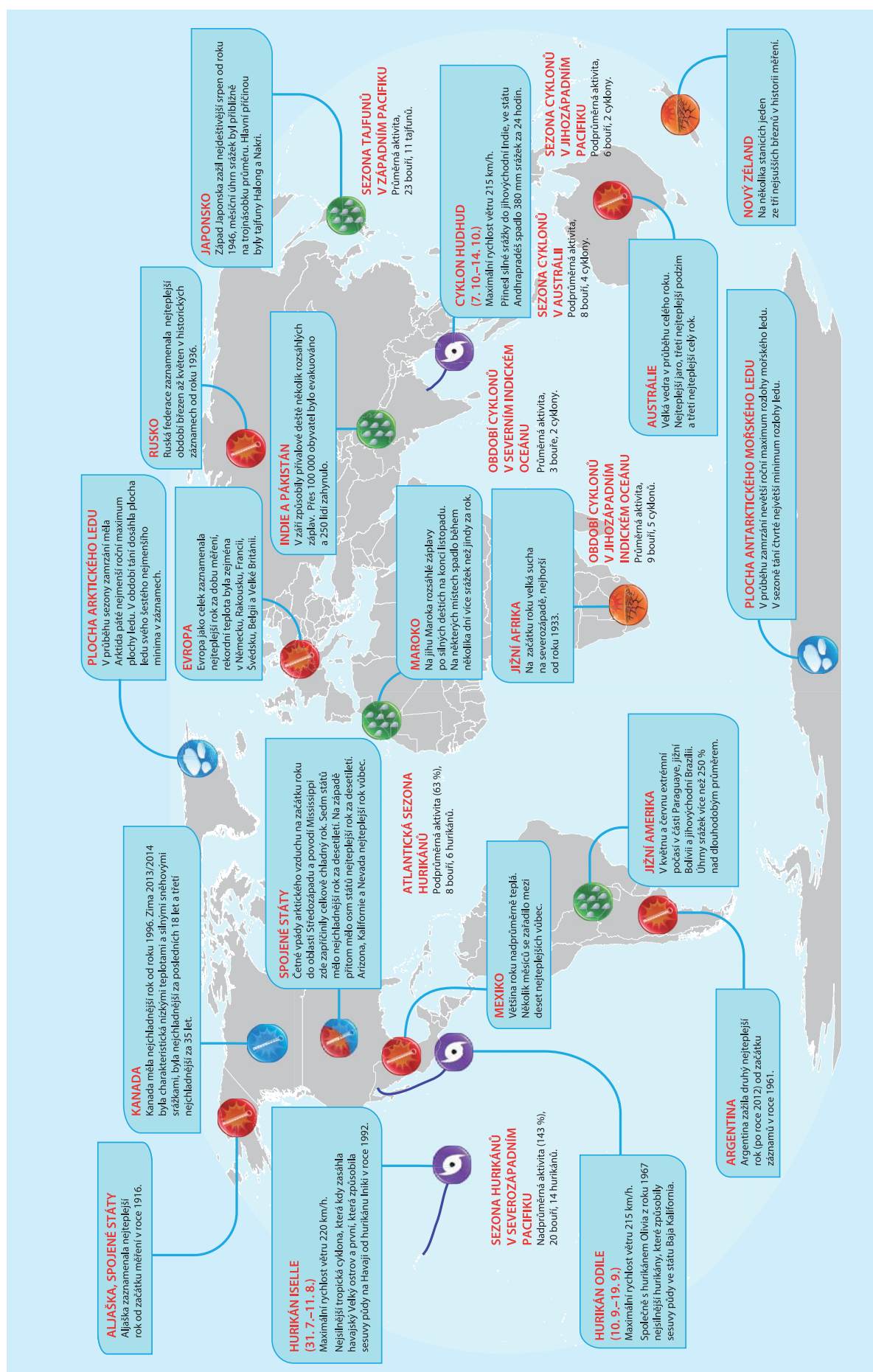
Na konci ledna a v únoru postihly vydatné srážky část východní Afriky a způsobily povodně v části Keni a v Tanzanii. Další silné deště a rozsáhlé záplavy byly v této oblasti v říjnu a listopadu. V Keni naměřili nejvyšší říjnový 24hodinový úhrn srážek od roku 1957. Vzniklé záplavy postihly také Etiopii a Somálsko. Vytrvalé deště postihly v březnu sever Jihoafrické republiky, povodně po silných deštích zasáhly také Mosambik. Ve městě Pemba byl změřen rekordní úhrn srážek 588 mm za čtyři dny. V Maroku ve městě Guelmin napršelo v listopadu za čtyři dny 126 mm, což je množství srážek, které zde obvykle spadne za celý rok.

5.2 Asie

Jaro bylo v Ruské federaci nejteplejší od začátku měření roku 1936, s odchylkou +3,1 °C; teplota na severu a na východě byla o více než 5 °C nad sezonním průměrem. Na Sibiři se led na řece Ob začal lámat již v dubnu, o dva týdny dříve, než je obvyklé, nejdříve za posledních 100 let. V květnu byly překonány rekordy teplotních maxim v mnoha částech Ruské federace. Korejská republika zažila nejteplejší květen od začátku měření v roce 1973. V červenci a v srpnu zaskočily části Íránu vlny veder, kdy teplota vzrostla nad 50 °C, rekordních 53 °C dosáhla 17. července v Gotvandu v provincii Khuzestan. V povodí řeky Jang-c'-ťiang a v severozápadní části Číny byla teplota během léta podprůměrná. Oblast dolního toku řeky Jang-c'-ťiang zažila nejchladnější srpen od roku 1961.

Nástup monzunu na jihozápadě Indie nastal o něco pozdě-

3) http://www.cmar.csiro.au/sealevel/sl_hist_last_15.html



Obr. 6 Nejvýznamnější klimatické jevy a extrémní počasí v roce 2014 (Zdroj: National Climatic Data Center; NOAA, United States).

Fig. 6. Significant climate anomalies and events in 2014 (Source: National Climatic Data Center; NOAA, United States).

ji, např. v Kérole 6. června – pět dní po obvyklém datu nástupu. Monzunové srážky v Indii dosáhly v létě 2014 88 % svého dlouhodobého průměru. V prvním březnovém týdnu zasáhlo Indii v oblasti města Maharáštra nebyvale rozsáhlé krupobití.

Silný déšť v srpnu a září v Bangladéši a severovýchodní Indii způsobil rozsáhlé záplavy, které postihly 2,8 milionu lidí a vysídlily více než 57 tisíc rodin z jejich domovů. V průběhu září v severovýchodní Indii a v Pákistánu ohrozily rozsáhlé záplavy asi milion lidí. Naopak srážky v jižní části severovýchodní Číny, v části povodí Žluté řeky a povodí řeky Huaihe nedosáhly ani poloviny letního průměru. Na Srí Lance byly silným deštěm způsobeny prosincové záplavy, postiženo bylo více než milion lidí. Dvě nebyvale silná sněžení ovlivnila v únoru tichooceánské pobřeží severního a východního Japonska. Zasaženy byly zejména některé části regionu Tohoku a regionu Kanto/Koshin. Rekordně vysoké srážky spadly v západním Japonsku v srpnu.

5.3 Jižní Amerika

V Jižní Americe byla teplota na většině kontinentu nadprůměrná. V Argentině se roční průměrná teplota umístila na druhém místě po nejteplejším roce 2012, a byla o něco vyšší než v roce 2013. Mimořádně vysoká teplota byla v jižní Brazílii a v severní Argentině. Vlna veder v říjnu ovlivnila Bolívii a Paraguay. Říjnová měsíční průměrná teplota byla v regionu nejvyšší v historii.

Jižní Amerika zažila i neobvykle vysoké a naopak nízké hodnoty srážek. Argentina, Uruguay, Paraguay a Bolívie byly v období od ledna do října nadprůměrně vlhké. Argentina zaznamenala rekordní srážkové úhrny v měsících leden až říjen, a tak se rok 2014 stal od roku 2003 prvním srážkově nadprůměrným. V Paraguayi, na jihu Bolívie a části jihovýchodní Brazílie byly v květnu a červnu zaznamenány úhrny srážek přesahující 250 % dlouhodobého průměru.

Východní části Brazílie a země podél severního okraje kontinentu byly srážkově podprůměrné. Části východní a střední Brazílie byly na konci roku 2014 stále ve stavu velkého sucha se silným srážkovým deficitem již po více než dva roky za sebou. São Paulo bylo postiženo vážným nedostatkem vody zadržované v nádrži Cantareira, která dodává vodu pro více než 11 milionů lidí.

5.4 Severní Amerika, Střední Amerika a Karibik

Roční teplota v Severní Americe byla podprůměrná na východě Spojených států a v Kanadě. Sedm států USA mělo jeden z deseti nejchladnějších roků v historii. Teplota během zimy a časného jara byla mimořádně nízká vlivem přetrvávajícího proudění které současně přineslo vysokou teplotu do Evropy. Pokračující chladné počasí způsobilo, že téměř dvě třetiny plochy Velkých jezer zůstaly zamrzlé až do začátku dubna a na části Hořejšího jezera vydržel led až do začátku června. Naproti tomu západ kontinentu byl od Aljašky přes Kanadu až do Kalifornie teplotně nadprůměrný. Osm států USA mělo jeden z deseti nejteplejších roků, státy Kalifornie, Arizona a Nevada zažily rekordně teplý rok, stejně tak i Mexiko.

Nadprůměrné srážky byly zaznamenány na severu Spojených států, zatímco podprůměrné srážky byly pozorovány na jihu Velkých planin a v Apalačských horách. V průběhu roku 2014 se podmínky zlepšily v celém středozápadu a centrální části Velkých planin, ale zhoršily se na většině území Dalekého západu. Kanada zakusila sucho začátkem roku 2014. Vláda Hondurasu vyhlásila v červenci v důsledku sucha

pohotovost. Deficit dešťových srážek postihl také Guatemalu, Salvador a Nikaraguu.

Rekordní množství březnových srážek ve Spojených státech zapříčinilo sesuvy půdy ve státě Washington s následkem 43 mrtvých. Přívalové deště dne 29. a 30. dubna na jihovýchodě, středu a severovýchodě USA způsobily značné záplavy. Výjimečná zima přinesla v polovině listopadu sněhovou bouři do oblasti Buffala ve státě New York; na několika místech spadlo více než 127 cm sněhu za 24 hodin, bylo překročeno stávající maximum výšky nového sněhu.

5.5 Jihozápadní Pacifik

Pro Austrálii byl rok 2014 třetím nejteplejším rokem v historii měření od roku 1910, s výjimečným teplem zejména na západě a jihovýchodě. V lednu zažilo Melbourne čtyři po sobě jdoucí dny teplejší než 41 °C, Adelaide pět dnů nad 42 °C a Canberra čtyři dny nad 39 °C. Květen byl historicky třetím nejteplejším květnem v Austrálii, podzim jako celek byl také třetí nejteplejší. Na Novém Zélandu, po studeném květnu, kdy řada lokalit Severního ostrova zaznamenala teplotu blízkou rekordnímu minimu pro tento měsíc, byl červen rekordně nejteplejší. Konec července a první dny měsíce srpna ovlivnil v Austrálii vpád studeného vzduchu, jeden z nejvýznamnějších za více než deset let, se silnými mrazy a s tím souvisejícími škodami na úrodě v celé jihovýchodní části země. V průběhu jara zažila Austrálie nástup neobvykle vysoké teploty, vlny veder způsobily na jihu a východě předčasný start sezony požárů. Celkově bylo jaro historicky nejteplejší, se dvěma významnými vlnami veder v listopadu.

5.6 Evropa

V celé Evropě byla roční teplota nadprůměrná, řada zemí hlásila rekordní rok, nebo rok blízký rekordu. Průměrná odchylka v celé Evropě byla výrazně vyšší než předchozí rok. Byl to historicky nejteplejší rok pro 19 evropských zemí. Nejteplejší leden od roku 1900 byl ve Francii a třetí nejteplejší v Portugalsku (od roku 1931) i ve Španělsku (od roku 1961). Stejná povětrnostní situace, která přinesla podprůměrně chladné podmínky do Spojených států a Kanady v únoru a březnu, zapříčinila mimořádně teplé a vlhké podmínky v celé Evropě. V některých oblastech Švédska zažili nejteplejší březen od roku 1859. Léto bylo nadprůměrné v mnoha evropských zemích. Červenec byl v Norsku historicky nejteplejší s odchylkou +4,3 °C, o 1 °C vyšší než předchozí rekord. V Dánsku byl červenec druhý nejteplejší od roku 1874. Ve Finsku přetrvávala vlna veder od poloviny července do poloviny srpna, v Helsinkách trvala rekordních 26 dnů za sebou.

Roční úhrn srážek byl nadprůměrný v Británii, západní Francii, na západě Pyrenejského poloostrova (v Portugalsku to byl nejdeštivější rok v uplynulém čtvrtstoletí), v Itálii a nejvíce na Balkáně. Norsko, východní části Španělska a Francie byly naopak srážkově podprůměrné. V Británii dosáhly srážky v lednu a únoru 177 % dlouhodobého průměru, což je historicky srážkově nejbohatší zima ve Spojeném království jako celku. Silný déšť od 12. do 18. května na již nasycený povrch způsobil záplavy a sesuvy půdy v Bosně a Hercegovině, Chorvatsku a Srbsku. V Srbsku byl dopad nejhorší, postiženo bylo 1,6 milionu lidí. Povodně také vznikly v Chorvatsku, Rumunsku, Bulharsku a na Slovensku.

Ve Francii byly měsíce červenec a srpen velmi deštivé, s historicky rekordním dvouměsíčním srážkovým úhrnem. Výjimečné červencové srážky byly zaznamenány v některých

částech Švýcarska. V Lucembursku byl pozorován nejdeštivější srpen od začátku měření. V září spadlo v jižní části Balkánu více než 250 % měsíčního průměru, v České republice spadlo místy až 332 % srážkového normálu⁴⁾ a v některých částech Turecka to bylo více než 500 % měsíčního normálu.

6. TROPICKÉ CYKLONY

V průběhu roku 2014 bylo zaznamenáno 78 tropických bouří (rychlost větru 63 km.h⁻¹ nebo vyšší). Počet je nižší než 94 bouří z roku 2013 a také nižší než průměr 89 bouří z let 1981–2010, ale přesahuje počet 67 bouří zaznamenaných v roce 2010 (nejnižší v době moderní satelitní éry).

V roce 2014 bylo v severním Atlantiku pojmenováno 8 bouří, tento stav je pod průměrem 12 bouří z období 1981 až 2010. Z těchto bouří se jich šest stalo hurikánem a ze dvou se staly silné hurikány (rychlost větru přesahuje 177 km.h⁻¹). V severovýchodním Pacifiku byla v roce 2014 pozorována nadprůměrná aktivita hurikánů. Všechny 20 pojmenovaných bouří se vytvořilo od 22. května do 5. listopadu a bylo jich o něco více, než je dlouhodobý průměr (15 bouří). Tropická bouře Iselle působila na Havaji (viz obr. 6) dne 7. srpna s vytrvalým větrem o rychlosti 96 km.h⁻¹. Byla to nejsilnější tropická cyklona v historii, která udeřila na Velký ostrov, a byla první, která přišla z oceánu na Havajské ostrovy od hurikánu Iniki v roce 1992. Hurikán Odile přinesl prudký déšť do státu Baja California v Mexiku (viz obr. 6) a hurikán Vance přispěl k vysokému listopadovému srážkovému úhrnu.

V severozápadní části Tichého oceánu bylo pojmenováno 22 tropických cyklon tvořících se v období od 18. ledna do konce roku. Spolu s další tropickou bouří Genevieve, která přišla od severu, byl celkový počet mírně pod průměrem 26 bouří let 1981–2010; 11 z nich dosáhlo intenzity tajfunu. Tajfun Rammasun udeřil 15. července na pevninu ve východní části Filipín a 18. července na ostrov Hainan v Číně. Způsobil velké škody na Filipínách, ve Vietnamu a v Thajsku. Pět tajfunů se přesunulo z moře do pevninské Číny a způsobily celkové ekonomické škody ve výši více než 10 miliard amerických dolarů. Tajfun Hagupit zasáhl v prosinci Filipíny a také napáchal velké škody.

V severní oblasti Indického oceánu byly zaznamenány tři bouře, to je mírně pod průměrem čtyř bouří z let 1981–2010. Dvě z těchto bouří – Hudhud a Nilofar – se staly závažnými cyklonálními bouřemi nad Bengálským zálivem a Arabským mořem. Dne 12. října překročil Hudhud východní pobřeží Indie v oblasti Visakhapatnamu (viz obr. 6) s maximy průměrné rychlosti větru mezi 170 až 180 km.h⁻¹, Nilofar řádil nad Arabským mořem. V jihozápadním Indickém oceánu bylo pojmenováno celkem devět tropických bouří zformovaných v sezoně 2013/2014. Austrálie zažila v sezoně 2013/2014 průměrný počet tropických bouří. Nejintenzivnější tropický cyklon, který udeřil na pevninu Austrálie v sezoně 2013/2014, byl hrozivý cyklon Ita, který zanechal následky odpovídající cyklonu 4. kategorie. Zasáhl také Šalamounovy ostrovy, kde silný déšť způsobil bleskové povodně v hlavním městě Honiara a v provincii Guadalcanal. Na jihozápadě Tichého oceánu se vytvořilo 5 bouří zformovaných v sezoně 2013/2014, počet je pod dlouhodobým průměrem 12 bouří. Tropický cyklon Ian udeřil v severní části souostroví Tonga 11. ledna.

4) Jedná se o jižní Moravu – stanice Hodonín, Branišovice, Dolní Věstonice, Mikulov a Miroslav, kde spadlo dokonce 687 % normálu. Zdroj: ČHMÚ

7. SKLENÍKOVÉ PLYNY A LÁTKY, KTERÉ POŠKOZUJÍ OZONOVOU VRSTVU

Nejnovější analýza programu SMO Globální sledování atmosféry (GAW) uvádí, že atmosférické koncentrace oxidu uhličitého (CO₂), metanu (CH₄) a oxidu dusného (N₂O) dosáhly v roce 2013 nových maxim (údaje pro rok 2014 nebyly dosud plně zpracované). Průměrná globální atmosférická koncentrace CO₂ dosáhla hodnoty 396,0 ± 0,1 ppm, přibližně 142 % průměru z předindustriální éry. Zvýšení od roku 2012 do roku 2013 bylo o 2,9 ppm, což je největší meziroční nárůst v období 1984 až 2013. Koncentrace metanu v atmosféře dosáhla v roce 2013 nového maxima 1 824 ± 2 ppb, přibližně 253 % předindustriální úrovně. Globální koncentrace N₂O dosáhly 325,9 ± 0,1 ppb, což je 121 % stavu předindustriálního období.

Výsledkem Montrealského protokolu o látkách, které poškozují ozonovou vrstvu, bylo omezení výroby těchto plynů, například chlorovaných uhlovodíků a halonů. Tyto sloučeniny se však rozkládají velmi pomalu a zůstávají v atmosféře po mnoho desetiletí. V atmosféře je stále přítomno hodně chloru a bromu, které způsobují nad částí Antarktidy úplnou destrukci ozonu v období od srpna do prosince. Vzhledem k tomu, že množství plynů poškozujících ozonovou vrstvu se snižuje jen pomalu, je velikost ozonové díry v konkrétním roce do značné míry určována meteorologickými podmínkami. Podmínky během zimy a na jaře roku 2014 byly podobné těm, které byly pozorovány v roce 2013. Analýzy jak NASA, tak KNMI (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut) ukazují, že maximální plocha ozonové díry v roce 2014 (24,1 milionu km² dne 11. září a 23,0 milionů km² dne 16. září) byla podobná jako v roce 2013 (24,0 milionů km² dne 16. září a 23,1 milionu km² dne 15. září).

8. VÝZNAMNÉ EXTRÉMNÍ JEVY V ROCE 2014

- Neobvyklé teplo v Evropě, 19 evropských zemí hlásí rekordní roční průměrnou teplotu
- Zápaly na Balkáně v květnu a červnu (v Bosně a Hercegovině, Chorvatsku a Srbsku)
- Silné deště a záplavy v Bangladéši, Pákistánu a Indii v srpnu a září, na Srí Lance v prosinci
- Zápaly v Maroku, Mosambiku, Jihoafrické republice, Keni, Etiopii, Somálsku a Tanzanii
- Zápaly v povodí řeky Paraná v Paraguaji, v Argentině, Bolívii a Brazílii
- Výrazné sucho ve východní a centrální Brazílii
- Sucho v Hondurasu, Guatemale, Salvadoru a Nikaragui
- Koncentrace skleníkových plynů v atmosféře dosáhly v roce 2013 rekordních hodnot
- Globální průměrná hladina moře a průměrná teplota oceánů dosáhly rekordních hodnot, nebo se jim přiblížily
- Plocha antarktického mořského ledu zaznamenala třetí rok za sebou svůj nový rekordní maximální rozsah

Originální text: WMO statement on the status of the global climate in 2014 (WMO-No.1152), dostupný na WWW: <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/documents/wmo_1152_en.pdf>

© Světová meteorologická organizace, 2015.

Přeložili a upravili Václav Pokorný a Iлона Zusková, ČHMÚ, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany, pokorny@chmi.cz, zuskova@chmi.cz

Lektor (Reviewer) RNDr. Radim Tolasz, Ph.D.

BENZEN V OVZDUŠÍ SEVEROVÝCHODNÍ ČÁSTI MĚSTA OSTRAVY

Libor Černíkovský, Josef Keder, Blanka Krejčí, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 412-Komořany, cernikov@chmi.cz

Lucie Hellebrandová, Ivan Tomášek, Zdravotní ústav se sídlem v Ostravě, Partyzánské nám. 7, 702 00 Ostrava

Vladimír Lollek, Radka Kičová, Jiří Výtisk, E-expert, spol. s r. o., Mrštíkova 883/3, 709 00 Ostrava

Sources of benzene in the northeastern part of the city of Ostrava. The annual averages of ambient air concentrations of benzene in the city of Ostrava are among the highest in Europe. For the first time from the beginning of the measurements in 1999, the resulting benzene concentration in the Ostrava-Přivoz locality did not reach the limit value. Several studies were prepared to detect the reason and to identify the main sources of this health hazard. The Czech Hydrometeorological Institute has completed a detailed study called "An evaluation of the sources of benzene in the northeastern part of the city of Ostrava" in collaboration with the Institute of Public Health in Ostrava and E-expert, spol. s r. o. for the Ministry of the Environment in 2013. The goal was to compile a detailed description of the emissions and ambient concentrations of benzene in the northeastern part of the city of Ostrava and to produce an evaluation of the health risks resulting from the ambient air concentrations not only of benzene but also of benzo[a]pyrene and suspended particles of PM₁₀ and PM_{2.5}. Particularly, potential methods of decreasing these emissions of benzene were assessed. Summary information is presented in this article; the complete electronic report is available in Czech (ČHMÚ et al. 2013).

KLÍČOVÁ SLOVA: benzen – riziko zdravotní – vztahy meteorologicko-imisní – ovzduší – trajektorie zpětná – zdraví – Ostrava
KEYWORDS: benzene – health risk – relations between meteorology and ambient concentrations – air – backward trajectory – health – Ostrava

1. ÚVOD

Tento článek prezentuje hlavní výsledky odborné zprávy, kterou zpracoval Český hydrometeorologický ústav ve spolupráci se Zdravotním ústavem se sídlem v Ostravě a firmou E-expert, spol. s r. o. pro Ministerstvo životního prostředí ČR. Cílem podrobného zkoumání bylo nejen podrobně popsat emise a imise benzenu v severovýchodní části Ostravy, ale rovněž zhodnotit zdravotní rizika plynoucí ze znečištěného ovzduší, a zejména posoudit, je-li možné realizovat opatření ke snížení emisí benzenu, snížit tak jeho imisní koncentrace, a tím i zdravotní rizika. Vzhledem k zaměření časopisu Meteorologické zprávy je největší prostor v článku věnován imisně-meteorologickým vztahům, úplná zpráva je k dispozici na webovém portálu ČHMÚ (ČHMÚ et al. 2013).

Benzen je atmosférickým polutantem, který působí nepříznivě na lidské zdraví i ekosystémy. Má karcinogenní účinky, může ovlivňovat činnost nervového systému, krevní tvorbu a mít vliv na imunitní systém. Negativně může ovlivnit akvatické systémy i rostlinnou produkci. Ve vztahu ke klimatu je jedním ze skleníkových plynů, přispívá k tvorbě přízemního ozonu a sekundárních organických aerosolů, přičemž tyto látky mohou způsobovat urychlení klimatických změn. Benzen je používán jako surovina i jako rozpouštědlo v chemickém průmyslu, vzniká při spalovacích, koksárenských, petrochemických a hutních procesech. Ke kontaminaci vnějšího ovzduší benzenem dochází také z dopravy a manipulací s palivy.

Severovýchodní část města Ostravy je charakteristická prolínáním průmyslových a obytných zón. V oblasti se ve 20. století rozvíjel důlní a koksárenský průmysl doprovázený výstavbou energetických zdrojů a rozsáhlou bytovou výstavbou. V nivě řeky Odry v Ostravské pánvi v blízkosti soutoku Odry a Ostravice tak docházelo mj. ke kontaminaci horninového prostředí, podzemních nebo povrchových vod při nevhodném nakládání s nebezpečnými látkami v průmyslu. I po restrukturalizaci průmyslu po roce 1990 je tato oblast Ostravy zatížena nadlimitními koncentracemi znečišťujících látek v ovzduší, které se projevují zvýšenými zdravotními riziky pro obyvatelstvo.

Legislativně je stanoven imisní limit pro ochranu zdraví lidí pro roční průměrnou koncentraci benzenu 5 µg.m⁻³, pro 24hodinové ani hodinové koncentrace imisní limit stanoven není (ČR 2012a). V České republice (ČR) docházelo k překračování imisního limitu benzenu pouze v Ostravě, nadlimitní koncentrace byly měřeny na stanici Ostrava-Přivoz až do roku 2012. Koncentrace benzenu jsou i na dalších lokalitách v Ostravě vyšší než v ostatních částech ČR (ČHMÚ 2014a,b). Na celoevropské úrovni byl v roce 2011 imisní limit překročen pouze na stanicích v ČR, Itálii a Polsku (EEA 2013).

2. METODIKA, VSTUPNÍ DATA A ZPŮSOB ŘEŠENÍ

2.1 Imisní koncentrace

V Ostravě byly koncentrace benzenu v uplynulých letech sledovány na sedmi lokalitách, většina z nich je ovlivňována emisemi z průmyslových zdrojů. Na třech lokalitách byly sledovány hodinové koncentrace benzenu, a to společně s koncentracemi toluenu, tj. dalším reprezentantem těkavých organických látek. Analyzována byla naměřená data z let 1999 až 2013, dostupná v Informačním systému kvality ovzduší Českého hydrometeorologického ústavu (ISKO, ČHMÚ), v databázi Zdravotního ústavu se sídlem v Ostravě a z dočasných měření ČHMÚ.

2.2 Meteorologicko-imisní vztahy a identifikace zdrojů benzenu v severovýchodní části Ostravy

Zkoumána byla závislost hodinových koncentrací benzenu a toluenu na rychlosti a směru větru a meteorologických rozptylových podmínkách. Poloha zdrojů emisí, které ovlivňují konkrétní lokalitu, byla odhadnuta podrobným rozbořením závislosti imisních koncentrací na směru větru a posouzením původu vzduchové hmoty metodou zpětných trajektorií. Použité metody polárních grafů a zpětných trajektorií aplikované na různá období umožňují sledovat časové změny rozložení nejvíce přispívajících sektorů směrů proudění k průměrným koncentracím a výskytu špičkových koncentrací škodlivin.

Výpočet polárních grafů přiřazuje koncentraci ke směru větru, naměřenému během stejného časového období, a je jedním z možných způsobů výpočtu. Z naměřených hodinových koncentrací a meteorologických dat byly zkonstruovány různé procentuálních příspěvků jednotlivých tříd hodnot koncentrací benzenu k průměrné hodnotě na stanici za sledované období z 10° úhlových sektorů směru proudění bez ohledu na rychlost proudění. Použitá metoda nezahrnuje setrvačnost při přesunu znečištění ovzduší při změně směru větru, ke které je při častějších změnách směru proudění a vzdálenějších zdrojích nutno přihlídnout při interpretaci výsledků. Přesnost výpočtu ovlivňují nejistoty při měření směru a rychlosti větru a použití hodinových průměrů těchto veličin. Při interpretaci výsledků je rovněž nezbytné vzít v úvahu, že pohyb vzduchu v blízkosti zemského povrchu může být výrazně ovlivňován místní orografií a v obcích zástavbou. Polární grafy byly vypočteny pro tři emisně odlišná období 2006–2010, 2011 a 2012–2013 volně šiřitelným softwarem OpenAir (Carslaw, Ropkins 2012).

Zpětné trajektorie popisují dráhu, kterou prošla vzduchová hmota před tím, než v určitém časovém okamžiku dorazila do bodu s měřením úrovně znečištění. Zobrazení dráhy v mapě umožňuje odhadnout, zda vzduchová hmota prošla nad konkrétní zdrojovou oblastí, kde mohla být kontaminována emisemi, a toto znečištění pak transportovala na měřicí lokalitu a. K naměřeným koncentracím lze takto přiřadit možný zdroj jejich původu. Popis metody zpětných trajektorií a modelu pro jejich konstrukci lze najít např. v práci NOAA (2015) a Stohla (1998).

Pro výpočet byl použit softwarový nástroj, vyvíjený na pobočce ČHMÚ Ostrava. Pro každou jednotlivou hodinu je interpolováno pole proudění do pravidelné sítě bodů z naměřených hodnot směru a rychlosti větru na meteorologických stanicích a automatizovaných monitorovacích stanicích znečištění ovzduší v zájmové oblasti. Z libovolného bodu oblasti je pak možno odstartovat zpětnou trajektorii. Model ji vytvoří postupným přesouváním vzduchové hmoty takovou rychlostí proudění a takovým směrem, který odpovídá místu, do něhož se hmota v jednotlivých hodinách přesunula. Použitá metoda zpětných trajektorií je odhadem (modelem), po jaké trase se horizontálně přesouvaly vzduchové hmoty. Ve skutečnosti se vzduchové hmoty a s nimi i emise přesouvají a promíchávají nejenom horizontálně, ale i vertikálně. Přesnost výpočtu ovlivňují nejistoty při měření směru a rychlosti větru a použití hodinových průměrů těchto veličin. Čím je zpětná trajektorie časově delší, tím nižší je přesnost a větší nejistota jejího průběhu, a tím i indikace případného zdroje emisí. Leží-li případné zdroje blízko sebe, je rovněž jednoznačná indikace obtížnější. Je třeba brát v úvahu, že při nejistotě určení rychlosti větru $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ se délka úseku trajektorie může každou hodinu lišit o 360 metrů. I při malé nejistotě určení směru větru se tedy nejistota přesného určení konečného bodu trajektorie zvětšuje se vzdáleností od počátečního bodu. Zpětné trajektorie byly konstruovány pro každou hodinu, ve které hodinová koncentrace benzenu v letech 2010–2013 na stanici Ostrava-Přívoz nebo Ostrava-

Fifejdy dosáhla $100 \mu\text{g.m}^{-3}$ (dále v textu špičková koncentrace), a rovněž pro hodinu předcházející a následující tuto koncentraci. Trajektorie byla sledována po dobu 6 hodin, při slabém proudění až 18 hodin.

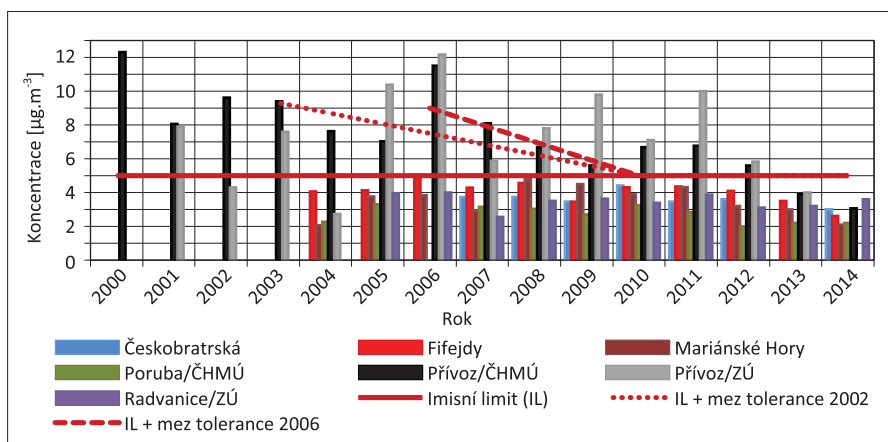
2.3 Zdravotní rizika ze znečištěného ovzduší

Česko-polská přeshraniční oblast Slezska a Moravy je zatížena nadlimitními koncentracemi dalších škodlivin, a proto bylo kvantifikováno nejen zdravotní riziko plynoucí z průměrných ročních koncentrací benzenu, ale rovněž benzo[a]pyrenu a suspendovaných částic PM_{10} a $\text{PM}_{2,5}$ v letech 1999–2013 ve vybraných oblastech Ostravy. Navíc byl posouzen i vliv denních koncentrací benzenu za rok 2012 v Ostravě-Přívoze na zdraví. Karcinogenní riziko bylo kvantifikováno metodikou Americké agentury pro ochranu životního prostředí (US EPA), která umožňuje stanovení rizika ve vztahu k různým typům expozice. Tam, kde tento postup nebylo možné uplatnit ($\text{PM}_{2,5}$), byla použita kvantifikace metodikou z programu Evropské unie (EU) Čistý vzduch pro Evropu (CAFE), která umožňuje kvantifikovat riziko úmrtnosti a nemocnosti prostřednictvím expozičních vztahů, jež byly stanoveny na základě epidemiologických studií. Postupy hodnocení jsou v souladu s odpovídající platnou českou legislativou.

3. VÝSLEDKY A JEJICH ZHODNOCENÍ

3.1 Imisní koncentrace benzenu v Ostravě-Přívoze

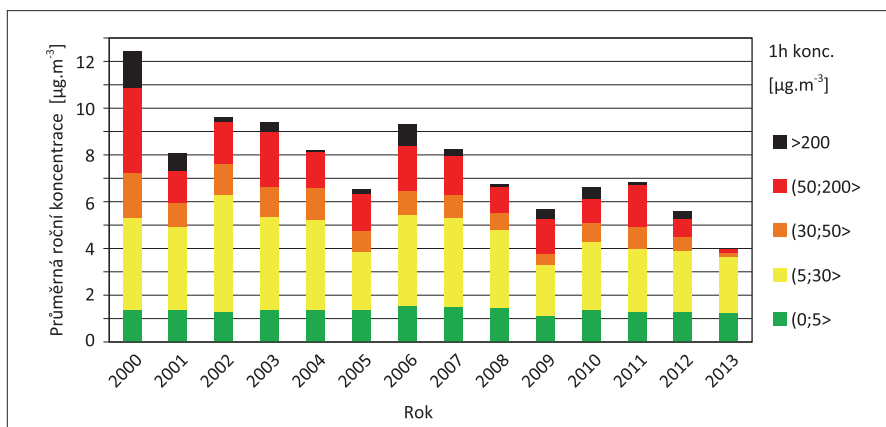
- Úroveň koncentrací benzenu byla v Ostravě-Přívoze do roku 2008 mnohem vyšší než na ostatních lokalitách v Ostravě a meziroční charakter změn koncentrací se výrazně lišil od charakteru změn na ostatních stanicích,
- od roku 2008 do roku 2011 byla průměrná roční koncentrace o $2,1\text{--}2,5 \mu\text{g.m}^{-3}$ vyšší než na cca 2 km vzdálené stanici Ostrava-Fifejdy, meziroční charakter změn koncentrací byl na obou stanicích podobný,
- průměrná roční koncentrace poklesla v roce 2012 oproti roku 2011 výrazněji než na ostatních stanicích v Ostravě,
- průměrná roční koncentrace poklesla v roce 2013 poprvé pod imisní limit, meziroční pokles oproti roku 2012 činil cca 30 % a byl mnohem výraznější než na jiných stanicích, podlimitní koncentrace byly naměřeny i v roce 2014 (obr. 1),
- hodinové koncentrace dosahovaly každoročně až stovek $\mu\text{g.m}^{-3}$, hodnoty vyšší než $400 \mu\text{g.m}^{-3}$ se vyskytly ojediněle, nejvyšší 1hodinová koncentrace $868 \mu\text{g.m}^{-3}$ byla naměřena 22. 1. 2001;



Obr. 1 Průměrné roční koncentrace benzenu v Ostravě (údaje za rok 2014 jsou předběžné).

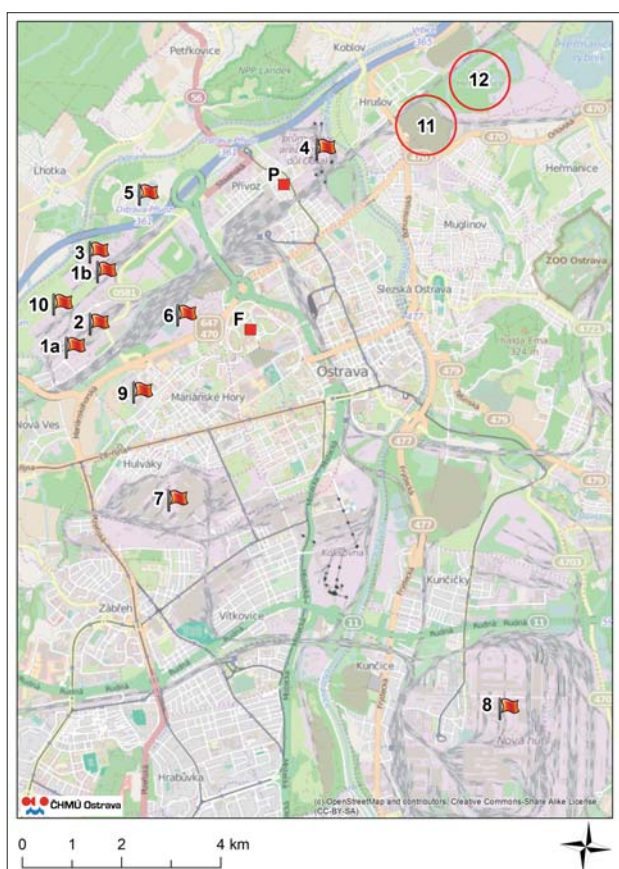
Fig. 1. Annual averages of benzene in the city of Ostrava (2014 data is preliminary).

- hodinové koncentrace klesají s rostoucí rychlostí větru a při zlepšování rozptylových podmínek,
- při vyhodnocení úrovní znečištění se používá aritmetický průměr zjištěných hodnot (ČR 2012b). Čím je tedy hodinová koncentrace vyšší, tím větší má vliv nejen na denní, ale i na roční průměrnou koncentraci. Relativně malý podíl hodinových koncentrací vyšších než $30 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ proto měl sice postupně klesající, ale stále dominantní vliv na průměrné roční koncentrace (57 % v roce 2000 oproti 30 % v roce



Obr. 2 Podíl různě vysokých 1hodinových koncentrací benzenu na roční průměrné koncentraci v lokalitě Ostrava-Privoz.

Fig. 2. The proportion of different levels of 1-hour concentrations of annual benzene averages in the Ostrava-Privoz locality.



Obr. 3 Poloha měřicích stanic a potenciálních zdrojů emisí benzenu. F – stanice Fifejdy, P – stanice Privoz, 1 – BorsodChem MCHZ, s. r. o. (1a areál, 1b stáčíště a zásobníky benzenu), 2 – Koksovna Jan Šverma, Výtopna Mariánské Hory, 3 – Spalovna průmyslových odpadů, 4 – průmyslový areál Odra s Koksovnou Svoboda a Teplárnou Privoz, 5 – Ústřední čistírna odpadních vod, 6 – Laguny OSTRAMO, 7 – areál Vítkovice, 8 – areál ArcelorMittal Ostrava, 9 – Hasil, a. s., 10 – DUKOL Ostrava, s. r. o. Autorka mapy: Anna Synková.

Fig. 3. Location of the measurement stations and potential sources of benzene emissions. F – station Fifejdy, P – station Privoz, 1 – BorsodChem MCHZ, s. r. o. (1a – Area, 1b – Loading station and reservoirs of benzene), 2 – Jan Šverma coking plant, Mariánské Hory heating plant, 3 – Industrial waste incinerator, 4 – Odra industrial area with Svoboda coking plant and Privoz heating plant, 5 – Central disposal plant, 6 – OSTRAMO lagoons, 7 – Vítkovice area, 8 – ArcelorMittal Ostrava area, 9 – Hasil, a. s., 10 – DUKOL Ostrava, s. r. o. The author of the map: Anna Synková.

2012). V roce 2013 došlo k výraznému poklesu (na 8 %). Většinou k ročnímu průměru přispívaly hodinové koncentrace mezi 5 a $30 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, nicméně zejména během posledního pětiletí nebyly příčinou překročení imisního limitu. K překračování ročního imisního limitu $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ na stanici Ostrava-Privoz docházelo, protože se zde vyskytovaly hodinové koncentrace vyšší než $50 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Jedná se o koncentrace, které se na jiných stanicích v Ostravě vyskytovaly v mnohem menším počtu, resp. se mimo Ostravu nevyskytovaly vůbec (obr. 2).

3.2 Zdroje emisí benzenu

- V posledních letech bylo zpracováno několik studií, jejichž cílem bylo nejen popsat imisní situaci a imisně-meteorologické vztahy, ale zejména najít konkrétní zdroje nepříznivé situace v severovýchodní části Ostravy. Jako nejvýznamnější zdroje benzenu byly identifikovány BorsodChem MCHZ, s. r. o. a koksárenské provozy OKK koksovny, a. s. Proto byl kromě odhadu původu špičkových imisních koncentrací benzenu v lokalitách Ostrava-Privoz a Ostrava-Fifejdy metodou zpětných trajektorií a popisu emisí benzenu věnován největší prostor podrobnému hodnocení provozu BorsodChem MCHZ, s. r. o. a OKK koksovny, a. s. (obr. 3).
- K nejviditelnější změně zdrojů emisí došlo v letech 2009 a 2010. V Koksovně Jan Šverma byl k 31. 5. 2009 ukončen provoz koksárenské baterie (KB) č. 3 a k 31. 12. 2010 byl ukončen i provoz KB č. 4, a tím i provoz celého závodu. V září 2010 byla uvedena do provozu nová KB č. 10 v Koksovně Svoboda. I přesto celková výrobní kapacita OKK koksovny, a. s. poklesla o cca 600 000 tun koksu ročně. K poklesu emisí benzenu však došlo v posledních letech i vlivem zavádění opatření ke snížení emisí na zdrojích v BorsodChem MCHZ, s. r. o. a OKK koksovny, a. s.
- O popisovaných dominantních zdrojích benzenu je známo, že technologie BorsodChem MCHZ, s. r. o. nejsou zdrojem emisí toluenu, avšak toluen i benzen jsou obsaženy v koksárenském plynu i benzolu. Vzájemný poměr toluen/benzen se může lišit podle místa úniku, nicméně většinou by se obě látky měly vyskytovat v emisích společně. Rozborem špičkových koncentrací benzenu byly jako zdroje synchronních špičkových koncentrací benzenu a toluenu identifikovány Koksovna Jan Šverma a Svoboda a v roce 2011 rovněž sanace lagun OSTRAMO.

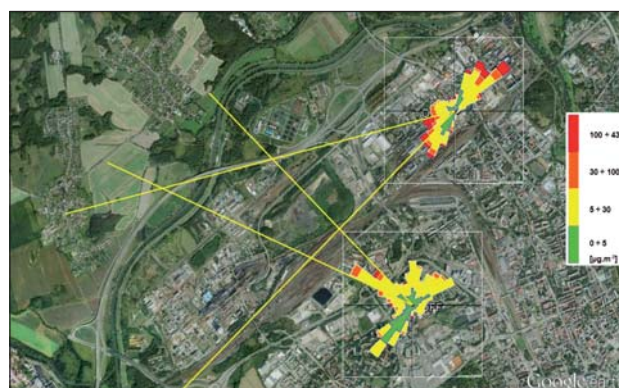
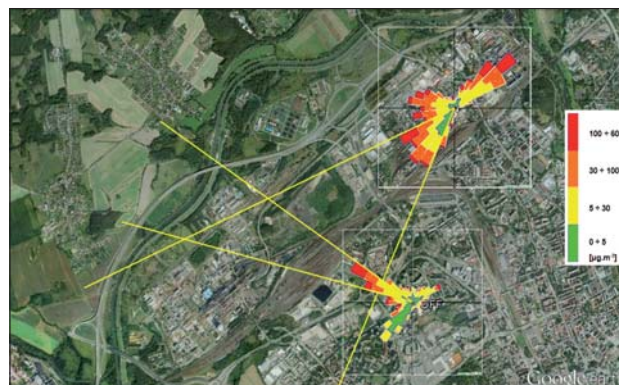
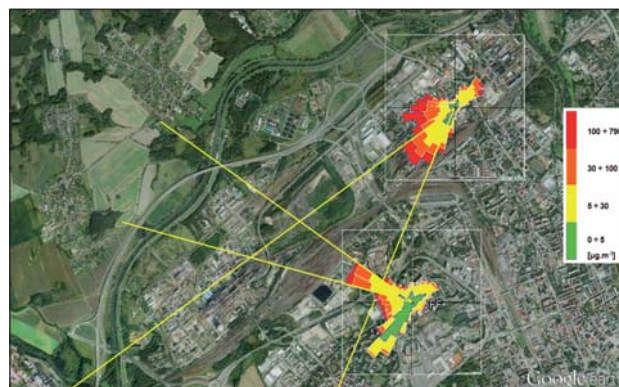
- Směrová závislost imisních koncentrací benzenu se během posledních let výrazně změnila, a to zejména v návaznosti na zastavení provozu Koksovný Jan Šverma a navýšením výroby koksu v Koksovně Svoboda. V roce 2011 se projevil dočasný vliv probíhajících sanací lagun OSTRAMO. Největší příspěvky k průměrným koncentracím a rovněž hodinové koncentrace vyšší než $100 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ tedy pocházejí od roku 2012 ze zdrojů v průmyslovém areálu Odra s Koksovnou Svoboda a ze zdrojů v průmyslovém areálu BorsodChem MCHZ, s. r. o. a jeho okolí¹⁾ (obr. 4).
- Špičkově vysoké koncentrace benzenu na stanicích Ostrava-Přívóz a Ostrava-Fifejdy nejsou způsobeny emisemi pouze z jednoho zdroje. Na odlišný původ špiček ukazují rovněž odlišné hodnoty podílu koncentrací toluenu a benzenu.
- V areálech BorsodChem MCHZ, s. r. o. a OKK koksovný, a. s. byla provedena místní šetření a zpráva (ČHMÚ et al. 2013) obsahuje jednak popis technologií a možných zdrojů emisí benzenu do vnějšího ovzduší, změn technologií nakládání s benzenem ve sledovaném období a porovnání používaných postupů s poznatky o nejlepších dostupných technikách (BAT), ale rovněž návrhy opatření ke snížení emisí benzenu.

3.3 Zdravotní rizika ze znečištěného ovzduší v Ostravě²⁾

- Všeobecně přijatelné riziko vzniku novotvarů krvinek a lymfatického systému z dlouhodobé expozice benzenu bylo v letech 1999–2012 ve všech hodnocených oblastech Ostravy (Přívóz, Fifejdy, Radvanice, Poruba) zvýšené, tj. nad jeden případ na milion obyvatel. Úroveň celospolečensky přijatelného karcinogenního rizika tři případy na 100 tisíc obyvatel, daného platným imisním limitem $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, byla překročena v Ostravě-Přívóze (obr. 5).
- Riziko vlivu na imunitu ve vztahu ke krátkodobým hodnotám benzenu ve volném ovzduší v Ostravě-Přívóze je možné v roce 2012 považovat za nepřijatelné.
- Všeobecné i celospolečensky přijatelné riziko vzniku karcinomu plic z dlouhodobé expozice benzo[a]pyrenu bylo ve všech hodnocených oblastech Ostravy i ve všech letech zvýšené. V oblasti Radvanic se v posledních dvou letech jedná o více než desetinásobné zvýšení karcinogenního rizika oproti úrovni imisního limitu. Karcinogenní riziko benzo[a]pyrenu bylo ve všech oblastech řádově vyšší ve srovnání s karcinogenním rizikem benzenu. Karcinogenní riziko dlouhodobých expozic benzo[a]pyrenu bylo ve všech oblastech Ostravy a sledovaných letech nepřijatelné (obr. 6).
- Ve všech hodnocených oblastech Ostravy docházelo jak k překračování doporučených hodnot Světové zdravotnické organizace (WHO) pro dlouhodobé expozice PM_{10} a $\text{PM}_{2,5}$ ve vztahu ke zvýšené nemocnosti a úmrtnosti, tak i k překračování společensky přijatelných úrovní zdravotního rizika daných platnou legislativou.
- Riziko zvýšené úmrtnosti, ve vztahu k doporučeným hodnotám WHO pro PM_{10} a $\text{PM}_{2,5}$, současným novým poznat-

1) *Pojmem BorsodChem MCHZ, s. r. o. a okolí se rozumí území, zahrnující BorsodChem MCHZ, s. r. o., Spalovnu průmyslových odpadů, Laguny OSTRAMO a Ústřední čistírnu odpadních vod (tj. bez Koksovný Jan Šverma).*

2) *Podrobný popis zdravotních rizik je k dispozici v odborné zprávě na portále (ČHMÚ et al. 2013).*



Obr. 4 Procentuální příspěvky tříd 1hodinových koncentrací benzenu k průměrné hodnotě v různých obdobích v lokalitách Přívóz a Fifejdy (grafy mají různá měřítka).

Fig. 4. The proportion of different levels of 1-hour concentrations of benzene averages in different periods in the Přívóz and Fifejdy localities (charts shown at different scales).

a) 2006–2010 (max Fifejdy = cca 8.6 %, max Přívóz = cca 7.6 %)

b) 2011 (max Fifejdy = cca 8.8 %, max Přívóz = cca 10.4 %)

c) 2013 (max Fifejdy = cca 9.7 %, max Přívóz = cca 7.4 %)

kům i vypočtenému indikátoru ztráty let života, je možné považovat za nepřijatelné, a to ve všech oblastech Ostravy.

4. ZÁVĚR

Pokles koncentrací benzenu v severovýchodní části města Ostrava v posledních letech byl důsledkem ukončení provozu Koksovný Jan Šverma a zaváděním opatření ke snížení emisí na zdrojích v BorsodChem MCHZ, s. r. o. a OKK koksovný, a. s. Sanace lagun OSTRAMO byla dočasným významným zdrojem benzenu v roce 2011 a může být zdrojem i v budoucnu, bude-li pokračovat.

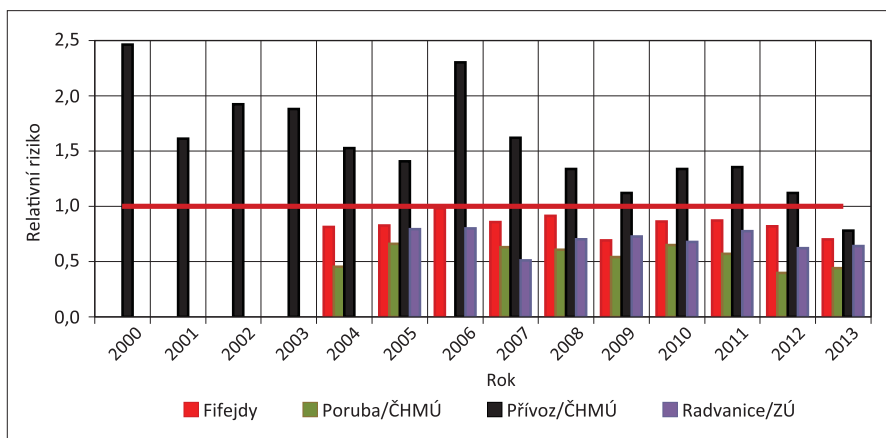
Karcinogenní riziko benzo[*a*]pyrenu je v Ostravě řádově vyšší ve srovnání s karcinogenním rizikem benzenu. Snižování zdravotních rizik pro obyvatele Ostravy z expozic benzenu, benzo[*a*]pyrenu a suspendovaných částic PM₁₀ a PM_{2,5} je nutné a žádoucí minimálně na úrovni dodržování imisních limitů daných českou legislativou, příp. lépe na úrovni danou zdravotně zdůvodnitelnými referenčními hodnotami WHO, US EPA a EU nebo doporučenými hodnotami WHO, které jsou stanoveny na základě závěrů epidemiologických studií a metaanalýz těchto studií a prosazovány WHO v rámci uplatňování strategie směřující k celkovému snížení imisní zátěže uvedených škodlivin.

5. ZAJIŠTĚNÍ KVALITY PROVEDENÝCH HODNOCENÍ

Odborná zpráva (ČHMÚ et al. 2013) byla před ukončením připomínkována zástupci BorsodChem MCHZ, s. r. o. a OKK koksovy, a. s. a odborně oponována. Všechny připomínky byly zahrnuty do konečného textu. Na řešení zprávy spolupracoval jako konzultant RNDr. Lukáš Ženatý, Ph.D. Hodnocení imisní části oponoval RNDr. Bohumil Kotlík, Ph.D., hodnocení zdravotních rizik MUDr. Helena Kazmarová (oba jsou pracovníky Státního zdravotního ústavu v Praze), hodnocení emisní části oponoval Ing. Vladimír Bureš (ředitel TESO Praha, a. s.).

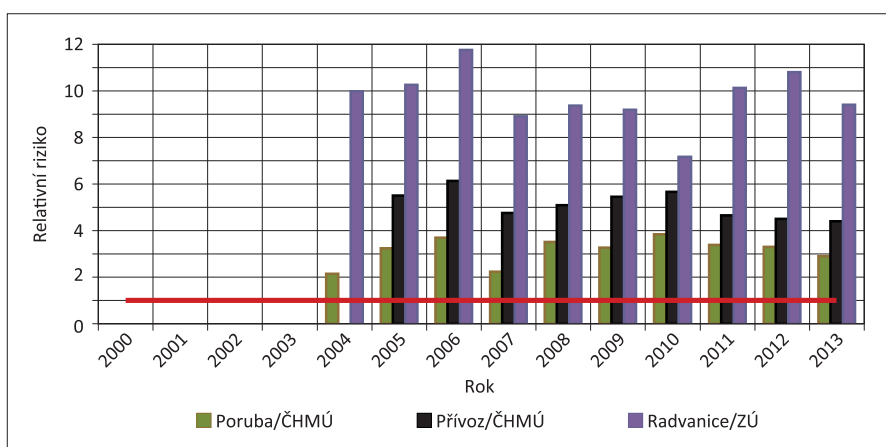
Literatura:

- CARSLAW, D. C., ROPKINS, K., 2012. OpenAir – an R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling & Software*. Vol. 27–28, s. 52–61. ISSN 1364-8152.
- ČHMÚ et al., 2013. Ověření zdrojů benzenu v severovýchodní části města Ostrava. Odborná zpráva pro MŽP, zpracovaná společně s E-expert, spol. s r. o. a Zdravotním ústavem se sídlem v Ostravě [online]. [cit. 25. 3. 2015]. Dostupné z WWW: [http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/zprava_reseni_nevhodne_situace/\\$FILE/000-Ostrava_benzen_2013-20140218.pdf](http://www.mzp.cz/C1257458002F0DC7/cz/zprava_reseni_nevhodne_situace/$FILE/000-Ostrava_benzen_2013-20140218.pdf).
- ČHMÚ, 2014a. Znečištění ovzduší a atmosférická depozice v letech, Česká republika 2013. Souhrnný tabulární přehled. [online]. Český hydrometeorologický ústav [cit. 25. 3. 2015]. Dostupné z WWW: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/uoco/isko/tab_roc/tab_roc_CZ.html.
- ČHMÚ, 2014b. Znečištění ovzduší na území České republiky v roce 2013. Praha: Český hydrometeorologický ústav. ISBN 978-80-87577-37-0. Dostupné z http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/uoco/isko/grafroc/grafroc_CZ.html



Obr. 5 Relativní srovnání individuálního karcinogenního rizika z roční průměrné koncentrace benzenu k hodnotě individuálního karcinogenního rizika benzenu odpovídající úrovni platného imisního limitu $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.

Fig. 5. Relative comparison of individual cancer risk from annual average concentrations of benzene to the value of individual cancer risk level of benzene corresponding to the current limit value of $5 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$.



Obr. 6 Relativní srovnání individuálního karcinogenního rizika z roční průměrné koncentrace benzo[*a*]pyrenu k hodnotě individuálního karcinogenního rizika benzo[*a*]pyrenu odpovídající úrovni platného imisního limitu $1 \text{ ng}\cdot\text{m}^{-3}$.

Fig. 6. Relative comparison of individual cancer risk from annual average concentrations of benzo[*a*]pyrene to the value of individual cancer risk level of benzo[*a*]pyrene corresponding to the current limit value of $1 \text{ ng}\cdot\text{m}^{-3}$.

ČR, 2012a. Zákon č. 201/2012 Sb. o ochraně ovzduší.

ČR, 2012b. Vyhláška č. 330/2012 Sb. o způsobu posuzování a vyhodnocení úrovně znečištění, rozsahu informování veřejnosti o úrovni znečištění a při smogových situacích.

EEA, 2013. Air quality in Europe – 2013 report. EEA report 9/2013. Copenhagen: European Environmental Agency. ISBN 978-92-9213-406-8. Dostupné z WWW: <http://www.eea.europa.eu/publications/air-quality-in-europe-2013>

NOAA, 2015. NOAA HYSPLIT – Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model [online]. [cit. 25. 3. 2015]. Dostupné z WWW: <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>

STOHL, A., 1998. Trajectory statistics-A new method to establish source-receptor relationships of air pollutants and its application to the transport of particulate sulphate in Europe. *Atmospheric Environment*. Vol. 30, s. 579–587. ISSN 1352-2310.

Lektor (Reviewer) RNDr. Bohumil Kotlík, Ph.D.

PŘIROZENÝ SVIT NOČNÍ OBLOHY A VLNOVÉ DĚJE V ATMOSFÉŘE

Jan Bednář, Univerzita Karlova v Praze, Matematicko-fyzikální fakulta, katedra fyziky atmosféry, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8

Martin Setvák, Český hydrometeorologický ústav, družicové oddělení, Generála Šišky 942, 143 00 Praha 4

Airglow and wave phenomena in the atmosphere. Airglow has been known for many years to astronomers as a potential difficulty to deep sky photography. Recently, studies of airglow have gained in importance, not only for purely scientific reasons, but also due to the obvious link between airglow appearance and some of the ground-based or tropospheric potentially severe phenomena. Research of airglow from space has been enabled with the launch of the Suomi-NPP satellite (November 2011), with its low-light sensitive *Day-Night Band* (DNB). On moonless nights, DNB is capable of detecting airglow, including its various wave-like patterns. Waves in airglow can be generated by various mechanisms, gravity waves being the most important among these. The paper summarizes the present concepts of airglow formation and its interactions with vertically propagating gravity waves. It also provides an example of rippled airglow, as observed from the ground, and an almost simultaneously captured example from space by the Suomi-NPP satellite.

KLÍČOVÁ SLOVA: svit noční oblohy přirozený – vlny gravitační – pozorování družicová – Suomi-NPP DNB kanál

KEYWORDS: airglow – gravity waves – satellite observations – Suomi-NPP DNB band

1. ÚVOD

V roce 2014 byly v číslech 3 a 5 Meteorologických zpráv publikovány dva krátké příspěvky zaměřené na jev světélkující noční oblohy, mezinárodně označovaný termínem airglow (nightglow).

Českým ekvivalentem je přirozený svit noční oblohy, zde však bude pro stručnost používán ve zkrácené verzi svit oblohy. Tento článek poskytuje rozsáhlejší informace k problematice právě zmíněného jevu, a to zejména v souvislosti s jeho často pozorovanými vlnovými strukturami. Tyto struktury svědčí o interakcích s hydrodynamickými vlnovými procesy v zemské atmosféře, především s procesy typu tzv. gravitačních vln. Na úvod je nutné připomenout, že daný jev bývá pozorován jako velmi slabé světélkování noční oblohy v nazelenalých, načervenalých, někdy namodralých nebo žlutavých odstínech. Toto světélkování je zpravidla natolik slabé, že jeho barvy nelze sledovat pouhými očima, k jejich registraci potřebujeme citlivější fotografické metody. Příčinou barevnosti jevu je vyzařování příslušných vlnových délek elektromagnetického záření různými excitovanými částicemi, mezi něž patří především molekuly kyslíku O_2 , excitovaný atomární kyslík O , excitované atomy sodíku nebo hydroxylový radikál $OH\cdot$. Důvodem excitace těchto částic do energeticky vyšších kvantových stavů jsou zejména velmi krátkovlnné složky ultrafialového slunečního záření, které se uplatňují v oblasti mezoféry a spodní termosféry, a to zejména v širším rozmezí výšek kolem 100 km nad zemským povrchem. Kromě toho však jistou roli hraje i kosmické záření. V souvislosti s touto excitací vhodných molekul, atomů a radikálů působí ve složitých kombinacích i ionizační a rekombinační procesy nebo jevy chemoluminiscence při chemických reakcích.

V minulosti se o svit oblohy zprvu zajímali především astronomové, neboť tento jev v případě svého výskytu komplikoval až znemožňoval pozorování detailů noční oblohy. Postupně však vzrůstal zájem o tento jev ze strany odborníků zabývajících se atmosférickou fyzikou; za jisté milníky výzkumu lze považovat např. rok 1868, kdy Anders Ångström prokázal přítomnost zelené spektrální čáry na noční obloze i mimo výskyt polárních září, resp. 20. až 30. léta 20. století, kdy byly postupně identifikovány jednotlivé zdroje záření svitu oblohy (podrobněji např. Savigny 2014). V současné době lze svit oblohy ve fyzice atmosféry považovat za inten-

zivně studovaný jev, jenž svědčí o podstatných spojitostech a vazbách mezi ději, vyskytujícími se od zemského povrchu, ve spodní, střední i vysoké atmosféře, až po zemskou magnetosféru.

Na snímcích svitu oblohy bývají často patrné různé vlnové struktury v podobě střídavě pásovitého zesilování a zeslabování tohoto světelného jevu. Tyto vlny lze pozorovat jak na fotografiích či časosběrných záznamech pořízených dostatečně citlivými přístroji ze zemského povrchu nebo na snímcích „shora“ v DNB (*Day-Night Band*) kanálu družice Suomi-NPP. Právě těmto vlnám souvisejícím se svitem oblohy je věnován překládaný článek. Rekapituluje mechanismy vzniku svitu oblohy v různých hladinách atmosféry a příčiny jeho různých barev. Následně je uvedena ukázka koncentricky rozvlněného svitu oblohy, vyfotografovaného ze zemského povrchu a téměř současně zachyceného družicí Suomi-NPP. Článek pak pokračuje stručným informativním výkladem příslušných vazeb a souvislostí mezi svitem oblohy a vlnovými vertikálními kmity atmosféry typu tzv. gravitačních vln.

2. TYPICKÉ HLADINY (VRSTVY) VZNIKU SVITU OBLOHY

Svit oblohy bývá pozorován zejména v těchto hladinách, resp. vrstvách atmosféry:

- Výšky 85–90 km, často je jako typická uváděna výška 87 km. Převažují červené odstíny viditelného záření, uplatňuje se též záření z blízké infračervené části spektra. Toto záření souvisí s vybuzeními vyššími rotačními a vibračními kvantovými stavy hydroxylového radikálu $OH\cdot$, o jehož vzniku viz dále.
- Výšky cca 92 km, žlutavé odstíny, vyzařování excitovaných atomů sodíku, jejichž výskyt je v těchto vysokých hladinách zřejmě meteorického původu.
- Výšky cca 95 km, slabě namodralé odstíny, jedná se o vyzařování excitovaných molekul kyslíku O_2 . Dále se ve dvou vrstvách vyskytuje svit oblohy z vyzařování excitovaného atomárního kyslíku O :
- Výšky 90–100 km, vlnové délky odpovídající nazelenalým odstínům (dobře pozorovatelné z oběžných drah družic, resp. z Mezinárodní vesmírné stanice, ISS).
- Výšky 150–300 km, vlnové délky příslušející načervenalým odstínům.

Vzhledem k tomu, že k excitaci výše zmíněných molekul a atomů dochází především působením slunečního UV záření, není vznik svitu oblohy vázán na geomagnetické pole Země, a tedy polární oblasti, jako je tomu u polárních září, vyskytuje se globálně. Nejintenzivnější je v denních hodinách, kdy však není díky rozptýlenému slunečnímu záření ze zemského povrchu pozorovatelný. Lze ho přímo pozorovat pouze v nočních hodinách pod dostatečně tmavou oblohou, tedy za bezměsíčných nocí a mimo městské aglomerace, v oblastech bez světelného znečištění oblohy (<http://www.darksky.org/>, <http://www.lightpollutionmap.info/>). Jelikož lidské oko rozeznává barvy až od určité prahové hodnoty, vnímá člověk svit oblohy zpravidla pouze jako zjasnění oblohy, bez identifikace barev. Ty vyniknou až na snímcích pořízených dostatečně citlivou digitální fotografickou technikou, opět pouze v oblastech bez světelného znečištění oblohy.

3. MOŽNOSTI SNÍMÁNÍ SVITU OBLOHY

Zachycení svitu oblohy, včetně jeho barevných a prstových variací, se stalo relativně dostupným až s rozšířením digitálních přístrojů s většími senzory, především formátu APS-C, nebo tzv. full frame, umožňujícími snímání za nízkého osvětlení a na vyšší citlivosti (bez většího nárůstu šumu). Snímky svitu oblohy lze proto nalézt na řadě internetových stránek či galerií, zaměřených na snímky nebo časosběrná videa noční oblohy. Za všechny lze doporučit např. stránky TWAN (The World At Night, <http://www.twanight.org/>) nebo stránky autora příspěvku o airglow z Meteorologických zpráv

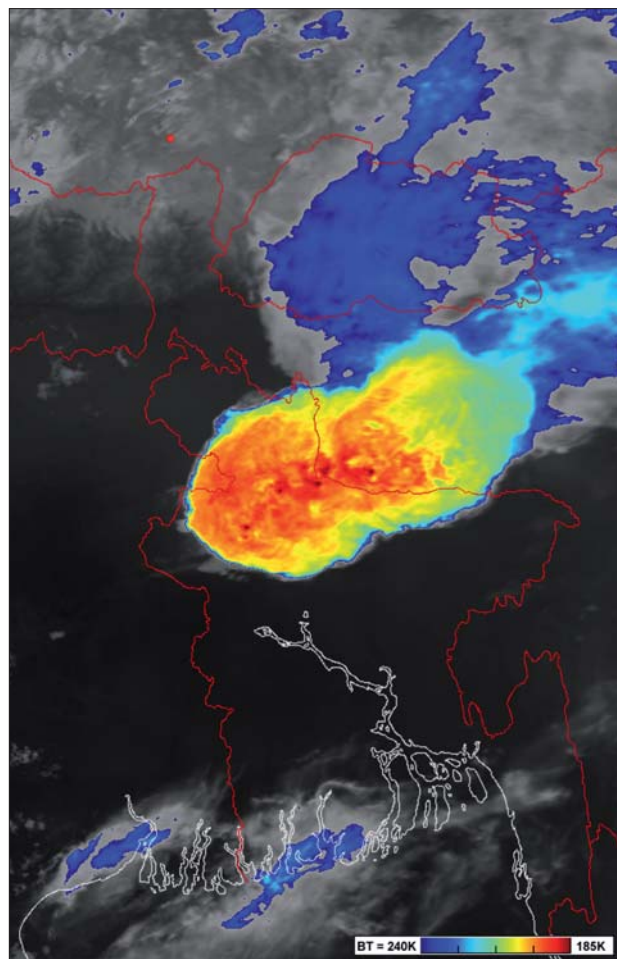
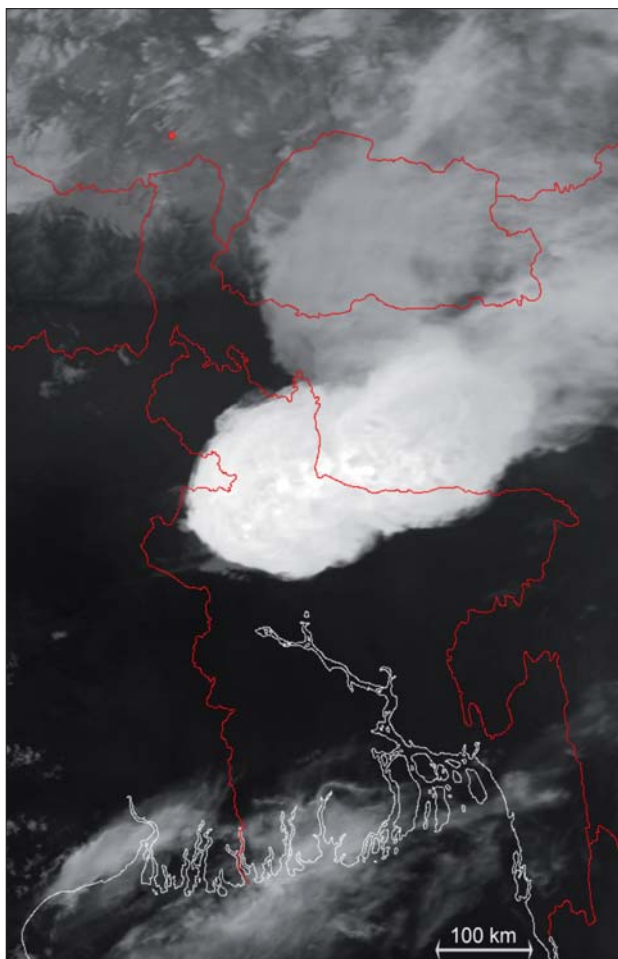
č. 3/2014, Petra Horálka (<http://www.astronom.cz/horalek/>). Na mnoha snímcích noční oblohy je svit oblohy patrný jako zpravidla načervenalý nebo nazelenalý závoj, chuchvalce nebo pásy na hvězdné obloze, zachycené buď neplánovaně při snímání jiných jevů na noční obloze, nebo v případě jasnějšího svitu oblohy cíleně. V posledních letech se začínají objevovat i časosběrná videa, zachycující postup nebo expanzi horizontálních vln jasu svitu oblohy, vyvolaných interakcí tohoto jevu s gravitačními vlnami pronikajícími vzhůru z nižších hladin atmosféry (viz další kapitoly článku). Jako příklady rozvílněného svitu oblohy uvedme tato dvě videa (oba případy související s aktivitou výrazných bouří): <http://www.youtube.com/watch?v=3110op4D5-Q> a <http://www.youtube.com/watch?v=7i3HZJrv2bM>. Předpokládá se, že zdrojem gravitačních vln v těchto případech byla aktivita silných vzestupných proudů (updraftů), resp. přestřelujících vrcholů výrazných konvekčních bouří (Řezáčová a kol. 2007).

Současně s rozvojem pozemních fotografických pozorování svitu oblohy došlo i k významnému posunu možností pozorování tohoto jevu z oběžné dráhy Země. Zatímco pozorování posádek Mezinárodní vesmírné stanice (ISS) zobrazují svit oblohy jako souvislou nažloutlou až zelenavou, vertikálně oddělenou vrstvu na okraji zemského disku (např. <https://www.youtube.com/watch?v=a7s8vnuknPY> – přičemž jsou zde zobrazeny jak polární záře, tak svit oblohy), teprve kanál Day-Night Band (DNB) družice Suomi-NPP, vypuštěné v listopadu 2011 umožnil zobrazení svitu oblohy oproti zemskému povrchu, včetně plošného rozložení jeho jasu



Obr. 1 Snímek rozvílněného svitu oblohy pořízený 27. dubna 2014 v 15:56 UTC. Autor: Jeff Dai, místo pozorování: Tibetská náhorní plošina (4 450 m n. m.), Čína. Místo, odkud byl tento snímek pořízen, je vyznačeno v družicových snímcích (obr. 2 a obr. 3) červenou tečkou. Další detaily k tomuto snímku viz stránky jeho autora, <https://www.flickr.com/photos/jeffdai/14845763849/>. Převzato se souhlasem autora.

Fig. 1. Photo of rippled airglow, taken by Jeff Dai on 27 April 2014 at 15:56 UTC, from the Tibet Plateau of China (4450 meters above sea level). The location of the place from which this photo was taken is indicated in the satellite images (Fig. 2 and Fig. 3) by a red dot. For further details about this photo, go to <https://www.flickr.com/photos/jeffdai/14845763849/>. Published with permission of the author.



Obr. 2 Bouře nad Bangladéšem a východní Indií, 27. dubna 2014, 15:50 UTC, družice Metop-2. Vlevo snímek v černobíle zobrazeném tepelném kanálu (4. kanál AVHRR), vpravo tentýž kanál s barevně zvýrazněným rozsahem teploty 240 až 185 K (Setvák a kol. 2008). Bílé jsou zvýrazněny pobřežní linie Bengálského zálivu, tmavě červeně státní hranice. Červená tečka (v levé horní části snímku) vyznačuje polohu místa, odkud Jeff Dai o šest minut později pořídil svůj snímek svitu oblohy (obr. 1) orientovaný směrem nad tyto bouře. Zdroj dat: EUMETSAT a NOAA CLASS archiv, zpracování M. Setvák, softwarem ENVI 5.2 a Adobe Photoshop CS5.

Fig. 2. Storms above Bangladesh and eastern parts of India, 27 April 2014, 15:50 UTC, Metop-2 satellite. Left: Black and white image, AVHRR band 4. Right: The same band, with colour-enhanced brightness temperature range 240–185 K (Setvák et al. 2008). The white lines indicate the coastlines of the Gulf of Bengal; the dark red lines show political borders. The red dot (in the upper left part of the image) plots the place from which Jeff Dai took his airglow photo (Fig. 1) six minutes later, aimed above these storms. Data source: EUMETSAT and NOAA CLASS archive. Processed by M. Setvák, with ENVI 5.2 and Adobe Photoshop CS5 software.

a různých struktur (Miller a kol. 2012). Při zachycení svitu oblohy na snímcích DNB nesmí rušit světlo Měsíce, ani umělé světelné znečištění oblohy. Ideálními oblastmi pro jeho zachycení jsou tedy rozsáhlejší moře, oceány, nebo řídké osídlená krajina, např. pouštní oblasti. Příklad svitu oblohy na snímcích DNB, zformovaného působením gravitačních vln do podoby koncentrických vln, byl uveden v krátkém příspěvku v Meteorologických zprávách č. 5/2014. Podobnou ukázkou je i příklad uvedený v tomto příspěvku; jeho mimořádnost spočívá v dokonalém a téměř současném zachycení koncentrických vln ve svitu oblohy jak pozemním snímkem, tak družicí Suomi-NPP kanálem DNB.

4. PŘÍKLAD ZVLNĚNÉHO SVITU OBLOHY POZOROVANÉHO 27. 4. 2014 NAD TIBETSKOU NÁHORNÍ PLOŠINOU

Dne 27. dubna 2014 zachytil Jeff Dai (<https://www.flickr.com/photos/jeffdai/14845763849/>) z Tibetské náhorní plošiny, ve výšce přibližně 4,5 km, zřetelný svit oblohy zformovaný do výrazných koncentrických vln (obr. 1). V komen-

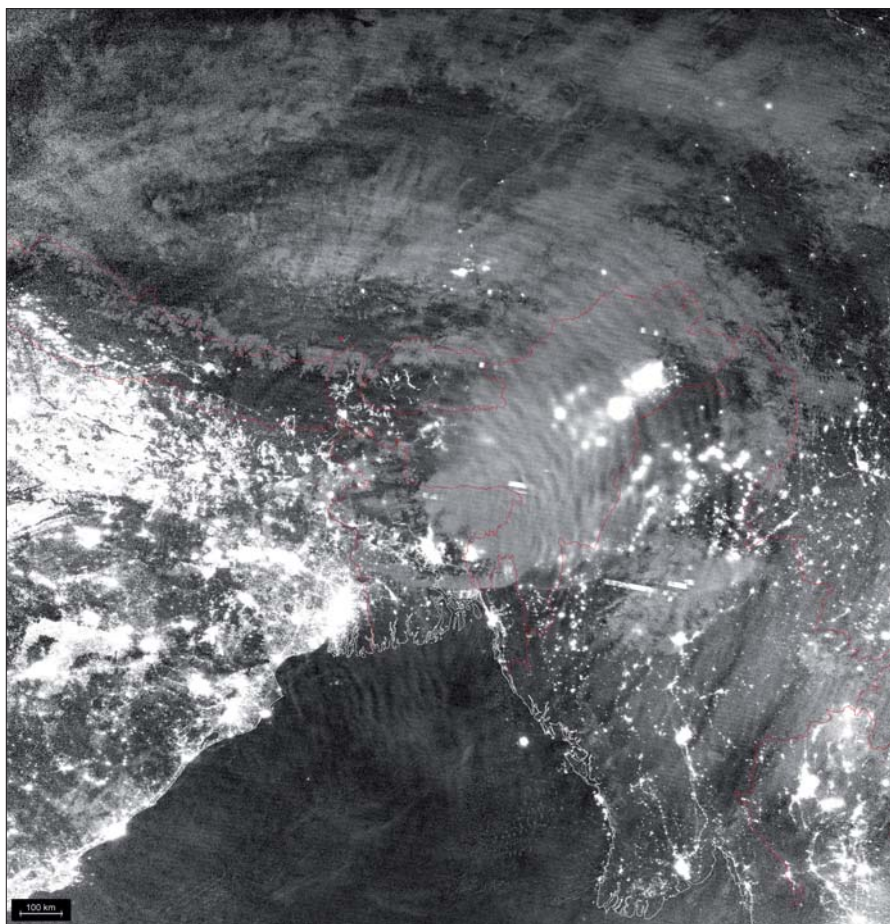
tářích ke snímku (<http://apod.nasa.gov/apod/ap140901.html>) uváděl, že tyto vlny jsou nejspíše výsledkem interakce svitu oblohy s gravitačními vlnami generovanými rozsáhlými silnými bouřemi nad Bangladéšem. Přítomnost a mimořádnost silných konvekčních bouří v uvedené oblasti potvrzuje i stručný rozbor na stránkách organizace EUMETSAT (http://www.eumetsat.int/website/home/Images/ImageLibrary/DAT_2204046.html). Obr. 2, pořizený družicí Metop-2 o pouhých šest minut dříve než snímek na obr. 1, ukazuje v detailu tyto bouře; je v něm vyznačeno červenou tečkou i místo, odkud Jeff Dai pořídil své snímky svitu oblohy. Na těchto snímcích není možné samotný svit oblohy spatřit, neboť družice Metop nemají přístroj s kanálem obdobným DNB, schopným tento jev zachytit. Zároveň na těchto snímcích, pořizených v tepelném pásmu (4. kanál přístroje AVHRR), je zjevná absence jakýchkoliv vln v oblačnosti, které by připomínaly struktury pozorované ve svitu oblohy.

Pro úplnost a jako jistou zajímavost lze uvést, že teplota přestřelujícího vrcholu na snímku z družice Metop-1, zde nezveřejněném, která nad oblastí přelétala ještě o 45 minut

dříve, dosáhla až hodnoty $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$, což samo o sobě svědčí o mimořádné síle této bouře. Na mimořádnost bouří nepřímo ukazuje i fakt, že byly spojeny s výskytem TLE (Transient Luminous Events, Popek a Bednář, 2012), jak rovněž dokládá jiný snímek autora (<https://www.flickr.com/photos/jeff-dai/14435543546/>).

Koncentrické vlny ve svitu oblohy vyniknou až na snímku v kanálu DNB (obr. 3a) pořízeném družicí Suomi-NPP, která nad oblastí přelétala přibližně o 3,5 hodiny později, kolem 19:35 UTC. Měřítka snímku je odlišné od snímků na obr. 2, všechny snímky obr. 3 zachycují výrazně rozsáhlejší oblast než obr. 2. Bíle jsou zvýrazněny pobřežní linie Bengálského zálivu, červeně pak politické hranice jednotlivých států oblasti, do všech družicových snímků je pro názornost vloženo 100 km měřítko. Obr. 3b je barevně zvýrazněným tepelným snímkem, ze kterého je zjevné, že oblačnost bouře v době přeletu družice Suomi-NPP byla sice plošně rozsáhlejší než v době přeletu družice Metop, avšak bouře již touto dobou slábla; teploty přestřelujících vrcholů již nedosahují tak nízkých hodnot, jako na snímcích družice Metop). Obr. 3c je pak „nočním mikrofyzikálním“ RGB kompozitním snímkem, standardně operativně používaným v ČHMÚ, zobrazujícím různými barevnými odstíny různé typy oblačnosti, včetně nejslabších cirrů. Při jeho porovnání se snímkem DNB je zřejmé, že koncentrické vlnové útvary, patrné na snímku DNB, nejsou ani náznakem přítomny na tomto snímku (nočním mikrofyzikálním produktu), což potvrzuje, že vlny v DNB snímku nejsou oblačného původu, a tedy se musí jednat o vlny ve svitu oblohy.

Byť mezi snímkem, který pořídil Jeff Dai, a snímkem DNB družice Suomi-NPP uplynulo 3,5 hodiny, svit oblohy nad oblastí buď přetrvával (Jeff Dai jej pozoroval přibližně do 16:45 UTC, kdy svá pozorování ukončil), nebo se obnovil – toto na základě dostupných snímků nelze jednoznačně rozhodnout. Střed vln se nachází již mimo oblast samotné bouře, která zvolna postupovala k východu, což by naznačovalo jistotu „setrvačnost“ rozvlnění svitu oblohy i po odeznění zdroje gravitačních vln, které toto rozvlnění vyvolaly. Vlny ve svitu oblohy na snímku DNB se šíří až do vzdálenosti cca 900 km od svého středu, jejich vlnová délka (vzdálenost mezi maxi-



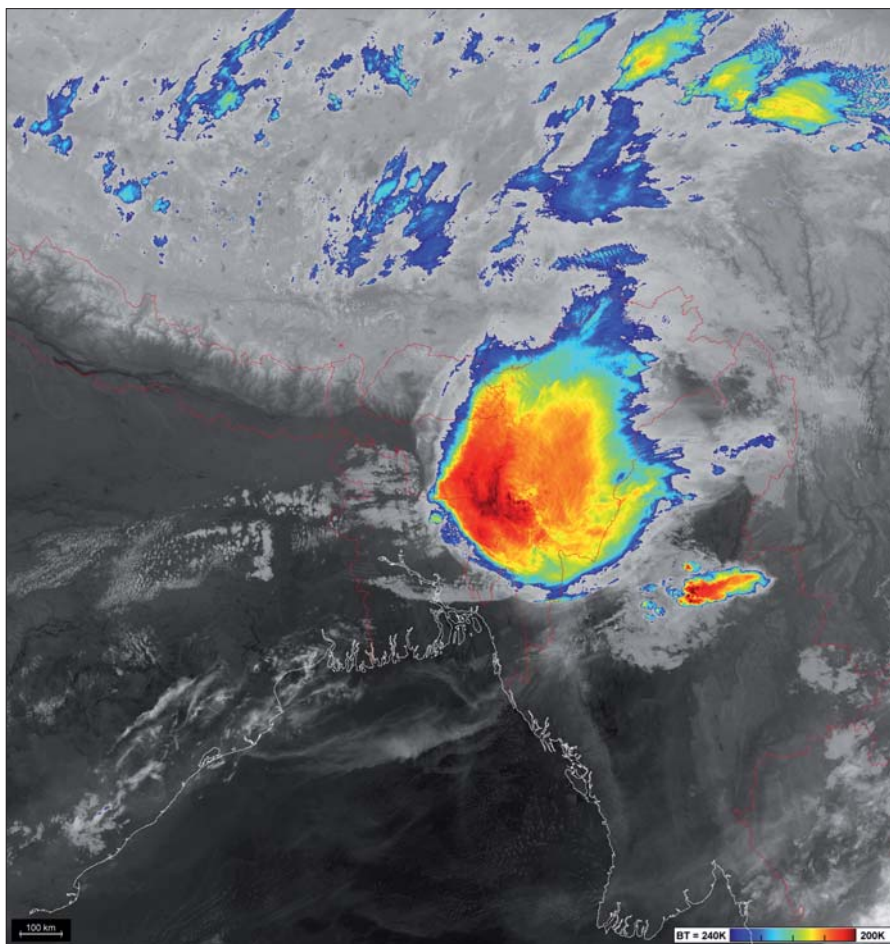
Obr. 3a Snímek rozvlněného svitu oblohy, pořízený v DNB kanálu družice Suomi-NPP 27. dubna 2014 v 19:35 UTC. Snímek zachycuje rozsáhlejší oblast než obr. 2, viz 100 km měřítko v levém spodním rohu snímku. Kromě svitu oblohy šířícího se v koncentrických vlnách až do vzdálenosti přibližně 900 km od středu vln nad Bangladéšem, lze nad Bengálským zálivem vidět i další vlny ve svitu oblohy, orientované přibližně severojižním směrem, jejichž zdroj zvlnění je nejistý. Kromě vln ve svitu oblohy lze na snímku rozeznat i oblačnost, v tomto snímku nasvícenou přirozeným světlem oblohy (svit oblohy a světlo hvězd) a světly měst; pro odlišení oblačnosti od svitu oblohy viz obr. 3b a obr. 3c. Na tomto snímku lze rovněž dobře vidět i samotná světla měst, a to jak v bezoblačné části snímku, tak prosvítající skrz oblačnost. Různě dlouhé úsečky, orientované přibližně od východu na západ, jsou projevem blesků (a následného zahlcení čidla senzoru). Zdroj dat: NOAA CLASS archiv, zpracování M. Setvák, softwarem ENVI 5.2 a Photoshop CS5.

Fig. 3a. DNB image of a rippled airglow, taken by the Suomi-NPP satellite on 27 April 2014 at 19:35 UTC. This image captures a larger region than that in Fig. 2; see the 100 km scale at the bottom left corner of the image. Besides the rippled airglow, spreading out in concentric waves up to about 900 km away from their centre above Bangladesh, it is possible to distinguish another set of airglow waves above the Gulf of Bengal, oriented in a north-south direction, the source of which is uncertain. Besides the airglow itself, it is also possible to distinguish clouds in the image, illuminated either by airglow, starlight, or by city lights. To distinguish clouds from airglow, see Figs. 3b and 3c. City lights can be seen in both cloud-free and cloud-covered areas. Several short lines (oriented approx. in E-W direction) represent storm flashes, saturating several nearby sensor pixels. Data source: NOAA CLASS archive. Processed by M. Setvák with ENVI 5.2 and Photoshop CS5 software.

my jasu vln) je kolem 30 km. Kanál DNB snímá v intervalu 0,5 až 0,9 μm , tudíž barvu družicí zachyceného svitu oblohy nelze ze snímku určit.

5. GRAVITAČNÍ VLNY V ATMOSFÉŘE

Gravitační vlny obecně představují širokou škálu hydrodynamických jevů, jejichž podstata spočívá v příčném rozkmitání částic hydrodynamického prostředí, v našem případě elementů atmosférického vzduchu, nalézajícího se v poli působení zemské tíže. Čtenářům Meteorologických zpráv jsou jistě dobře známy vlnové jevy související s typickými



Obr. 3b Snímek pořízený současně se snímkem DNB (obr. 3a) stejnou družicí, stejná oblast, avšak tepelný kanál M15 ($10,8\ \mu\text{m}$), s barevným zvýrazněním teploty 200 až 240 K. Porovnání tohoto snímku s obr. 3a ukazuje, že jádro bouře již bylo východněji, než je střed koncentrických vln ve svitu oblohy. Zdroj dat a zpracování viz obr. 3a.

Fig. 3b. Band M15 ($10,8\ \mu\text{m}$) image, acquired simultaneously with a DNB image (Fig. 3a) with the same satellite, covering the same region, showing colour-enhanced cloud top brightness temperatures within 200–240 K. A comparison of this image with the DNB image (Fig. 3a) indicates that the core of the storm is already somewhat east of the airglow waves' centre. Data source and processing: Same as in Fig. 3a.

podobami oblaků na kvazihorizontálních atmosférických rozhraních. Takovými rozhraními mohou být např. plochy spodních hranic výškových teplotních inverzí nebo rozhraní mezi vrstvami se vzájemně odlišnými směry proudění vzduchu. Základní poučení o gravitačních vlnách tohoto druhu lze v české odborné literatuře nalézt v komplexní podobě v monografii Horáka a Raidla (2007). V zemské atmosféře však gravitační vlny hrají podstatně obecnější roli a jejich vznik není nutně vázán na kvazihorizontální rozhraní typu různých nehomogenit ve vertikálním rozložení hustoty a teploty vzduchu, popř. nehomogenit souvisejících s vertikálními střihy větru. Atmosférické gravitační vlny vznikají ve velkém rozsahu vlivem nejrůznějších silových impulzů působících počáteční vertikální vychýlení vzduchových částic z původně rovnovážné polohy. Po takovémto vychýlení pak zpravidla dochází ke vzniku vertikálních kmitavých pohybů za vzájemného spolupůsobení setrvačných sil, síly zemské tíže a kladných nebo záporných archimédovských vztlačových sil. Velmi známým a ilustrativním příkladem v tomto směru jsou potom tzv. závětrné vlny za horskými hřebeny, přetéká-li přes ně vzdušné proudění. Základní informace může čtenář v české literatu-

ře nalézt např. v učebnici Pechaly a Bednáře (1991). Gravitační vlny tohoto druhu jsou řízeny tzv. Bruntovou-Vaisalovou frekvencí, jež je především dána termálně stabilitními poměry ve vzduchových hmotách.

V roli právě zmíněného primárního vychylujícího impulsu však nemusí působit jenom přetékání orografických překážek vzdušným proudem, ale uplatňují se zde meteorologické procesy různého charakteru. Může např. jít o přesuny různých poruch v poli atmosférického tlaku, pohyby tlakových útvarů, atmosférických front či působení vertikálně mohutných konvekčních pohybů ve vzduchových hmotách. Zejména naposled zmíněnému vlivu je dnes ve světové odborné časopisecké literatuře věnována značná pozornost. Jako příklady vhodných zdrojů informací a poučení v tomto směru lze uvést některé z prací (Nakamura et al. 2003; Taylor, Hapgood 1988; Taylor, Edwards 1991). Generování gravitačních vln postupem „klínu“ studené fronty do masy relativně teplejšího vzduchu si jistě může čtenář snadno názorně představit a rovněž zřejmě není v principu obtížné představit si obdobné silové impulzy v souvislosti s pohyby tlakových poruch a tlakových útvarů v atmosférickém prostředí, popř. v souvislosti s tryskovým prouděním (jet stream).

Ohledně výrazných projevů atmosférické konvekce nabízí

svit oblohy nesporně velmi zajímavé možnosti pro diagnostiku jejího působení v širším atmosférickém kontextu. Jí generované a prostřednictvím svitu oblohy zviditelněné gravitační vlny lze na základě pozemních pozorování, ale zejména na družicových snímcích, sledovat až do vzdáleností stovek km od zdrojových míst. Evidentně se zde otevírají nové perspektivy pro vzájemné kombinace a syntetické interpretace různých pozorovacích metod daných soudobou observační technikou. Jako ilustrativní příklad v tomto směru je možné zmínit silové impulzy pocházející od tzv. přestřelujících vrcholů mohutných kumulonimbů (Řezáčová a kol. 2007), které dnes patří k intenzivně sledovaným jevům (Wang 2007; Wang et al. 2009).

Všechny zde dosud zmiňované primární silové impulzy souvisejí především s troposférickými ději. Podstatná je však skutečnost, že gravitační vlny jsou schopny se intenzivně šířit i ve vertikálním směru, a hrají pak významnou roli v souvislosti s vertikálním transportem energie v atmosféře. Přitom ovšem musí být striktně dodržen princip zachování energie, což mj. znamená, že gravitační vlny, šířící se v atmosféře vzhůru ve směru poklesu hustoty vzduchu, muse-

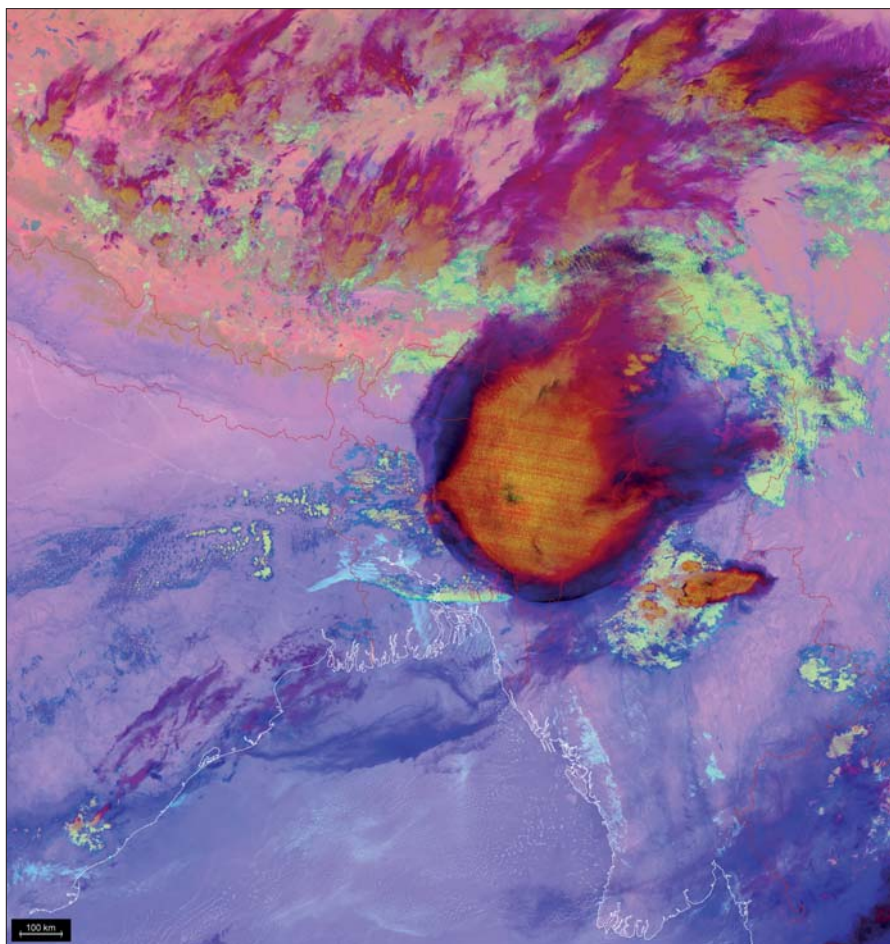
jí odpovídajícím způsobem zvětšovat svou amplitudu. Uvažujeme-li jejich šíření do hladin typických pro výskyt svitu oblohy, tj. do výšek blízkých se 100 km, či do ještě vyšších ionosférických hladin (200–300 km), je zřejmé, že se musí jednat o vzrůst amplitudy v rozsahu několika řádů. V současné časopisecké literatuře (viz např. Makela et al. 2011) lze nalézt doložení skutečnosti, že primárním impulzem může být i pohyb vln tsunami oceánem, které jsou vyvolány zemětřesnými příčinami. Při pohybu nad oceánskými hlubinami dosahuje amplituda těchto vln na mořské hladině řádově pouze centimetrů nebo decimetrů, ale vzhledem k vertikálnímu rozkmitání mas oceánských vod v celém jejich vertikálním (hlubinném) profilu se jedná o transport obrovských kvant energie. Katastroficky se to projeví, dosáhne-li tento vlnový pohyb oceánských vod do pobřežních mělčin. Z naposled zde zmíněné práce plyne, že výměna energie mezi oceánem a atmosférou umožňuje při pohybu vln tsunami oceánem generování souvisejících gravitačních vln v atmosféře, které lze posléze identifikovat nejen v hladinách typických pro svit oblohy, ale i v ionosféře ve výškách několika stovek km. Přitom se zajímavě upozorňuje i na skutečnost, že na základě sledování pohybu ionosférických gravitačních vln, které v extrémně řídkém prostředí snadno nabývají charakteru rázových vln, jsou založeny i některé soudobé metody sledování vzniku a pohybu vln tsunami v oceánech, a to včetně velmi aktuálních prognózních aplikací v časovém měřítku až několika hodin.

Jak již zde bylo zmíněno, jsou v současné době gravitační vlny ve fyzice atmosféry intenzivně studovány, mj. z hlediska mechanismů vertikálního transportu energie v atmosféře. Tato jejich role se však uplatňuje v poněkud dlouhodobějším časovém měřítku. Není v rozporu s tím, co je pravděpodobně mnohým čtenářům známo, že totiž v numerických předpovědních modelech s prognostickou kompetencí do pohybů několika dnů jsou gravitační vlny filtrovány jako součást tzv. šumu.

6. PARAMETRY GRAVITAČNÍCH VLN

V případech gravitačních vln vzniklých v atmosférickém prostředí původně troposférickými impulzy, avšak interagujících v horní mezoféře a spodní termosféře s jevy svitu oblohy, se v odborné literatuře všeobecně uvádějí následující rozmezí jejich základních parametrů:

- vlnové délky – řádově desítky km,



Obr. 3c Tzv. noční mikrofyzikální RGB produkt kanálů M12 (3,7 μm), M15 (10,8 μm) a M16 (12,0 μm), družice Suomi-NPP, stejný čas a oblast jako na obr. 3a a 3b. Různé barevné odstíny tohoto produktu indikují různé typy oblačnosti a její různé mikrofyzikální vlastnosti (viz např. http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/msg_channels.php). Porovnáním tohoto snímku s DNB snímkem (obr. 3a) lze poměrně snadno odlišit oblačnost od svitu oblohy. Zdroj dat a zpracování viz obr. 3a.

Fig. 3c. “Night Microphysical RGB” product of bands M12 (3.7 μm), M15 (10.8 μm) and M16 (12.0 μm), Suomi-NPP satellite, same time and region as in Figs. 3a and 3b. Various colours of this image product indicate different types of clouds and their microphysical properties (see e.g. http://oiswww.eumetsat.org/WEBOPS/msg_interpretation/msg_channels.php). Comparing this image with the DNB image (Fig. 3a) helps in discriminating clouds from the airglow. Data source and processing: Same as in Fig. 3a.

- rychlosti postupu – obvykle řádově desítky m.s^{-1} ,
- časové periody – minuty až desítky minut.

Z vnějšího pohledu si lze gravitační vlny představit jako sledy střídajících se pásů vzestupných a sestupných pohybů postupující určitou rychlostí horizontálně atmosférou. Ve zvláštních případech však může dojít i ke vzniku stojatých vln. Ze základních mechanismů tlakových změn v atmosféře vyplývá, že s těmito vertikálními pohyby jsou spojeny fluktuace v poli atmosférického tlaku realizující se poklesy tlaku v pásech vzestupných pohybů, a naopak určitým nárůstem tlaku v pásech pohybů sestupných. Z praxe je známo, že např. v souvislosti s výraznými závětrnými vlnami mohou s tím související variace v poli přízemního tlaku dosahovat jednotek hPa. Tlakové změny tohoto druhu se v termodynamice atmosférického vzduchu běžně považují za adiabatické (zanedbatelná výměna tepla mezi oblastmi vzestupných a sestupných pohybů). Potom můžeme předpokládat, že jsou spojeny s adiabatickými změnami teploty danými jistou kompresí vzduchu v pásech sestupných pohybů a rozepnutím vzdu-

chu v pásech vzestupů. Pak lze aplikovat známý Poissonův zákon

$$Tp^{\left(\frac{R}{c}\right)} = \text{konst.}$$

platný právě pro adiabatický děj, když T zde značí teplotu v kelvinech, p tlak, R měrnou plynovou konstantu vzduchu a c jeho měrné teplo při stálém tlaku (viz např. Bednář 1989, 5. kapitola). Označíme-li nyní Δp , ΔT odchylky atmosférického tlaku a teploty vzduchu v oblastech vzestupných nebo sestupných pohybů od pozadových hodnot p , T , dostaneme logaritmickým diferencováním právě uvedeného vztahu

$$\Delta T = \frac{\Delta p}{p} \cdot T \cdot \frac{R}{c},$$

když poměr R/c nabývá pro vzduch hodnoty blízké 0,28.

V blízkosti zemského povrchu, ve spodní troposféře, můžeme pro variace atmosférického tlaku Δp spjaté s běžnými gravitačními vlnami předpokládat, že jsou alespoň o tři řády menší ve srovnání s pozadovými hodnotami tlaku vzduchu p , což např. při pozadové hodnotě teploty $T = 273 \text{ K}$ (0°C) poskytne pro ΔT hodnotu necelé desetiny kelvinu ($^\circ \text{C}$). Při šíření gravitačních vln atmosférou vzhůru je však nutno uvažovat exponenciální pokles tlaku vzduchu s výškou z dle barometrické formule, pokles hodnot variací tlaku Δp je však podstatně pomalejší, přibližně odpovídá funkci $1/z$. V hladinách nejvíce typických pro vznik svitu oblohy, orientačně 80–100 km, lze pak již obvykle předpokládat vzájemnou řádovou srovnatelnost hodnot p a Δp . Uvažujeme-li pak pro jednoduchost $(\Delta p/p) = 1$ a jako typickou hodnotu teploty -100°C (173 K), obdržíme pak pro teplotní variace ΔT hodnoty v řádu desítek $^\circ \text{C}$. Máme zde tedy velmi názorně ilustrovanou skutečnost, že při vertikálním šíření gravitačních vln v zemské atmosféře roste o příslušný počet řádů i amplituda s nimi spojených prostorových variací teploty vzduchu. Tyto variace jsou pak v oblastech vzniku svitu (horní mezoféra a spodní termosféra) velmi výrazné, zatímco v blízkosti zemského povrchu dosahují hodnot stěží měřitelných běžnými meteorologickými metodami. Pro úplnost zde uvedme, že právě použité triviální termodynamické úvahy a interpretace teploty by ztrácely svůj smysl, pokud bychom se zabývali výškami výrazněji přesahujícími 100 km, kde by bylo nutno počítat s extrémní řídkostí vzduchu.

7. INTERAKCE MEZI GRAVITAČNÍMI VLNAMÍ A SVITEM OBLOHY

Vertikální pohyby spojené s gravitačními vlnami ovlivňují podmínky pro vznik svitu oblohy dvěma základními způsoby:

- vertikální výměnou, jež se uplatňuje přívodem příslušných excitovaných částic do hladin typických pro vznik svitu oblohy,
- zde již zmíněnými teplotními variacemi, neboť chemické reakce související se vznikem svitu oblohy mnohdy vykazují významnou teplotní závislost.

Z právě uvedených hledisek je dnes v odborné literatuře nejvíce rozpracována teorie svitu oblohy působeného hydroxylovými radikály $\text{OH}\cdot$, podrobněji viz např. Jiyao et al. (2010), kde čtenář nalezne též značný počet odkazů na případné další související prameny ke studiu.

Hydroxylový radikál $\text{OH}\cdot$ s volnou vazbou na atomu kyslíku (strukturní schéma – $\text{O} - \text{H}$) je, jak známo, především základem a spouštěčem troposférické chemie. V troposfé-

ře vzniká reakcí vodní páry s radikálem atomárního kyslíku $\text{O}(^1\text{D})$, tj.



přičemž hlavním zdrojem $\text{O}(^1\text{D})$ je fotolýza molekul ozonu



V hladinách odpovídajících vzniku svitu oblohy nelze však předpokládat významnější roli vodní páry, a proto je zde nutno vycházet z jiného zdroje $\text{OH}\cdot$. Tímto zdrojem je přítomnost dostatečného množství excitovaného atomárního vodíku a jeho reakce s ozonem



když ozon je produkován reakcí předpokládající trojitou srážku typu



kde O představuje excitovaný atomární kyslík vzniklý fotolýzou molekul O_2 a M reprezentuje další vcelku libovolnou molekulu, např. molekulu dusíku, která při právě uvedené reakci hraje roli pouze prostřednictvím účasti na výměně energie.

Dle Jiyao et al. (2010) je v oblasti vzniku svitu oblohy produkce ozonu reakcí (4) přibližně v rovnováze s jeho zánikem prostřednictvím (3). Reakce (4) přitom vykazuje nezanedbatelnou teplotní závislost, v Jiyao et al. (2010) je její rychlost uvažována jako úměrná faktoru $(300/T)^{2.4}$, v němž T značí teplotu v kelvinech. Znamená to, že účinnost této reakce klesá s rostoucí teplotou. Jiyao et al. (2010) na základě analýzy právě naznačených skutečností dospívá k závěru, jež lze v souvislosti s gravitačními vlnami přibližně shrnout následujícím způsobem. Produkce excitovaného atomárního kyslíku fotolýzou O_2 je významná především v relativně nižších hladinách atmosféry, kde je vyšší hustota vzduchu, a tedy i vyšší koncentrace molekul O_2 . Pro koncentraci excitovaného atomárního kyslíku O v hladinách odpovídajících svitu oblohy je potom významný vertikální transport O zdola v oblastech vzestupných vertikálních rychlostí. Pro účinnost tohoto transportu je podstatná skutečnost, že excitovaný atomární kyslík má v mezoférických výškách dlouhou střední dobu života (řádově měsíce). Kromě toho je v pásech vzestupných pohybů v souvislosti s nižší teplotou i účinnější reakce (4). Tímto způsobem vzniká v pásech vzestupných pohybů vyšší zásoba molekul ozonu, a tím roste produkce hydroxylových radikálů již zmíněnou reakcí ozonu s excitovaným atomárním vodíkem. V pásech sestupných pohybů lze právě uvedené zopakovat, ale s opačným efektem na koncentraci hydroxylového radikálu.

Práce Jiyao et al. (2010) se však bezprostředně nezabývá jednoduchými gravitačními vlnami generovanými typickými troposférickými impulzy, o nichž jsme zde zatím uvažovali. Orientuje se spíše na analogickou roli vertikálních rychlostí a teplotních variací souvisejících se slapovými mechanismy v zemské atmosféře. Prostřednictvím atmosférických slapů totiž vznikají podél rovnoběžek obdobné vlnové jevy, které však na rozdíl od běžných gravitačních vln mají podstatně větší vlnové délky, až několik tisíc km, a jsou součástí velkoprostorové atmosférické cirkulace. V souvislosti s tím Jiyao et al. (2010) předpokládá kladnou korelaci mezi teplotními horizontálními variacemi a vertikálním přívodem excitovaného atomárního kyslíku do hladin vzniku svitu oblohy, což činí celou problematiku poněkud složitější ve srovnání s prostý-

mi gravitačními vlnami. Autor posléze dospívá k závěru, že vztah mezi variací teploty a variací produkce hydroxylového radikálu může být v mechanismu působení atmosférických slapů jak kladný (obě variace shodného znaménka), tak záporný (obě variace opačného znaménka). V prvním případě převažuje vliv vertikálního transportu excitovaného atomárního kyslíku O, zatímco ve druhém případě bezprostředně dominuje vliv teplotní závislosti reakce (4). Dle Jiya et al. (2010) odpovídají podmínky pro první případ výškám do cca 94 km, výše se však uplatňuje spíše případ druhý. Jelikož světlo oblohy působené hydroxylovým radikálem se typicky vyskytuje ve výškách kolem 87 km, je pro něj v souvislostech se slapovými atmosférickými jevy významný především první případ.

Z obecných vlivů působících na světlo oblohy se uplatňují i vnější kosmické působení. Zde se jedná především o občas přicházející „spršky“ intenzivních toků elektricky nabitých částic kosmického záření, což se obvykle vyskytuje např. v souvislostech s magnetickými bouřkami. V oblastech systematického výskytu polárních září (tzv. aurorální ovál) jsou obdobně významné i souvislosti s tzv. aurorálním elektrojetem, tj. silnými horizontálními elektrickými proudy protékajícími v této geografické oblasti ve spodní ionosféře.

Jako zajímavost možno zmínit i možnost antropogenního ovlivnění vzniku světla oblohy prostřednictvím intenzivních signálů radiolok. V této souvislosti lze odkázat např. na práci Mishin et al. (2005), jež souvisí s programem HAARP (High frequency Active Auroral Research Program) představujícím ionosférický výzkumný projekt zajišťovaný zejména US Air Force, US Navy, DARPA (Defence Advanced Research Projects Agency) a University of Alaska (podrobněji viz http://en.wikipedia.org/wiki/High_Frequency_Active_Auroral_Research_Program). Tento projekt disponoval mohutným radiolokačním zařízením na Aljašce (62°23'30" N, 145°09'03" W). Výzkumné aktivity byly zaměřeny zejména na využití ionosférických procesů pro telekomunikační účely se zaměřením na vojenské aplikace. V současné době je však další budoucnost tohoto projektu, zřejmě především v souvislosti s úspornými opatřeními, nejasná – podle dostupných informací měl být projekt do konce roku 2014 ukončen.

8. ZÁVĚR

Článek volně navazuje na příspěvek autorů přednesený na semináři České meteorologické společnosti, konaném na Lipně v září 2014. Oproti prezentaci na semináři je v článku navíc prezentován unikátní příklad koncentricky rozvládného světla oblohy, zachyceného téměř současně jak na snímku ze zemského povrchu, tak družicí Suomi-NPP, resp. jejím DNB kanálem. Podrobněji se pak článek věnuje teorii světla oblohy a jeho interakcím s gravitačními vlnami, majícími původ v nízkých hladinách atmosféry. Na tento článek by v některém z příštích čísel měly volně navázat další příspěvky autorů zaměřené jednak na různé případy výskytu světla oblohy (zachycené družicí Suomi-NPP, resp. jejím DNB kanálem) nad Evropou a jejím bezprostředním okolím (MS), tak na hlubší, obecnější teoretický rozbor problematiky gravitačních vln v atmosféře.

Literatura:

BEDNÁŘ, J., 1989. Pozoruhodné jevy v atmosféře. Atmosférická optika, akustika a elektřina (5. kapitola). Praha: Academia. ISBN 80-200-0054-2.

- HORÁK, J., RAIDL, A., 2007. Hydrodynamická stabilita atmosféry a nelineární problémy geofyzikální hydrodynamiky. Praha: Univerzita Karlova, Karolinum. ISBN 978-80-246-1278-2.
- JIYAO, XU, SMITH, A. K., GUOYING JIANG, HONG GAO, YUAN, WEI et al., 2010. Strong longitudinal variations in the OH nightglow. *Geophysical Research Letters*, Vol. **37**, L21801, doi:10.1029/2010GLO43972.
- MAKELA, J. J., LOGNONNÉ, P., HÉBERT, H., GEHRELS, T., ROLLAND, L. et al., 2011. Imaging and modelling the ionospheric airglow response over Hawaii to the tsunami generated by the Tohoku earthquake of 11 March 2011. *Geophysical Research Letters*, Vol. **38**, L00602, doi: 10.1029/2011GLO47860.
- MILLER, S. D., MILLS, S. P., ELVIDGE, C. D., LINDSEY, D. T., LEE, T. F., HAWKINS, J. D., 2012. Suomi satellite brings to light a unique frontier of nighttime environmental sensing capabilities. *PNAS*, Vol. **109**, No. 39, s. 15706–15711, doi: 10.1073/pnas.1207034109.
- MISHIN, E. V., KOSCH, M. J., PEDERSEN, T., BURKE, W. J., 2005. HF-induced airglow at magnetic zenith: Thermal and parametric instabilities near electron gyroharmonics. *Geophysical Research Letters*, Vol. **32**, L23106, doi: 10.1029/2005GLO23864.
- NAKAMURA, T., AONO, T., TSUDA, T., 2003. Mesospheric gravity waves over a tropical convective region observed by OH airglow imaging in Indonesia. *Geophysical Research Letters*, Vol. **30**, No. 17, doi: 10.1029/2003GLO17619.
- PECHALA, F., BEDNÁŘ, J., 1991. Příručka dynamické meteorologie. Praha: Academia. ISBN 80-200-0198-0.
- POPEK, M., BEDNÁŘ, J., 2012. Přechodné světelné úkazy související s bouřkovou činností. *Meteorologické Zprávy*, roč. **65**, č. 6, s. 168–173. ISSN 0026-1173.
- ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M., 2007. Fyzika oblaků a srážek. Praha: Academia. ISBN 978-80-200-1505-1.
- SETVÁK, M., NOVÁK, P., RADOVÁ, M., 2008. Teplotní charakteristiky horní hranice oblačnosti konvektivních bouří na družicových snímcích a jejich interpretace. *Meteorologické Zprávy*, roč. **61**, s. 97–105. ISSN 0026-1173.
- TAYLOR, M. J., HAPGOOD, M. A., 1988. Identification of a thunderstorm as a source of short period gravity waves in the upper atmospheric nightglow emissions. *Planet Space Science*, Vol. **36**, s. 975–985.
- TAYLOR, M. J., EDWARDS, R., 1991. Observations of short period mesospheric wave patterns: In situ or tropospheric generation? *Geophysical Research Letters*, Vol. **18**, s. 1337–1340.
- SAVIGNY VON, C., 2014. Passive Fernerkundung der Erdatmosphäre im optischen Spektralbereich. Remote Sensing of the Atmosphere, Universität Greifswald. Dostupné z WWW: http://www.physik.uni-greifswald.de/fileadmin/physik/ag_savigny/docs/Fernerkundung_SoSe_2014/Fernerkundung_SoSe_2014_VL_1.pdf.
- WANG, P. K., 2007. The thermodynamic structure atop a penetrating convective thunderstorm. *Atmospheric Research*, Vol. **83**, s. 254–262. ISSN 1352-2310.
- WANG, P. K., SETVÁK, M., LYONS, W., SCHMID, W., LIN, H., 2009. Further evidence of deep convective vertical transport of water vapor through the tropopause. *Atmospheric Research*, Vol. **94**, s. 400–408. ISSN 1352-2310.

Lektor (Reviewer) doc. RNDr. Daniela Řezáčová, CSc.

NEURČITOSTI VÝSTUPŮ REGIONÁLNÍCH KLIMATICKÝCH MODELŮ

Eva Holtanová, Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta, V Holešovičkách 2, 180 00, Praha 8;

Eva.Holtanova@mff.cuni.cz, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/ 17, 143 06, Praha 4

Jaroslava Kalvová, Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta, V Holešovičkách 2, 180 00, Praha 8

Uncertainties in regional climate model outputs. Estimating future climate changes is a great challenge for scientists. Climate models, as numerical models of the climate system, are very useful instruments for these estimates. However, model simulations of the future development of the climate can only be taken as projections with many uncertainties. In the present paper, the main sources of these uncertainties in regional climate models are reviewed, and several related issues are discussed. Generally, the uncertainties in model outputs come from the inaccuracies of initial and boundary conditions, the parameterization of small-scale processes, and the structure of the model. Additionally, in the case of future climate simulations, the unknown development of forcings that influence the climate system also play a role. The multi-model ensembles provide a tool to analyze structural uncertainty. The methods for such analysis are often based on weighting the models according to various criteria and metrics. Model weights are usually based on model performance in a reference period. Two issues connected to model validation are illustrated here, i.e. the results of model performance evaluation depend on the choice of the metrics incorporated and the reference period.

KLÍČOVÁ SLOVA: klimatický model globální – klimatický model regionální – neurčitosti výstupů klimatických modelů – scénáře změny klimatu – soubor multimodelový

KEYWORDS: global climate model – regional climate model – uncertainties in climate models outputs – climate change scenarios – multi-model ensemble

1. ÚVOD

Odhad budoucího vývoje klimatu je pro současnou vědu velkou výzvou. Velmi užitečným a užívaným nástrojem jsou v tomto směru klimatické modely. Současná věda však nedokáže přesně popsat všechny procesy v klimatickém systému. Nebyly např. stále dostatečně objasněny mechanismy přenosu energie mezi atmosférou a oceánem (Vallis 2008) nebo zpětné vazby spojené s uhlíkovým cyklem (Collins 2007). Ale ani pokud bychom byli schopni celý klimatický systém explicitně matematicky popsat, tak žádný model nemůže všechny procesy přesně simulovat (Räisänen 2007), a to nejen z důvodu omezené výpočetní kapacity a konečného prostorového a časového rozlišení, ale i kvůli vysoké závislosti na přesnosti počátečních podmínek vyplývajících z chaotické povahy systému. Výstupy klimatických modelů jsou proto zatíženy mnoha chybami a nejistotami, které lze analyzovat s pomocí různých metod a přístupů. V částech 2–5 tohoto článku bude podán stručný přehled poznatků týkajících se této problematiky, které lze nalézt v odborné literatuře. Modelové chyby v referenčním období jsou v podstatě jedním z důsledků neurčitostí v modelových výstupech. Vyhodnocování nejistot a chyb spolu tedy úzce souvisí a v praxi se často prolíná. Proto v kapitole 6 je uvedena ilustrace některých praktických problémů, se kterými se musíme potýkat při hodnocení shody modelových výstupů s pozorovanými hodnotami meteorologických prvků v referenčním období.

2. GLOBÁLNÍ A REGIONÁLNÍ KLIMATICKÉ MODELŮ

Globální klimatické modely (GCM) jsou v současnosti používány jako hlavní nástroj pro studium klimatického systému a pro tvorbu scénářů změny klimatu. Přestože probíhá intenzivní vývoj a zlepšování GCM, jejich prostorové rozlišení zůstává stále příliš hrubé, a možnosti aplikace výstupů GCM v regionálním měřítku jsou tím omezené. Použití regionálního klimatického modelu (RCM) představuje jednu z nejrozšířenějších metod zmenšování měřítka (downscalingu). Modelová simulace v tomto případě probíhá pouze na omezené oblas-

ti (integrační doména), zato s větším prostorovým i časovým rozlišením. Přitom se předpokládá, že RCM je díky většímu rozlišení schopen poskytnout věrohodnou informaci o procesech malého měřítka, konzistentní s velkoprostorovou informací přejatou z řídicího GCM ve formě počátečních a okrajových podmínek (Denis et al. 2002).

Během posledních přibližně 25 let se uskutečnilo velké množství simulací různých regionálních klimatických modelů v různých oblastech světa a pro různá časová období (viz např. Rummukainen, 2010), některé české experimenty jsou popsány např. u Halenky et al. (2006), Skaláka et al. (2008), Pretla (2010). Uskutečnila se také řada mezinárodních projektů zaměřených na regionální modelování klimatu, v Evropě to byly zejména projekty PRUDENCE (<http://prudence.dmi.dk>), CECILIA (<http://www.cecilia-eu.org/>) a ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metooffice.com>). Odkazy na mnohé další podobné projekty lze nalézt na internetových stránkách projektu CLIVAR (<http://www.clivar.org/>). V současnosti probíhá mezinárodní iniciativa CORDEX (<http://cordex.dmi.dk/>), jejímž cílem je provést simulace RCM pro různé oblasti světa (Giorgi et al. 2008). Modelové simulace pro oblast Evropy probíhají v sekci Euro-CORDEX (Jacob et al. 2014).

3. ZDROJE NEJISTOT VE VÝSTUPECH KLIMATICKÝCH MODELŮ

Zdroje neurčitostí spojených s výstupy klimatických modelů můžeme rozdělit do čtyř skupin (např. Tebaldi, Knutti 2007): počáteční podmínky, okrajové podmínky, parametrizace a struktura modelu. Tyto zdroje neurčitostí jsou společné pro GCM i RCM. U regionálních modelů pak přistupují ještě některé další problémy vyplývající z faktu, že modelová simulace neprobíhá na celém glóbu, ale pouze na určité omezené integrační oblasti (Laprise et al. 2008). Uvedené zdroje neurčitostí se ve skutečnosti částečně prolínají, např. většinou nelze zcela oddělit vliv parametrizačních schémat a struktury modelu.

3.1 Počáteční podmínky

Citlivost simulací klimatických i numerických předpovědních modelů (dále jako modely NWP) na nepřesnosti v zadaných počátečních i okrajových podmínkách souvisí s chaotickou povahou klimatického systému. I přestože většina procesů ovlivňujících vývoj klimatu je deterministická, tj. jejich vývoj lze v principu přesně i dlouhodobě předpovědět, v praxi jsou pokusy o tuto dlouhodobou předpověď neúspěšné. Někteří autoři (např. Collins 2007; Lucas-Picher et al. 2008) tento zdroj nejistoty označují jako vnitřní variabilitu modelu. Rozsah této nejistoty lze analyzovat pomocí souborů simulací jednoho modelu s mírně pozměněnými počátečními podmínkami (Collins et al. 2006).

Závislost modelových simulací na přesnosti zadaných počátečních podmínek bývá považována za výraznější u NWP modelů. U simulací klimatu na delších časových škálách se naopak předpokládá, že nepřesně zadané počáteční podmínky mají menší význam než neurčitost plynoucí např. z nepřesné reprezentace parametrizovaných procesů malého měřítka (Vallis 2008) nebo neurčitost ve vývoji faktorů ovlivňujících klima (Déqué et al. 2007). U klimatických modelů není cílem simulovat přesný postupný vývoj hodnot meteorologických veličin, ale jejich statistické vlastnosti za delší časový interval (Lucas-Picher et al. 2008; Vallis 2008). Proto nebyla donedávna věnována přílišná pozornost inicializaci komponent GCM (Hurrell 2008). U RCM se navíc dlouho předpokládalo, že vliv řídicích dat je daleko výraznější než vliv počátečních podmínek (Lucas-Picher et al. 2008). Řada studií v nedávné době ovšem ukazuje opak s tím, že s velikostí integrační domény RCM roste vnitřní variabilita modelu (např. Lucas-Picher et al. 2008).

V současné době je čím dál více pozornosti věnováno přístupu „seamless prediction“, což může být volně přeloženo jako plynulý přechod od předpovědi počasí ke klimatu (viz např. Hurrell et al. 2009; Hoskins 2013). Vychází z faktu, že procesy a zpětné vazby v klimatickém systému mají za následek variabilitu na celém spojitém spektru časových a prostorových měřítek (Hurrell et al. 2009). Nelze tedy od sebe oddělit dvě skupiny procesů odehrávajících se na krátkých a dlouhých časových škálách, či procesů malých a velkých prostorových měřítek. Hoskins (2013) zároveň upozorňuje, že lze nalézt pro všechna časová měřítka procesy, které jsou potenciálně předpověditelné. Např. na škále od jednoho do deseti let je příslibem možná předpověď fáze jevu El Niño. Jak tvrdí Hurrell (2008), pro zpřesnění klimatických simulací a snížení jejich nejistoty bude nutné klást větší důraz na inicializaci všech komponent GCM, zejména modelu oceánu.

3.2 Okrajové podmínky

U GCM je nutné předepisovat hodnoty některých proměnných tam, kde by správně měly být modelovány (Tebaldi, Knutti 2007), tedy např. pokud součástí GCM není model některé části klimatického systému. Příkladem může být předepisování atmosférických koncentrací některých plynů místo toho, aby na základě stanovených emisí byla koncentrace vypočtena v chemickém modelu. U RCM je tento zdroj nejistoty spojen s okrajovými podmínkami na hranicích integrační domény. Případná chyba v řídicím poli se může přenést do simulace RCM. Navíc i při teoreticky bezchybných okrajových podmínkách je třeba zvažovat problémy spojené s tzv. couplingem RCM a řídicích dat. Většina RCM v dnešní době používá pro zadání okrajových podmínek metodu navrženou Daviesem (1976). Tato metoda ale předepisuje příliš mnoho proměnných na okrajích domény, což může mít negativní efekt na simulaci

RCM (Mesinger, Veljovic 2013). Dále se jedná i o rozdíl v časovém a prostorovém rozlišení nebo nekonzistenci v parametrizacích v RCM a řídicím GCM apod. (Denis et al. 2002).

Při standardnímu postupu jsou okrajové podmínky z řídicího pole aplikovány pouze na okrajích integrační domény RCM (v několika vertikálních hladinách). Alternativou k tomuto postupu je tzv. spectral nudging, kdy jsou velkoprostorové jevy ve vyšších atmosférických hladinách na celé integrační doméně RCM uměle přibližovány řídicím datům. Naopak jevy malých měřítek, v jejichž simulaci spočívá přidaná hodnota RCM, nejsou modifikovány vůbec. Hranice oddělující velká a malá měřítka se odvíjí od horizontálního rozlišení RCM a řídicích dat. Detailní popis metody lze nalézt v publikaci von Storch et al. (2000).

U regionálních modelů je možné rozsah neurčitosti daný okrajovými podmínkami, přesněji řečeno řídicím polem (GCM nebo reanalýza), posuzovat mj. pomocí sady běhů RCM s různými okrajovými podmínkami (např. Déqué et al. 2007; Plavcová, Kyselý 2011; Holtanová et al. 2010, 2014). Zpravidla ale není k dispozici kompletní matice všech dvojic RCM – GCM, která by byla potřeba pro přesnou analýzu podílu okrajových podmínek na celkové nejistotě.

Problémy týkající se spojení RCM a řídicích dat i dalších neurčitostí v simulaci RCM lze zkoumat také pomocí tzv. Big Brother experimentu (viz např. Denis et al. 2002). Nejprve se provede simulace RCM na velké oblasti řízená buď reanalýzou anebo GCM. Tato tzv. Big Brother simulace se upraví tak, že se odfiltrují všechny jevy s vlnovou délkou kratší než stanovená mez. Získají se tak data podobné povahy, jako jsou výstupy GCM s hrubým rozlišením, která se následně použijí jako řídicí pole pro druhou simulaci stejného RCM na menší oblasti vnořené do původní velké domény. Big Brother simulaci lze považovat za virtuální realitu, se kterou lze porovnat výsledky simulace na menší doméně. Tyto experimenty pomohly objasnit některé problémy týkající se zejména vlivu okrajových podmínek a schopnosti RCM simulovat věrohodně procesy malého měřítka (viz např. Laprise et al. 2008).

3.3 Parametrizace

I když se horizontální rozlišení RCM stále zvyšuje, v současnosti dosahuje běžně 25–10 km, je stále nutné parametrizovat procesy menších měřítek. Jedná se např. o rozptyl a absorpci krátkovlnného i dlouhovlnného záření atmosférickými plyny, konvekční oblačnost a vliv subgridové orografie na proudění vzduchu (Palmer, Williams 2008). Parametrizace vycházejí jak ze znalosti fyzikálních zákonitostí, kterými se řídí dané procesy, tak i z empirických či poloempirických vztahů. Nejistoty spojené s parametrizacemi lze analyzovat pomocí tzv. perturbed physics ensembles (PPE), neboli ansámbků, simulací jednoho modelu s pozměněnými parametrizačními schémata nebo hodnotami jednotlivých parametrů (Tebaldi, Knutti 2007).

Odlišným přístupem k parametrizaci procesů malého měřítka jsou tzv. stochastické parametrizace, viz např. Palmer a Williams (2008) a speciální vydání Philosophical Transactions A of Royal Society, č. 366, s. 2419–2639. Vycházejí z předpokladu, že pohybové a termodynamické rovnice popisující atmosférické procesy obsahují určitou míru neurčitosti, kterou nelze z principu potlačit (Palmer, Williams 2008). V takovém případě je logické modelovat procesy malého měřítka pomocí čistě stochastických procesů (Palmer, Williams 2008). Neznámá to, že bychom měli vzdát snahy o zjemňování měřítka a opustit klasické parametrizace úplně, oba postupy se mohou vhodně kombinovat. Stochastické parametrizace najdou uplatnění

zejména v oblasti pravděpodobnostních předpovědí, kdežto pro kvalitní deterministickou předpověď bude stále třeba použít tradiční přístup (Palmer 2012). Metody stochastických parametrizací se začaly vyvíjet v souvislosti s NWP modely, ale jsou velkým příslibem i pro klimatické modelování (Palmer et al. 2008; Berner et al. 2012). Palmer (2012) upozorňuje na to, že v budoucnu bude pravděpodobně určitá míra náhodnosti přítomna ve formulaci nejen fyzikální části modelů, ale i přímo v dynamickém jádře. Stane se tak prostřednictvím pravděpodobnostních výpočtů na úrovni procesorů, kdy některé výpočty budou probíhat s menší přesností, což umožní výrazné snížení energetických nároků použitých superpočítačů (Palmer 2012).

U RCM narážíme na další problém týkající se parametrizací, a to na již jednou zmíněnou možnou nekonzistenci parametrizací mezi řídicím modelem a vnořeným RCM (Denis et al. 2002). Použití rozdílných parametrizačních schémat na okrajích integrační domény RCM, jednoho u uzlových bodech domény a jiného vně domény, může způsobovat nežádoucí jevy. Na druhou stranu ale vzhledem k rozdílnému prostorovému a časovému rozlišení GCM a RCM nemusí být použití stejných schémat vhodné (Denis et al. 2002).

3.4 Struktura modelu

Významným zdrojem neurčitosti je i samotná stavba a struktura modelu, tj. zejména prostorové a časové rozlišení, typ sítě uzlových bodů a použité numerické metody. Rozsah této neurčitosti můžeme odhadnout pomocí multimodelových ansámbků, tj. souborů simulací různých modelů (Tebaldi, Knutti 2007). Nejistotu plynoucí ze struktury modelu lze rozdělit na neurčitost prvního a druhého druhu (Palmer 2008). Neurčitost prvního druhu je možné odhadnout pomocí multimodelových ansámbků z toho, jak se jednotlivé modely navzájem liší. Ale neurčitost druhého druhu pramení z chyb a zjednodušení, které mají všechny modely v daném souboru společné, a nelze ji tedy jednoduše odhadnout.

Horizontální rozlišení RCM se v současnosti pohybuje v rozmezí 50–10 km, byly ale uskutečněny i experimenty s krokem menším než 2 km, viz např. Chan et al. (2013). Snaha o zjemnění prostorového rozlišení RCM je jistě krok správným směrem a některé studie prokazují zlepšení klimatických simulací ve větším rozlišení (Meissner et al. 2009), nebo alespoň nedochází k významnému nárůstu modelových chyb (Suklitsch et al. 2011). Na druhou stranu se ukazuje, že samo o sobě často nestačí pro zvýšení kvality modelové simulace (Wang et al. 2004; Zíková et al., 2013). Některé nedávné studie ukazují, že přínos vyššího rozlišení může být znatelný pouze pro některé jevy, např. orograficky podmíněné srážky nebo časové a prostorové škály (Chan et al. 2013). Jak navíc upozorňuje Rauscher et al. (2009), je nutné mít k dispozici pozorovaná data s dostatečným rozlišením pro validaci modelu, aby bylo možné odhalit přínos většího rozlišení.

Dalším problémem je správné určení vertikálního rozlišení ve vztahu k danému horizontálnímu kroku. Roeckner et al. (2006) porovnávali simulace globálního atmosférického cirkulačního modelu ECHAM5 s různým prostorovým rozlišením. Ukázali, že zjemňování horizontálního rozlišení bez změny počtu vertikálních hladin modelu nepřináší žádné zlepšení, ale spíše naopak. U RCM lze také očekávat dopad změny počtu vertikálních hladin na modelovou simulaci při daném horizontálním rozlišení. Dle dostupných informací se tomuto aspektu nevěnuje přílišná pozornost. Různé modely s podobným horizontálním rozlišením tak mají různý počet vertikálních hladin a je otázkou, do jaké míry jsou jejich simulace tímto ovlivněny.

4. NEURČITOSTI SCÉNÁŘŮ ZMĚNY KLIMATU

Pokud používáme modelové simulace jako podklad pro scénáře budoucí změny klimatu, tak k popsaným nejistotám v modelových výstupech přistupuje další, plynoucí z neznalosti vývoje přirozených i antropogenních faktorů ovlivňujících klima. Vliv přirozených faktorů, zejména velkých sopečných erupcí a změn intenzity sluneční činnosti, je možné v simulacích budoucího klimatu uvažovat pomocí statistických metod, tato praxe ale ještě není běžně používána (Collins 2007). Podle Bertranda et al. (2002) se ale nedá předpokládat, že v globálním měřítku by tyto přirozené vlivy na klima zcela potlačily vliv antropogenních emisí skleníkových plynů. Faktory spojené s vlivem lidské činnosti na klimatický systém zahrnují hlavně emise skleníkových plynů a aerosolů a změny ve využívání povrchu. Nejistotu v budoucím vývoji emisí skleníkových plynů a aerosolů lze hodnotit pomocí modelových simulací pro různé emisní scénáře. Jedná se o alternativní možnosti vývoje společnosti a předpokládaných emisí. Donedávna byly využívány tzv. SRES scénáře emisí (Nakićenović, Swart 2000). V současné době se již využívají aktualizované tzv. Representative concentration pathways (RCP) (van Vuuren et al. 2011). Souvisejícím problémem je fakt, že ani při znalosti množství dané látky emitované do atmosféry nedokážeme přesně určit její výslednou koncentraci. Ta je totiž ovlivňována velkým množstvím různých chemických, fyzikálních a biologických procesů, které nejsou v současných klimatických modelech dostatečně reprezentovány (Räisänen 2007) a v některých případech nejsou ani dostatečně prozkoumány (Giorgi et al. 2008). Často se tedy místo předpokládaných emisí klimatickým modelům předepisují koncentrace skleníkových plynů. V současné době ale již existují i globální klimatické modely, které zahrnují i detailní popis biogeochemických reakcí v jednotlivých částech klimatického systému, a mohou tak simulovat uzavřený uhlíkový cyklus. To jim umožňuje přímé určení koncentrací CO_2 na základě předepsaných emisí této látky (Taylor et al. 2012). Globálním modelům, které v sobě zahrnují plně spřažené moduly atmosféry, oceánů, kryosféry, zemského povrchu a biogeochemických procesů se dnes často říká Earth system models (Palmer 2012).

Hawkins a Sutton (2009, 2011) analyzovali podíl nejistoty ve vývoji emisí skleníkových plynů, modelových neurčitostí a vnitřní variability klimatu na celkové neurčitosti změn teploty a srážek v průběhu 21. století simulovaných 14 CMIP3 globálními klimatickými modely pro tři SRES scénáře. Prokázali, že vliv emisního scénáře je v první polovině 21. století malý v porovnání s ostatními dvěma zdroji nejistoty, ale s časem narůstá. Pro projekce změn atmosférických srážek v globálním měřítku nepřesáhl jeho podíl ani na konci století 30 % celkové nejistoty. U změn průměrné globální teploty je naopak na konci století podíl emisního scénáře největší ze všech tří uvažovaných zdrojů neurčitosti. Podíl vnitřní variability s časem klesá a přibližně od poloviny 21. století je téměř nulový. Podíl modelových neurčitostí na celkové neurčitosti u teploty s časem klesá až na 20 %, u srážek se po celé 21. století pohybuje od 70 do 90 %. Výsledky pro různé regiony světa se ovšem dosti liší (více viz Hawkins, Sutton 2011, 2009).

Při vytváření scénářů změny klimatu je nutné vzít v úvahu, že výstupy modelů pro referenční období vykazují chyby. Proto je nutné modelové výstupy před použitím upravit. Různé metody tzv. postprocessingu popsali např. Déqué (2007), Piani et al. (2010). Nejjednodušším způsobem je tzv.

delta-přístup, kdy se z modelových výstupů odvodí změna průměrných hodnot, zpravidla dlouhodobých měsíčních nebo sezónních průměrů, a pozorované hodnoty v referenčním období se posunou o tuto změnu. Charakteristiky variability zůstávají v takto vytvořeném scénáři v budoucím období stejné jako v referenčním období (Kalvová a kol. 2010). Existují ovšem i složitější postupy, které mají za cíl odstranit i chyby v simulovaném tvaru statistických rozdělení klimatických charakteristik (Kalvová a kol. 2010). Takovými metodami jsou např. tzv. kvantilová metoda (Déqué 2007) nebo metoda navržená Pianim et al. (2010).

5. MULTIMODELOVÉ SOUBORY

Jak již bylo uvedeno, multimodelové soubory (ansámby, z anglického „multi-model ensembles“) slouží jako nástroj pro analýzu rozsahu neurčitosti vyplývajících ze struktury modelů (Tebaldi, Knutti 2007). Oproti PPE ale není prakticky možné odhadnout celý rozsah této neurčitosti. Pian et al. (2005) multimodelové ansámby dokonce nazývá „ensembles of opportunity“ (volně lze tento termín přeložit jako ansámby štěstěny).

V odborné literatuře lze nalézt velké množství různých přístupů ke zpracování multimodelových souborů za účelem vyhodnocování neurčitosti a jejich snižování. Často se jedná o váženou kombinaci simulací jednotlivých modelů. Vážení modelů je prováděno podle různých kritérií. Hodnotí se úspěšnost modelů v simulaci pozorovaných klimatických charakteristik, nejčastěji teploty vzduchu a srážek, přičemž je brán zřetel nejen k jejich průměrným hodnotám, ale někdy i k prostorové a časové proměnlivosti. Různé přístupy lze nalézt např. u Giorgiho a Mearnsové (2002), Xu et al. (2010), Räisänen et al. (2010), další příklady možných kritérií pro vážení modelů viz články ve speciálním vydání časopisu *Climate Research* č. 44 z roku 2010. Modelům, které jsou na základě daných kritérií označeny jako špatné, je daná při výpočtu multimodelového průměru menší váha. Předpokládáme přitom, že tím přibližujeme multimodelový průměr „reálné“ hodnotě. Podobně je možné aplikovat váhy při výpočtu rozptylu multimodelového souboru s cílem snížit získaný odhad neurčitosti vyplývající ze struktury modelů.

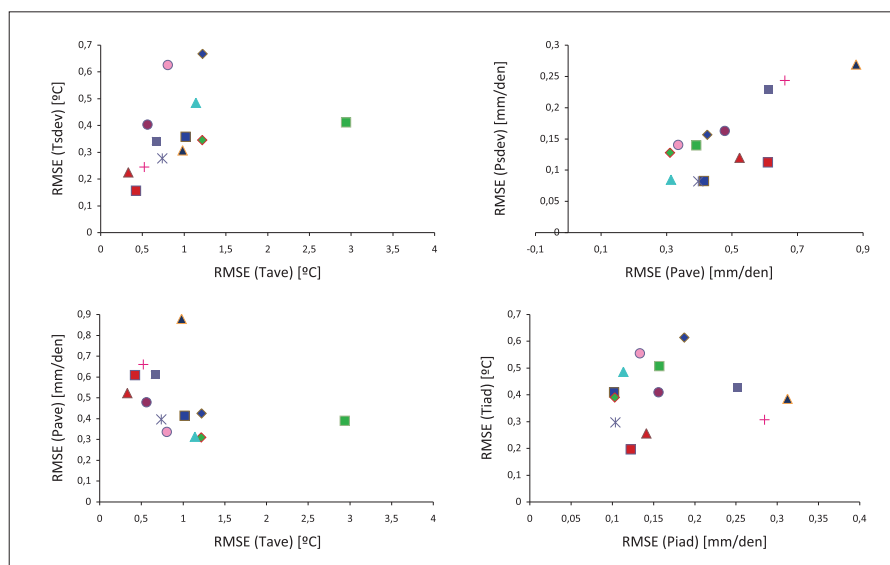
Fakt, že dáváme větší váhu modelům, které lépe simulují pozorované hodnoty klimatických veličin, se zdá na první pohled jako zcela logický krok. Ve formulaci modelů jsou ale některé parametry přizpůsobeny tak, aby tato schopnost byla co nejlepší. Dobré hodnocení modelu se tedy dá považovat za nutnou, nikoli však postačující podmínku, abychom označili modelovou projekci změny klimatu za důvěryhodnou (Xu et al. 2010). Kromě toho je nutné zvolit vhodná kritéria pro hodnocení úspěšnosti modelů, jinak hro-

zí, že následné přiřazení vah jednotlivým simulacím nepovede k získání důvěryhodnější informace, spíše hrozí opak (Weigel et al. 2010).

Piani et al. (2005) podotýkají, že odhad neurčitosti odvozený z váženého rozptylu multimodelových souborů skutečný rozsah nejistoty podhodnocuje, protože v celém procesu jsou pozorované hodnoty zohledněny hned dvakrát. Poprvé při konstrukci a ladění modelů, kdy je jedním z hlavních cílů shoda modelových výsledků právě s pozorovaným klimatem. A podruhé při vážení modelů, kdy se tato shoda s pozorováními opětovně hodnotí. Jak upozorňuje Räisänen (2007), rozptyl multimodelového souboru může na druhé straně také přecenit rozsah skutečné neurčitosti, pokud modely, které se jeví v rámci ansámblu jako odlehle, jsou zároveň méně spolehlivé. Přes všechny uvedené výhrady jsou multimodelové soubory velmi cenným nástrojem pro odhad rozsahu neurčitosti (Collins 2007).

6. HODNOCENÍ ÚSPĚŠNOSTI MODELOVÝCH SIMULACÍ

Při hodnocení shody modelů s pozorovanými hodnotami klimatických veličin ve zvoleném referenčním období se musíme potýkat s různými problémy. Jedním z nich je to, že výsledek hodnocení modelů se liší podle zvoleného kritéria (pro různé metriky i veličiny). Není tedy možné vybrat jeden nejlepší klimatický model, jehož výstupy by bylo možné použít např. pro impaktové studie. Ilustraci tohoto problému vidíme na obr. 1. Zde jsou porovnány střední kvadratické chyby (RMSE) odvozené pro simulace RCM z projektu ENSEMBLES (více o použitých simulacích viz Holtanová et al. 2012) řízené reanalýzou ERA40 (Uppala et al. 2005)



Obr. 1 Porovnání RMSE pro simulace RCM z projektu ENSEMBLES řízené reanalýzou ERA40; vlevo nahoře: RMSE průměrných měsíčních teplot vzduchu (osa x) a směrodatné odchylky průměrných měsíčních teplot vzduchu (osa y), vpravo nahoře: RMSE průměrných měsíčních úhrnů srážek (osa x) a směrodatné odchylky průměrných měsíčních úhrnů srážek (osa y), vlevo dole: RMSE průměrných měsíčních teplot vzduchu (osa x) a průměrných měsíčních úhrnů srážek (osa y), vpravo dole: RMSE meziroční variability průměrných měsíčních úhrnů srážek (osa x) a meziroční variability průměrných měsíčních teplot vzduchu (osa y).

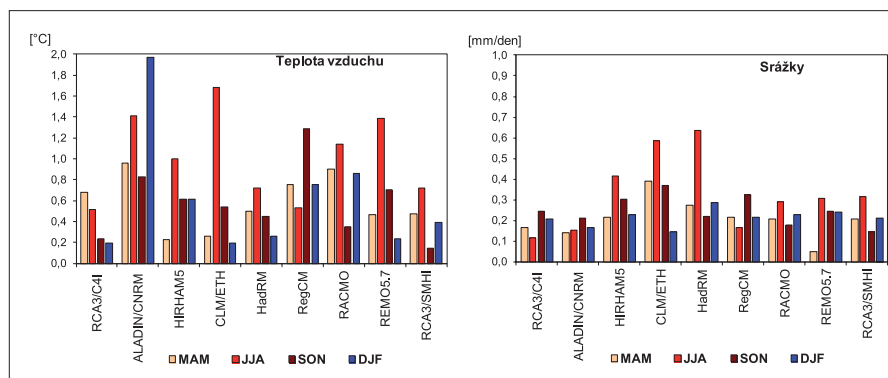
Fig. 1. The root mean square error of monthly mean air temperatures and the standard deviation of monthly mean air temperatures (top left), monthly mean precipitation and the standard deviation of monthly mean precipitation (top right), monthly mean air temperatures and monthly mean precipitation (bottom left), inter-annual variability of monthly mean air temperature and the inter-annual variability of monthly mean air temperature (bottom right) simulated by a suite of ENSEMBLES regional climate models driven by ERA40 reanalysis.

pro období 1961–1990. Byly hodnoceny průměrné měsíční teploty vzduchu (Tave), jejich směrodatné odchylky (Tsdev) a meziroční variabilita (Tiad) a průměrné měsíční úhrny srážek (Pave), jejich směrodatné odchylky (Psdev) a meziroční variabilita (Piad) průměrované přes oblast, kde se nachází ČR a která je vymezena zeměpisnou šířkou 48,25–51,75° s. š., a zeměpisnou délkou 11,25–19,75° v. d. Jako pozorované hodnoty daných veličin byla použita data EOBŠ (verze 2, Haylock et al. 2008), tedy staniční pozorování převedená do pravidelné sítě uzlových bodů.

Na obr. 1 je například vidět, že pokud bereme v úvahu teplotní charakteristiky (Tave, Tsdev a Tiad), tak modely RCA3/SMHI a RCA3/C4I se jeví jako nejlepší z celého souboru RCM, protože mají nejnižší hodnoty RMSE těchto tří veličin. U průměrných srážkových úhrnů Pave jsou nejlepšími modely PROMES a REMO5.7, podle Psdev jsou to PROMES, CLM/GKSS a RACMO, a podle Piad modely CLM/GKSS, RACMO a REMO5.7. Naopak nejhorším modelem pro všechny tři srážkové charakteristiky je RegCM, protože má nejvyšší hodnoty RMSE (obr. 1). Pro teplotní charakteristiky jsou nejhoršími modely kanadský CRCM a francouzský ALADIN/CNRM. Dále je např. zajímavé i to, že model CRCM má velkou RMSE (Tave) v porovnání s ostatními modely, ale hodnota RMSE (Pave) tohoto modelu je naopak jedna z nejnižších. Většina regionálních modelů nadhodnocuje průměrné měsíční srážkové úhrny, a proto jsou RMSE (Pave) u všech modelů poměrně vysoké, 0,3–0,7 mm za den (obr. 1 vpravo nahoře).

Český model ALADIN-CLIMATE/CZ má v porovnání s ostatními modely nízké hodnoty středních kvadratických chyb průměrného ročního chodu teploty RMSE (Tave) a srážek RMSE (Pave), z pohledu těchto charakteristik je tedy poměrně dobrý. Na obr. 1 vpravo nahoře je také vidět, že tento model má poměrně malé RMSE (Pave) a RMSE (Psdev), v obou těchto charakteristikách je třetím nejlepším modelem. Selhává ale v simulaci časové proměnlivosti teploty, hodnoty jeho RMSE (Tiad) a RMSE (Tsdev) jsou jedny z nejvyšších mezi ostatními modely (obr. 1).

Dalším problémem, se kterým se při validaci RCM setkáváme je, že výsledek hodnocení shody modelů s pozorováním závisí na volbě referenčního období. Pro ilustraci opět použijeme simulace RCM z projektu ENSEMBLES řízené reanalýzou ERA40, tentokrát za celé období, pro které jsou k dispozici, tj. 1961–2000. Na obr. 2 jsou pro jednotlivé RCM znázorněny rozdíly mezi minimální a maximální odchylkou simulovaných sezónních hodnot teploty vzduchu a srážek od pozorovaných hodnot pro jednotlivá desetiletí zkoumaného období. Je vidět, že u některých modelů se liší odchylky od pozorování v různých obdobích u teploty vzduchu až o 1,5–2 °C, u srážek dosahují rozdíly více než 0,5 mm za den. Na druhou stranu v některých případech jsou odchylky od pozorování ve všech desetiletích stejné (obr. 2).



Obr. 2 Grafy ilustrující časovou proměnlivost shody simulovaných hodnot s pozorováním. Pro jednotlivá desetiletí 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990 a 1991–2000 byly spočteny odchylky simulovaných hodnot od pozorování a pro každý model bylo z těchto čtyř hodnot určeno absolutní rozpětí (rozíl mezi maximem a minimem), jehož hodnoty jsou ukázány v grafu. Na horizontální ose jsou vyneseny jednotlivé regionální modely z projektu ENSEMBLES a barvy označují roční období (MAM značí jaro, JJA léto, SON podzim, DJF zimu). Vlevo jsou ukázány výsledky pro průměrnou sezónní teplotu vzduchu, vpravo pro průměrné sezónní úhrny srážek. Jako referenční pozorovaná data byla použita staniční pozorování převedená do pravidelné sítě (Štěpánek et al. 2011).

Fig. 2. Graphs illustrating temporal variability of the agreement between simulated and observed values. Differences between simulated and observed values were calculated separately for individual decades 1961–1970, 1971–1980, 1981–1990, 1991–2000, the absolute range of these four values was determined and is shown in the graph. On horizontal axis there are the regional climate models from project ENSEMBLES and colors correspond to seasons (MAM denotes spring, JJA summer, SON autumn and DJF winter). The results for seasonal mean air temperature (seasonal precipitation) are shown on the left (right). Gridded dataset based on station observations created by Štěpánek et al. (2011) is used as observations.

Je zřejmé, že pro simulace budoucího klimatu nelze ověřit, který model dává lepší výsledky, a jak jsme již uvedli, hodnocení modelů podle jejich schopnosti simulovat pozorované charakteristiky klimatu je přirozeným krokem. Je ale třeba mít na paměti, že tento postup skrývá riziko, že „dobrý“ model se v budoucnu stane „horším“.

7. ZÁVĚR

Cílem článku bylo uvést přehled zdrojů nejistot v simulacích regionálních klimatických modelů a některých metod odhadu těchto nejistot. Věnovali jsme se i výhodám a nevýhodám použití multimodelových ansámblů. Rozptýl souborů simulací modelů s různou strukturou totiž slouží jako měřítko nejistoty plynoucí právě ze struktury modelů.

Problematika vyhodnocování neurčitostí je úzce spjata s hodnocením schopnosti modelů simulovat pozorované charakteristiky klimatu ve zvoleném referenčním období. Byla proto představena ukázka validace výstupů RCM z projektu ENSEMBLES na území ČR, se zaměřením na průměrnou měsíční teplotu vzduchu, průměrný měsíční úhrn srážek a také na směrodatné odchylky a meziroční variabilitu těchto dvou veličin. Poukázali jsme na to, že je velmi obtížné vybrat jeden model, který by vykazoval dobrou shodu s pozorováním ve všech sledovaných charakteristikách. Tato skutečnost je totiž pádným argumentem pro použití multimodelových souborů, zejména pro odhady možných změn klimatu v budoucnosti. Závislost výsledku validace klimatických modelů na zvoleném kritériu byla již potvrzena v celé řadě studií, viz např. Belda et al. (2014), Crhová et al. (2014), Holtanová et al. (2012) a odkazy tam uvedené. K otázce výběru validačních kritérií ještě dodejme, že je třeba zvažovat, co je vůbec možné od modelu očekávat. Např. vysokou korelaci časového vývoje v simulované a pozorované časové řadě určitého meteorologického prvku lze očekávat u běhů RCM řízených reanalýzou, nikoli však u běhů řízených GCM.

Výsledky hodnocení shody modelových simulací a pozorovaných hodnot na základě určitých kritérií ve zvoleném referenčním období lze použít k určení váženého průměru a vážené směrodatné odchylky pro odhad neurčitosti modelových simulací. Větší váha je přitom dána úspěšnějším modelům. Postupů pro určení modelových vah existuje velké množství. Tyto postupy mohou být využity pro tvorbu scénářů změny klimatu. Vážený multimodelový průměr simulovaných změn dané meteorologické proměnné je možné považovat za odhad změny v dané oblasti. Nejistota tohoto odhadu je potom daná váženou směrodatnou odchylkou. Postup lze přitom aplikovat buď pro jednotlivé uzlové body, anebo pro větší oblast, např. pro celé území ČR. Otevřeným problémem zůstává fakt, že popsaný postup provádíme pro každou veličinu zvlášť. Tím může totiž docházet k porušení vazeb mezi jednotlivými meteorologickými prvky.

Pro účely vytváření scénářů změny klimatu existují metody, jak se alespoň přibližně vyrovnat s chybami a nejistotami ve výstupech klimatických modelů. Je ale stále potřeba věnovat se základnímu výzkumu (Laprise et al. 2008). Musíme se snažit lépe porozumět tomu, co modely dokážou, a kde jsou naopak jejich slabiny. Zjemňování prostorového rozlišení klimatických modelů a snaha o postižení celé škály procesů v klimatickém systému si v budoucnu zřejmě vyžádá velmi intenzivní mezinárodní spolupráci (Palmer 2012). Jednotlivé výzkumné instituce financované na národní úrovni totiž nebudou mít možnost získat dostatečný objem financí ani dostatečně rozsáhlé a kvalitní výzkumné týmy (Shukla et al. 2010).

Poděkování:

Příspěvek vznikl za podpory projektu UNCE 204020/2012 a VaV SP/1a6/108/07. Použité modelové simulace vznikly v rámci projektu ENSEMBLES, financovaného z 6. rámcového programu Evropské unie (Contract number 505539). Použitá pozorovaná data byla poskytnuta Českým hydrometeorologickým ústavem. Data EOBS byla vytvořena v rámci projektu ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) a zpřístupněna díky projektu ECA&D (<http://www.ecad.eu>).

Literatura:

- BELDA, M., HOLTANOVÁ, E., HALENKA, T., KALVOVÁ, J., HLÁVKA, Z., 2014. Evaluation of CMIP5 present climate simulations using the Köppen-Trewartha climate classification. *Climate Research*, posláno do redakce.
- BERNER, J., JUNG, T., PALMER, T. N., 2012. Systematic Model Error: The Impact of Increased Horizontal Resolution versus Improved Stochastic and Deterministic Parameterizations. *Journal of Climate*, Vol. **25**, s. 4946–4962. ISSN 0894-8755.
- BERTRAND, C., VAN YPERSELE, J.-P., BERGER, A., 2002. Are natural climate forcings able to counterpart the projected anthropogenic global warming? *Climatic Change*, Vol. **55**, s. 413–427. ISSN 1573-1480.
- COLLINS, M., 2007. Ensembles and probabilities: A new era in the prediction of climate change. *Philosophical Transactions of Royal Society A*, Vol. **365**, s. 1957–1970. ISSN 1471-2962.
- COLLINS, M., BOOTH, B. B., HARRIS, G. R., MURPHY, J. M., SEXTON, D. M. H., WEBB, M. J., 2006. Towards quantifying uncertainty in transient climate change. *Climate Dynamics*, Vol. **27**, s. 127–147. ISSN 1432-0894.
- CRHOVÁ, L., HOLTANOVÁ, E., KALVOVÁ, J., FARDA, A., 2014. Performance of ALADIN-CLIMATE/CZ over the area of the Czech Republic in comparison with ENSEMBLES regional climate models. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 58, s. 148–169. Doi: 10.1007/s11200-013-1107-0, ISSN 1573-1626.
- DAVIES, H. C., 1976. A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. **102**, s. 405–418. ISSN 1477-870X.
- DENIS, B., LAPRISE, R., CAYA, D., COTE, J., 2002. Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics*, Vol. **18**, s. 627–646. ISSN 1432-0894.
- DÉQUÉ, M., ROWELL, D. P., LÜTHI, D., GIORGI, F., CHRISTENSEN, J. H. et al., 2007. An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Climatic Change*, Vol. **81**, Supplement 1, s. 31–52. ISSN 1573-1480.
- DÉQUÉ, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, Vol. **57**, s. 16–26. ISSN 0921-8181.
- GIORGI, F., MEARN, L. O., 2002. Calculation of average, uncertainty range and reliability of regional climate changes from AOGCM simulation via the Reliability Ensemble Averaging (REA) method. *Journal of Climate*, Vol. **15**, s. 1141–1157. ISSN 0894-8755.
- GIORGI, F., DIFFENBAUGH, N. S., GAO, X. J., COPPOLA, E., DASH, S. K. et al., 2008. The Regional Climate Change Hyper-Matrix Framework. EOS, *Transactions American Geophysical Union*, Vol. **89**, s. 445–456. Doi:10.1029/2008EO450001. ISSN 2324-9250.
- HALENKA, T., KALVOVÁ, J., CHLÁDOVÁ, Z., DEMETEROVÁ, A., ZEMÁNKOVÁ, K., BELDA, M., 2006. On the capability of RegCM to capture extremes in long term regional climate simulation, comparison with the observations for Czech Republic. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. **86**, s. 125–145. ISSN 1434-4483.
- HAWKINS, E., SUTTON, R., 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **90**, s. 1095–1107. Doi: 10.1175/2009BAMS2607.1. ISSN 1520-0477.
- HAWKINS, E., SUTTON, R., 2011. The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate dynamics*, Vol. **37**, s. 407–418. Doi: 10.1007/s00382-010-0810-6. ISSN 1432-0894.
- HAYLOCK, M. R., HOFSTRA, N., KLEIN TANK, A. M. G., KLOK, E. J., JONES, P. D. et al., 2008. A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, Vol. **113**, s. D20119. Doi:10.1029/2008JD10201. ISSN 2169-8996.
- HOLTANOVÁ, E., KALVOVÁ, J., MIKŠOVSKÝ, J., PIŠOFT, P., MOTL, M., 2010. Analysis of uncertainties in regional climate model outputs over the Czech Republic. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Vol. **54**, s. 513–528. ISSN 1573-1626.
- HOLTANOVÁ, E., KALVOVÁ, J., PIŠOFT, P., MIKŠOVSKÝ, J., 2014. Uncertainty in regional climate models outputs over the Czech Republic: the role of nested and driving models. *International Journal of Climatology*, Vol. **34**, č. 1, s. 27–35. Doi: 10.1002/joc.3663. ISSN 1097-0088.
- HOLTANOVÁ, E., MIKŠOVSKÝ, J., KALVOVÁ, J., PIŠOFT, P., MOTL, M., 2012. Performance of ENSEMBLES regional climate models over Central Europe using various metrics. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. **108**, s. 463–470. Doi: 10.1007/s00704-011-0542-5. ISSN 1434-4483.

- HOSKINS, B., 2013. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. **139**, s. 573–584. ISSN 1477-870X.
- HURRELL, J. W., 2008. Decadal climate prediction: challenges and opportunities. *Journal of Physics: Conference Series*, Vol. **125**, 012018. Doi: 10.1088/1742-6596/125/1/012018. ISSN 1742-6596.
- HURRELL, J., MEEHL, G. A., BADER, D., DELWORTH, T. L., KIRTMAN, B. et al., 2009. A Unified Modeling Approach to Climate System Prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **90**, s. 1819–1832. ISSN 1520-0477.
- CHAN, S. C., KENDON, E. J., FOWLER, H. J., BLENKINSOP, S., FERRO, C. A. T. et al., 2013. Does increasing the spatial resolution of a regional climate model improve the simulated daily precipitation? *Climate Dynamics*, Vol. **41**, s. 1475–1495. Doi 10.1007/s00382-012-1568-9. ISSN 1432-0894.
- JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O. B., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, Vol. **14**, č. 2, s. 563–578. ISSN 1436-378X.
- KALVOVÁ, J., HOLTANOVÁ, E., MOTL, M., MIKŠOVSKÝ, J., PIŠOFT, P., RAIDL, A., 2010. Odhady rozsahu změn klimatu na území České republiky pro tři časová období 21. století na základě výstupů AR4 modelů. *Meteorologické Zprávy*, roč. **63**, č. 2, s. 57–66. ISSN 0026-1173.
- LAPRISE, R., DE ELÍA, R., CAYA, D., BINER, S., LUCAS-PICHER, P. et al., 2008. Challenging some tenets of Regional Climate Modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. **100**, s. 3–22. ISSN 1436-5065.
- LUCAS-PICHER, P., CAYA, D., DE ELÍA, R., LAPRISE, R., 2008. Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of ten years over a large domain. *Climate Dynamics*, Vol. **31**, s. 927–940. Doi 10.1007/s00382-008-0384-8. ISSN 1432-0894.
- MEISSNER, C., SCHÄDLER, G., PANITZ, H.-J., FELDMANN, H., KOTTMEIER, C., 2009. High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. **18**, s. 543–557. ISSN 1610-1227.
- MESINGER, F., VELJOVIC, K., 2014. Limited area NWP and regional climate modeling: a test of the relaxation vs Eta lateral boundary conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. **119**, s. 1–16. ISSN 0177-7971.
- NAKIČENOVIĆ, N., SWART, R. (Eds.), 2000. Emissions Scenarios. Cambridge University Press, Cambridge, U. K. ISBN 92-9169-113-5.
- PALMER, T. N., 2012. Towards the probabilistic Earth-system simulator: a vision for the future of climate and weather prediction. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. **138**, s. 841–861. Doi:10.1002/qj.1923. ISSN 1477-870X.
- PALMER, T. N., 2008. Seamless prediction of weather and climate: bringing the insights and constraints of NWP into the climate-change arena. Prezentace 29. 9. 2008 v rámci Úvodní sekce konference „The 8th EMS/7th ECAC“, Amsterdam, The Netherlands, 29. 9.–3. 10. 2008.
- PALMER, T. N., DOBLAS-REYES, F. J., WEISHEIMER, A., SHUTTS, G. J., BERNER, J., MURPHY, J. M., 2008. Towards the Probabilistic Earth-System Model [online]. [cit. 17. 6. 2014]. Dostupný na WWW: <http://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/0812/0812.1074.pdf>.
- PALMER, T. N., WILLIAMS, P. D., 2008. Introduction. Stochastic physics and climate modelling. *Philosophical Transactions of Royal Society A*, Vol. **366**, s. 2419–2425. Doi: 10.1098/rsta.2008.0059. ISSN 1471-2962.
- PIANI, C., HAERTER, J. O., COPPOLA, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. **99**, s. 187–192. ISSN 1434-4483.
- PIANI, C., FRAME, D. J., STAINFORTH, D. A., ALLEN, M. R., 2005. Constraints on climate change from a multi-thousand member ensemble simulations. *Geophysical Research Letters*, Vol. **32**, s. L23825. doi:10.1029/2005GL024452. ISSN 1944-8007.
- PLAVCOVÁ, E., KYSELÝ, J., 2011. Evaluation of daily temperatures in Central Europe and their links to large-scale circulation in an ensemble of regional climate models. *Tellus A*, Vol. **63**, č. 4, s. 763–781. Doi: 10.1111/j.1600-0870.2011.00514.x. ISSN 1600-0870.
- PRETEL, J. (Ed.), 2010. Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření. Praha: ČHMÚ. Dostupné z WWW: http://www.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/ok/klimazmena/files/vav_TECHNICKESHRNUTI_2011.pdf.
- RÄISÄNEN, J., 2007. How reliable are climate models? *Tellus A*, Vol. **59**, č. 2–29. ISSN 1600-0870.
- RÄISÄNEN, J., RUOKOLAINEN, L., YLHÄISI, J., 2010. Weighting of model results for improving best estimates of climate change. *Climate Dynamics*, Vol. **35**, s. 407–422. Doi 10.1007/s00382-009-0659-8. ISSN 1432-0894.
- RAUSCHER, S. A., COPPOLA, E., PIANI, C., GIORGI, F., 2009. Resolution effects on regional climate model simulations of seasonal precipitation over Europe. *Climate Dynamics*, Vol. **35**, č. 4, s. 685–711. Doi 10.1007/s00382-009-0607-7. ISSN 1432-0894.
- ROECKNER, E., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S. et al., 2006. Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution in the ECHAM5 Atmosphere Model. *Journal of Climate*, Vol. **19**, s. 3771–3791. ISSN 0894-8755.
- RUMMUKAINEN, M., 2010. State-of-the-art with regional climate models. *WIREs Climate Change*, Vol. **1**, s. 82–96. ISSN 1757-7780.
- SHUKLA, J., PALMER, T. N., HAGEDORN, R., HOSKINS, B., KINTER, J. et al., 2010. Toward a new generation of world climate research and computing facilities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **91**, s. 1407–1412. Doi:10.1175/2010BAMS2900.1. ISSN 1520-0477.
- SKALÁK, P., ŠTĚPÁNEK, P., FARDA, A., 2008. Validation of ALADIN-Climate/CZ for present climate (1961–1990) over the Czech Republic. *Időjárás*, Vol. **112**, s. 191–201. ISSN 0324-6329.
- SUKLITSCH, M., GOBIET, A., TRUHETZ, H., AWAN, N. K., GÖTTEL, H. et al., 2011. Error characteristics of high resolution regional climate models over the Alpine area. *Climate Dynamics*, Vol. **37**, s. 377–390. Doi:10.1007/s00382-010-0848-5. ISSN 1432-0894.
- ŠTĚPÁNEK, P., ZAHRADNÍČEK, P., HUTH, R., 2011. Interpolation techniques used for data quality control and calculation of technical series: an example of Central European daily time series, *Időjárás*, Vol. **155**, s. 87–98. ISSN 0324-6329.
- TAYLOR, K., STOUFFER, R. J., MEEHL, G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. **93**, s. 485–498. Doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1. ISSN 1520-0477.

- TEBALDI, C., KNUTTI, R., 2007. The use of the multi-model ensemble in probabilistic climate projections. *Philosophical Transactions of Royal Society A*, Vol. **365**, s. 2053–2075. ISSN 1471-2962.
- UPPALA, S. M., KÄLLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., ANDRAE, U., DA COSTA BECHTOLD, V. et al., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, Vol. **131**, s. 2961–3012. Doi:10.1256/qj.04.176. ISSN 1477-870X.
- VALLIS, K. G., 2008. Mechanisms of Climate Variability from Years to Decades. In: PALMER, T., WILLIAMS, P. (Eds.), *Stochastic Physics and Climate Modelling*. Cambridge: Cambridge University Press. ISBN 978-0-521-76105-5.
- VAN VUUREN, D. P., EDMONDS, J., KAINUMA, M., RIAHI, K., THOMSON, A. et al., 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, Vol. **109**, s. 5–31. ISSN 1573-1480.
- VON STORCH, H., LANGENBERG, H., FESER, F., 2000. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, Vol. **128**, s. 3664–3673. ISSN 1520-0493.
- WANG, Y., LEUNG, L. R., MCGREGOR, J. L., LEE, D.-K., WANG, W.-C. et al., 2004. Regional Climate Modeling: Progress, Challenges, and Prospects. *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. **82**, s. 1599–1628. ISSN 0026-1165.
- WEIGEL, A. P., KNUTTI, R., LINIGER, M. A., APPENZELER, C., 2010. Risks of model weighting in multimodel climate projections. *Journal of Climate*, Vol. **23**, s. 4175–4191. ISSN 0894-8755.
- XU, Y., GAO, X., GIORGI, F., 2010. Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections. *Climate Research*, Vol. **41**, s. 61–81. Doi: 10.3354/cr00835. ISSN 0936-577X.
- ZÍKOVÁ, N., HOLTANOVÁ, E., KALVOVÁ, J., 2013. Precipitation annual cycle in regional climate models: the influence of horizontal resolution. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. **112**, s. 521–533. Doi 10.1007/s00704-012-0749-0. ISSN 1434-4483.
- Internetové odkazy:*
 Projekt CECILIA – <http://www.cecilia-eu.org/>
 Projekt CLIVAR – <http://www.clivar.org/>
 Projekt ENSEMBLES – <http://ensembles-eu.metoffice.com/>
 Projekt PRUDENCE – <http://prudence.dmi.dk>
 Projekt CORDEX – <http://cordex.dmi.dk/>

Lektor (Reviewer) RNDr. Ladislav Metelka, Ph.D.

INFORMACE – RECENZE

SUCHO V ČESKÉ REPUBLICE V ROCE 2015

Tato stručná aktuální informace o suchu v roce 2015 předchází jeho standardnímu hodnocení, které bude ČHMÚ připravovat. Ve druhém srpnovém týdnu vyvrcholil zájem médií o suchu na území České republiky, a v té souvislosti je vhodné si připomenout, jak dopadla následná plánovaná opatření v letech 2000, 2003 a 2012, tedy v letech, kdy bylo na celém území ČR. Zkušenosti nás vedou k poznatku, že vždy zákonitě přijdou srážky, negativní vlahová bilance se vyrovná a na suchu, včetně všech různých prohlášení, slibů a plánů, se zapomene. Věříme a doufáme, že v letošním roce by tomu tak být nemuselo díky usnesení vlády. ČHMÚ suchu jako vždy sleduje, vyhodnocuje a aktuální komplexní informace o současném stavu publikuje na svém portálu pod označením „Sucho“.

Úvodem je nutné uvést, že pro hodnocení výskytu sucha jsou určité rozhodující ukazatele úhrny srážek. Ovšem tyto jsou jen jednou částí bilance vody v krajině, tou příjmovou. Druhou, mnohdy opomíjenou, je evapotranspirace. U ní je třeba zmínit významnou závislost na teplotě vzduchu; čím je tato vyšší, tím více narůstá evapotranspirace. Potom základní vlahová bilance, jako vhodný ukazatel sucha, daná rozdílem úhrnů srážek a potenciální evapotranspirace, vykazuje při vyšší teplotě vzduchu větší deficit. V rámci hodnocení průběhu sucha v tomto roce uvádíme základní vlahovou bilanci pro travní porost (dále jen ZVB) a zásobu využitelné vody pro středně těžkou půdu (ZVVP).

Vývoj sucha v roce 2015 je nutné začít hodnotit již od průběhu zimy 2014/2015. Tato byla na většině území srážkově podnormální. Severní a východní Morava měla srážky normální, ale velká část hlavně středních a západních Čech a Znojemska jen mezi 50 až 60 % dlouhodobého průměru. Teplotně byla zima jako celek oproti průměru 1961–2010 na celém území teplejší o 1,5 až 3,5 °C. Leden byl teplejší o 3 °C, na některých místech v Čechách i o více než 4 °C.

Únor, mimo západní a jihozápadní území, měl teplotu vyšší o 1 až 2 °C. S ohledem na průběh teploty vzduchu a úhrny srážek byl již počátek jara 2015 mírně sušší. Deficit srážek ke konci března dosahoval mimořádně až 50 %, na jižní Moravě a větší části Čech byl od 10 do 25 %, na ostatních částech území naopak vyšší než průměr. Díky těmto podmínkám dosahovaly hodnoty ZVB v březnu normální až slabě podnormální hodnoty, tomuto odpovídala i ZVVP.

Průběh teploty vzduchu v dubnu vyvolal zvýšení hodnot evapotranspirace asi na polovině území Čech o 20, ale místy až o více jak 40 %. Ovšem v květnu se tento negativní trend zastavuje, a hodnoty na většině území odpovídají normálu. Na Moravě jsou na části území podnormální. Totéž bez velkých odchylek je možné uvést o červnu. V červenci však pozorujeme postupný vzestup hodnot evapotranspirace a opět hlavně v Čechách, ale i v severní části Olomoucka, se evapotranspirace zvyšuje místy až o 40 % oproti normálu. V polovině srpna na některých lokalitách překračuje 140 % a její vyšší hodnoty zastavuje až ochlazení spojené s výskytem srážek.

V průběhu měsíců dubna až června byly úhrny srážek na většině území České republiky podnormální, takže koncem května v pásu od Karlových Varů přes střední Čechy až k Českým Budějovicím se jejich úhrn pohyboval mezi 50 až 75 % průměru za období 1961–2010. Obdobné je to na jižní a části střední Moravy. Tento stav se v červnu mění tak, že v Podkrušnohoří dochází k dorovnání průměru, naopak na Moravě se zvyšuje plocha území s deficitem srážek mezi 25 až 50 %. Mimořádně nízké úhrny srážek v červenci způsobují, že na většině území byl deficit 25 až 50 %. Na několika místech, hlavně v oblasti jižní Moravy, je deficit více jak 50 % normálu, ovšem díky bouřkám jsou i na těchto územích lokality, kde se deficit srážek zmenšil. Prohlubující se deficit ze začátku srpna (obr. 1) zastavily až srážky od 16. srpna.

(pokračování na strany 128)

NEJVHODNĚJŠÍ DOBA PRO LETNÍ ŠKOLNÍ PRÁZDNINY PODLE KLIMATOLOGICKÝCH KRITÉRIÍ

Ivan Sládek, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43 Praha 2, ivan.sladek@natur.cuni.cz

Filip Kothan, Státní zdravotní ústav, Šrobárova 48, 100 42 Praha 10

Dominik Rubáš, Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43 Praha 2

Lenka Hájková, Český hydrometeorologický ústav, odd. biometeorologických aplikací, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 4-Komořany

The most suitable time span for summer school holidays according to climatological criteria. An attempt to find the optimal timing for the 62-day summer school holiday in the Czech Republic with regard to climatic conditions has been undertaken. The following climatic factors were considered: air temperature, daylight and bright sunshine duration, the duration of falling precipitation, the duration of fog and mist, the frequency of thunderstorms, and days with thunderstorms. Also, higher cyanobacteria presence in bathing waters, which is a phenomenon influenced by the weather, was taken into account. The conclusion is that the summer school holidays in the Czech Republic should begin 16 June and end 16 August. The contemporary practice used since the beginning of the 20th century is for the summer school holidays to run from the beginning of July til the end of August.

KLÍČOVÁ SLOVA: podnebí – aplikovaná klimatologie – humánní bioklimatologie – školní prázdniny – venkovní aktivity – vliv počasí na venkovní aktivity

KEYWORDS: climate – applied climatology – human bioclimatology – school holidays – outdoor activities – weather influence on outdoor activities

1. ÚVOD

Letní školní prázdniny by měly být tou částí roku, kdy je počasí nejvhodnější pro pobyt a letní rekreační aktivitu ve volné přírodě. Vhodnost počasí pro uvedený účel je třeba interpretovat i ve vztahu k vhodnosti počasí pro výuku ve školních budovách. Například v minulosti byly v době mimořádného horka vyhlášovány tzv. vedřiny – doba školního volna mimo oficiální prázdniny. Takové počasí jistě není ideální např. pro turistiku, ale v přírodě, v odpovídajícím oblečení, je jistě daleko snesitelnější než ve škole, kde je navíc překážkou pro efektivní vyučování.

Máme za to, že by měla být zachována vžitá délka prázdnin (62 dní, jako červenec a srpen). Hledali jsme 62denní období v roce, na které v nižších a středních polohách Česka připadají nejvyšší teploty vzduchu, největší délka dne a trvání slunečního svitu, nejkratší trvání padajících srážek, mlhy a kouřma, zabývali jsme se i výskytem bouřek a obdobím přemnožení toxických sinic v koupacích vodách, které je na počasí závislé.

Otázka optimálního vymezení letních prázdnin v českých zemích, pokud víme, dosud nikdy nebyla řešena důkladnou analýzou mnohaletých meteorologických pozorování, i když významní čeští klimatologové Alois Gregor (1935) a Miloš Nosek ve svých spisech a přednáškách na závažnost otázky upozorňovali. Teprve v posledních letech vzniklo na Přírodovědecké fakultě Karlovy univerzity několik studentských prací na toto téma: Kothan (2011, 2013), Rubáš (2013), Hájková (2014). Část výsledků citovaných prací je využita v tomto článku.

Optimální vymezení hlavních letních prázdnin může být východiskem i pro případné budoucí úpravy kratších prázdnin v průběhu školního roku.

2. PRÁZDNINY V DĚJINÁCH

Císařovna Marie Terezie vydala 6. 12. 1774 „Všeobecný školní řád“, kterým byla v monarchii zavedena povinná školní docházka. S ní byla spojena existence školního roku, prázdnin a dalších feriálních (volných) dnů. Začátek a konec hlavních

prázdnin zpočátku nebyl stanoven jednotně. Hlavně na venkově se prázdniny přizpůsobovaly sezonním pracím (senoseč, žně, vinobraní, sklizeň brambor apod.), aby při nich žáci mohli pomáhat. Délka i časové vymezení prázdnin se lišily na různých stupních škol a rozdíly byly i mezi školami městskými a venkovskými. Jednotné 8týdenní hlavní prázdniny v červenci a srpnu byly u nás zavedeny až počátkem 20. století a tato úprava přetrvává bez podstatných změn do současnosti (Morkes 2004).

3. PRÁZDNINY V EVROPĚ

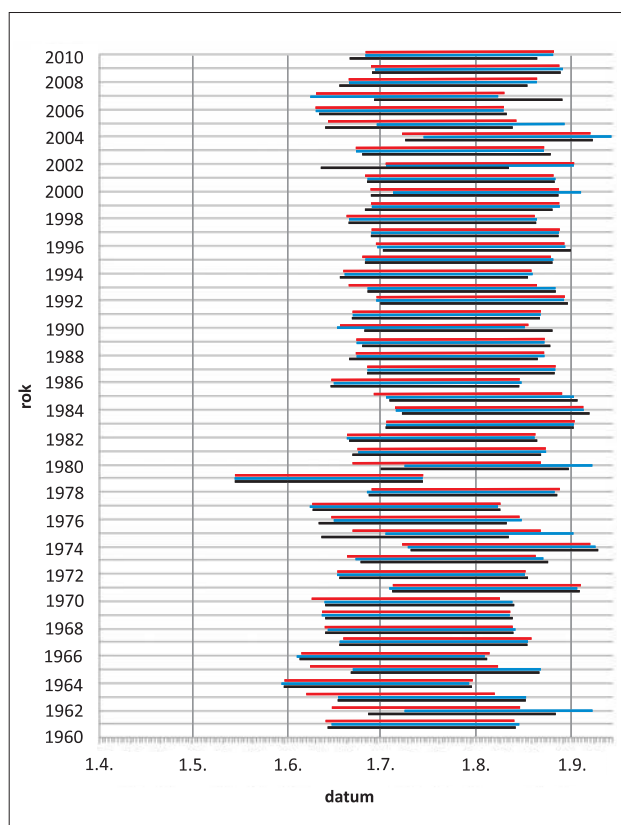
Trvání hlavních školních prázdnin v evropských zemích může zájemce najít na webových adresách uvedených v seznamu literatury na konci příspěvku. Prázdniny jsou v různých zemích různě dlouhé, začínají nejdříve v posledních dnech května a končí nejpozději v prvních dnech září. V porovnání s velkou většinou evropských států začínají letní prázdniny v ČR velmi pozdě.

4. PRÁZDNINY VE VZTAHU K TEPLOTĚ VZDUCHU

Podle denního průměru teploty vzduchu jsme pro každý rok období 1961–2010 stanovili nejteplejší 62 dnů dlouhé období na meteorologických stanicích Doksany (blízko Roudnice nad Labem), Praha-Ruzyně a Brno-Tuřany (obr. 1).

V průměru pro uvedené tři stanice za 50 roků trvá nejteplejší 62denní období od 22. června do 22. srpna. Měli jsme k dispozici i teplotní údaje z několika desítek meteorologických stanic za kratší, třicetileté období 1961–1990. Za toto třicetiletí vychází nejteplejší 62denní období pro území ČR od 20. června do 20. srpna. Dvoudenní posun oproti dříve zmíněnému výsledku je přirozeným projevem kolísání klimatu.

Vymezili jsme nejteplejší 62denní období roku i na základě denních minim a přizemních denních minim teploty vzduchu. Ale výsledky se neliší od těch, které jsme získali na základě denních průměrů teploty vzduchu. Na vymeze-



Obr. 1 62denní období s nejvyšší průměrnou teplotou v roce. Období je u každého roku znázorněno úsečkou pro Doksany (nahore), Prahu-Ruzyni (uprostřed) a Brno-Tuřany (dole).

Fig. 1. 62-day period with the highest average air temperature in the year. These periods are shown by abscissa (up for Doksany station, in the middle for Praha-Ruzyně, and down for Brno-Tuřany).

ní nejteplejšího 62denního období roku nemá významný vliv ani nadmořská výška. Teplota ve vyšších polohách je nižší než v nížinách, ale vymezení nejteplejšího 62denního období se neliší.

Můžeme shrnout, že letní prázdniny by s ohledem na teplotu vzduchu měly začínat nejméně o 8 dní dříve než nyní, takže by trvaly od 22. června do 22. srpna.

5. PRÁZDNINY VE VZTAHU K DÉLCE DNE A TRVÁNÍ SLUNEČNÍHO SVITU

62denní období s největší délkou dne je na 50. rovnoběžce od 22. května do 22. července. Nedopustíme se významné chyby, když to přijmeme za platné pro celé území ČR.

Trvání slunečního svitu závisí na délce dne a na oblačnosti. Sládek a kol. (2009, 2010) vymezili trvání období, kdy na řadě českých meteorologických stanic podle mnohaletých měře-

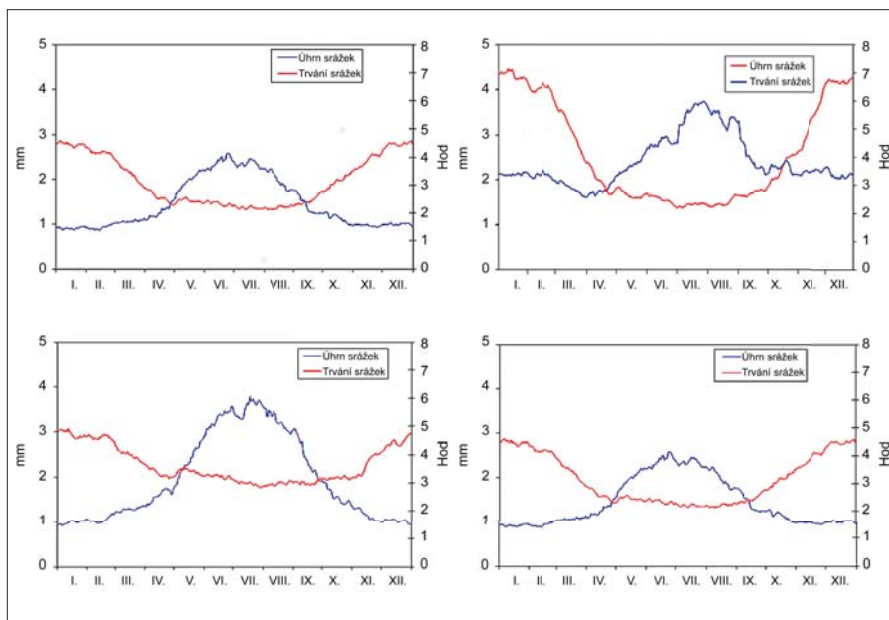
ní převládají dny s více než 8 hodinami slunečního svitu. Takové období je nejslunečnější částí roku, autoři zmíněné práce jej nazývají jádro jasného období (je obklopeno periferií jasného období). Jádro jasného období trvá zpravidla kratší dobu než 62 dnů. Nelze jej tedy ztotožnit s ideálním obdobím pro prázdniny, ale je zřejmé, že by mělo být součástí prázdnin. To znamená, že 62denní prázdniny by měly začínat před začátkem jádra jasného období. Typický začátek jádra jasného období na našich meteorologických stanicích připadá na střední dny června. Prázdniny, které by jádro jasného období zahrnovaly, by tedy měly začínat před polovinou června.

Průměrné trvání 62denního období nejbohatšího na sluneční svit, stanovené analogicky jako u teploty vzduchu (obr. 1), se příliš neliší od 62denního intervalu s největší délkou dne. Například v Doksanech za padesátileté období 1961 až 2010 je to od 26. května do 26. července. Délka dne a trvání slunečního svitu nejsou nezávislé veličiny. Máme za to, že je proto správné pro optimální vymezení prázdnin brát v úvahu jen jednu z nich. A to délku dne, která je stanovena spolehlivěji a nepodléhá krátkodobým změnám.

Je zřejmé, že astronomická délka dne i trvání slunečního svitu jsou argumentem pro výrazně časnější začátek a konec letních prázdnin oproti dosavadní úpravě.

6. PRÁZDNINY A ATMOSFÉRIČKÉ SRÁŽKY

O prázdninách bychom si přáli počasí, kdy pobytu ve volné přírodě co nejméně brání atmosférické srážky. Doba nejmenšího množství srážek a nejmenšího počtu dní se srážkami 1 mm a více téměř na celém území Česka připadá na zimu. Vymezení takové doby tedy nelze použít jako podklad pro optimální vymezení letních prázdnin. K takovému účelu však lze využít dobu minimálního trvání padajících srážek. Na našem území má totiž trvání padajících srážek přibližně



Obr. 2 Roční chod množství srážek a trvání padajících srážek. Nahore Brno-Tuřany (vlevo), Liberec (vpravo), dole České Budějovice (vlevo), Ostrava-Poruba (vpravo), 2001–2011. Hodnoty pro jednotlivé dny roku jsou shlazeny 62denními klouzavými průměry. (Průměrovací období na začátku roku zahrnuje i dny z prosince, na konci roku i dny z ledna.)

Fig. 2. Annual course of precipitation and duration of vertical precipitation. Up: Brno-Tuřany (left) and Liberec (right). Down: České Budějovice (left) and Ostrava-Poruba (right), 2001–2011. The values for individual days of the year are smoothed by a 62-day moving average. The 62-day periods at the beginning (end) of the year include days from the previous (next) year.

opačný roční chod než množství srážek (obr. 2).

Databáze ČHMÚ obsahuje údaje o počátku a konci padajících srážek teprve přibližně od počátku 21. století (není to u všech stanic stejné).

U stanic Praha-Ruzyně, Liberec, Plzeň-Bolevec, Brno-Tuřany a Ostrava-Poruba za jedenáctileté období 2001–2011 bylo pro jednotlivé roky stanoveno 62denní období s minimálním trváním deště, mrholení a deštových přeháněk a také s minimálním trváním všech tří zmíněných typů srážek vzatých společně. Průměrné vymezení takového období ze všech jmenovaných stanic za zpracovaných 11 roků vychází následovně:

- dešť 17. června až 17. srpna,
- mrholení 16. června až 16. srpna,
- deštové přehánky 23. července až 22. září,
- dešť, mrholení a deštové přehánky vzaté společně 25. června až 25. srpna.

Poslední údaj bereme jako rozhodující pro optimální vymezení prázdnin.

Obr. 2 má znázornit vztah mezi množstvím a trváním srážek. Trvání srážek na něm zahrnuje všechny typy padajících srážek, včetně těch, které nemohou vymezení letních prázdnin významně ovlivnit, tedy i sněžení, déšť se sněhem aj.

7. PRÁZDNINY A MLHA S KOUŘMEM

Využili jsme údaje o trvání mlhy a kouřma ze stejných stanic a za stejné období jako při hodnocení trvání padajících srážek. Mlha a kouřma jsou jevy stejné fyzikální podstaty, kouřma je vlastně řídká mlha. Jsou to znaky nepříjemného sychravého počasí.

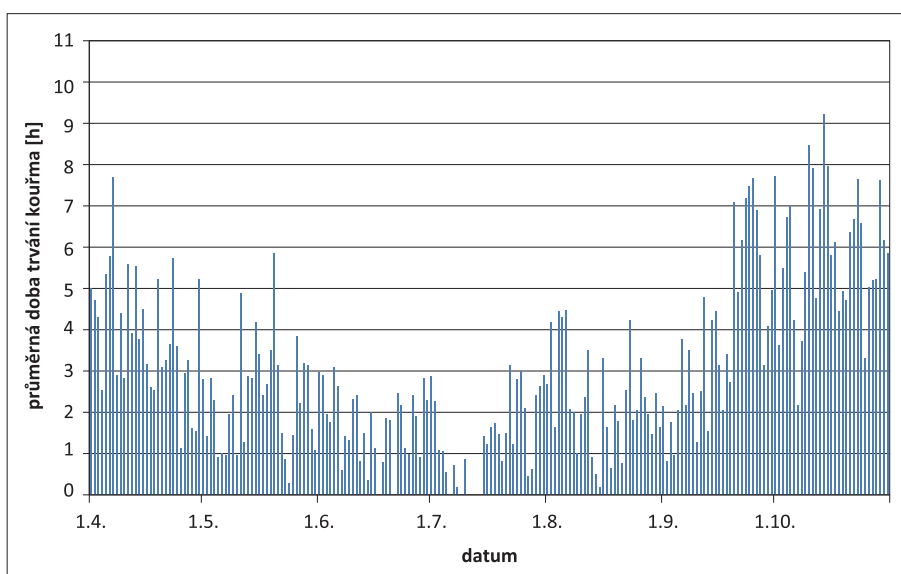
Analogicky jako u trvání padajících srážek jsme dospěli k průměrnému vymezení 62denního období s minimálním trváním mlhy a kouřma – je to průměr pro použitý soubor meteorologických stanic za jedenáctileté období. Průměrné vymezení 62denního období s minimálním trváním mlhy je od 12. června do 12. srpna.

62denní období s nejkratším trváním kouřma (průměr ze stejných stanic a za stejné období jako u trvání mlhy) vychází od 7. června do 7. srpna. Pro účel optimálního vymezení prázdnin budeme uvažovat průměr z obou uvedených období, tedy od 10. června do 10. srpna. Roční chod trvání mlhy a kouřma tedy podporuje výrazný posun prázdnin do časnější doby oproti tradičním prázdninám v červenci a srpnu.

Ukázka časového rozložení trvání kouřma je na obr. 3, který znázorňuje údaje stanice Ostrava-Poruba.

8. PRÁZDNINY A KVALITA KOU PACÍCH VOD

K prázdninám patří koupání. Zohlednění hygienických poměrů koupacích vod není v rozporu s názvem této práce, protože jakost vody přírodních koupališť na počasí silně závisí. Zajímá nás zejména přemnožení sinic, které znemožňuje koupání a vodní sporty na mnoha vodních plochách,



Obr. 3 Průměrná doba trvání kouřma v jednotlivých dnech období duben až říjen. Ostrava-Poruba, 2001 až 2011.

Fig. 3. Average duration of mist for individual days from April to October. Ostrava-Poruba, 2001–2011.

nemluvě o nepříjemném estetickém působení „vodního květu“. Nejvýznamnější nádrže, kde se za příznivých podmínek v létě koupou statisíce obyvatel Brna a Prahy, Brněnská a Hostivařská nádrž, byly dokonce v nedávné minulosti kvůli sinicím dlouhodobě, celé roky, vypuštěny. Sinice obsahují látky vyvolávající alergické reakce a produkují toxiny, které mohou způsobit lehké akutní otravy, bolesti hlavy, nebo i vážnější jaterní problémy.

Hygienická služba každoročně vyhláší zákazy koupání na přírodních koupalištích odůvodněné přemnožením sinic. Údaje z útvaru hlavního hygienika na Ministerstvu zdravotnictví ČR, které máme k dispozici, ukazují, že nejvíce lokalit postihují zákazy koupání ve druhé polovině srpna, zatímco v červnu jsou zákazy ojedinělé, nebo, v porovnání se srpnem, málo četné. V posunutých prázdninách ve smyslu jejich časnějšího začátku a konce by tedy byly lepší hygienické poměry koupališť než v době současných prázdnin. Posun o půl měsíce by znamenal snížení počtu lokalit se zákazem koupání v době prázdnin asi o třetinu.

9. BOUŘKY JAKO FAKTOR OVLIVŇUJÍCÍ VYMEZENÍ LETNÍCH PRÁZDNIN

Bouřka o prázdninách je jistě jev nežádoucí. Výskyt bouřek nelze použít ke stanovení optimálního vymezení 62denních letních prázdnin, protože minimum výskytu bouřek u nás připadá na zimu. Všechny faktory, kterými jsme se dosud zabývali, teplota vzduchu, délka dne a trvání slunečního svitu, trvání padajících srážek, trvání mlhy a kouřma, sinice v koupacích vodách, opodstatňují názor, že letní prázdniny je vhodné posunout do časnější doby. Podívejme se, co by posun prázdnin o půl měsíce, tedy na období 16. června až 16. srpna, způsobil, pokud jde o výskyt bouřek a dnů s bouřkou na několika meteorologických stanicích. Tab. 1 byla sestavena na základě meteorologických pozorování za 46 roků 1961–2006.

Je zřejmé, že časnější prázdniny by měly asi o dvě bouřky a o asi 1–2 dny s bouřkou více než ty současné. To není nijak dramatická změna, rozhodně ne taková, že by mohla

Tab. 1 Výskyt bouřek a dnů s bouřkou na vybraných meteorologických stanicích na základě meteorologických pozorování 1961–2006.

Table 1. Thunderstorms and days with thunderstorm at selected meteorological stations on the basis of meteorological observations 1961–2006.

Meteorologická stanice	Průměrný počet bouřek		Průměrný počet dnů s bouřkou	
	červenec a srpen	16. 6. až 16. 8.	červenec a srpen	16. 6. až 16. 8.
Praha-Ruzyně	16,3	18,6	12,0	13,3
Brno-Tuřany	29,0	32,0	12,1	13,6
Karlovy Vary – letiště	13,0	14,0	11,0	12,0
Mošnov	16,0	18,5	12,4	14,1

vyvážit všechny výše uvedené důvody pro časnější prázdniny. Nicméně je dobré o ní vědět.

10. SYNTÉZA DÍLČÍCH VÝSLEDKŮ

Dospěli jsme ke čtyřem 62denním obdobím, z nichž každé je optimálním obdobím pro letní prázdniny podle jednoho hlediska:

Podle teploty vzduchu	22. 6. až 22. 8.
Podle délky dne (a trvání slunečního svitu)	22. 5. až 22. 7.
Podle trvání padajících srážek	25. 6. až 25. 8.
Podle trvání mlhy a kouřma	10. 6. až 10. 8.

Kromě toho se jeví účelné prázdniny posunout do časnější doby podle kvality koupacích vod a naopak do pozdější doby podle výskytu bouřek (Sehnalová 2007), což se vzájemně ruší.

Je tedy třeba najít rozumný kompromis mezi čtyřmi 62denními obdobími, která vyšla jako optimální podle jednotlivých aspektů klimatu. Máme za to, že takovým kompromisem je následující postup:

- (1) Období od nejpozdějšího začátku do nejčasnějšího konce dílčích období, tedy od 25. 6. do 22. 7., je optimální podle všech čtyřech zvolených hledisek, ale trvá jen 26 dní.
- (2) Období od druhého nejpozdějšího začátku do druhého nejčasnějšího konce dílčích období, tedy od 22. 6. do 10. 8., je optimální podle tří ze čtyř zvolených hledisek a je dlouhé 50 dní.
- (3) Období od třetího nejpozdějšího začátku do třetího nejčasnějšího konce dílčích období, tedy od 10. 6. do 22. 8., je optimální podle dvou ze čtyř zvolených hledisek a trvá 74 dní.

Je zřejmé, že období určené podle kroku (2) je jádrem optimálních letních školních prázdnin. Je třeba je zvětšit o 12 dní, což učiníme přidáním 6 dní před jeho začátkem a 6 dní po jeho konci. Přidané dny jsou z období vymezeného podle kroku (3). Tak jsme dospěli k optimálnímu vymezení letních školních prázdnin – od 16. 6. do 16. 8. V takto vymezených prázdninách je velká většina dnů (více než 80 %) klimaticky optimálních podle 80–100 % použitých kritérií a žádný den, který by nebyl klimaticky optimální alespoň podle 50 % použitých kritérií.

11. DISKUSE

Nevíme o žádném pokusu, domácím ani zahraničním, objektivně stanovit dobu letních prázdnin, která je optimální z klimatologického hlediska. Naše práce je tedy nepochybně potřebným příspěvkem k řešení dané otázky.

Nedostatkem práce je, že jsme nemohli využít dat o trvání padajících srážek, mlhy a kouřma z většího počtu meteorologických stanic a za delší období. Nemyslíme si, že využití rozsáhlejších datových souborů o zmíněných jevech by ved-

lo k zásadně jiným výsledkům a závěrům než jsou ty, ke kterým jsme dospěli nyní. Upřesnění ovšem možná jsou.

Klíčovou otázkou při hledání optimálního časového vymezení prázdnin je volba klimatických kritérií, kterým by měly prázdniny co nejvíce vyhovovat. Ta kritéria, která jsme použili, asi nejsou špatná, ale dovedeme si představit i některé jiné možnosti.

Jejich využití je výzvou pro budoucnost. Např. bychom mohli uvažovat o různých váze klimatických (bioklimatických) faktorů ovlivňujících vymezení prázdnin. To by pravděpodobně posílilo vliv slunečního svitu a délky dne.

Zdá se však, že žádný budoucí výzkum nevyvrátí to, že je žádoucí, aby součástí prázdnin byly dlouhé, teplé a slunečné dny druhé poloviny června, a naopak nebyly jejich součástí již znatelně kratší dny s chladnými a často mlhavými rány ke konci srpna.

12. ZÁVĚR

Naše práce dospěla k návrhu, aby letní školní prázdniny v Česku začínaly 16. června a končily 16. srpna. Tento závěr je možné a žádoucí potvrdit či upřesnit analýzou meteorologických dat z dalších meteorologických stanic a za delší období.

Literatura:

- GREGOR, A., 1935. Školní prázdniny z hlediska klimatického. *Vědecký svět*, roč. 1, č. 5, s. 88–89.
- HÁJKOVÁ, L., 2014. Klimatické a fenologické poměry observatoře Tušimice. Disertační práce, rukopis. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, katedra fyz. geografie a geoekologie, 204 s.
- KOTHAN, F., 2011. Optimální vymezení letních prázdnin z klimatologického hlediska. Bakalářská práce, rukopis. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, katedra fyz. geografie a geoekologie, 44 s.
- KOTHAN, F., 2013. Trvání padajících srážek, mlhy a kouřma jako faktor ovlivňující dobu prázdnin. Diplomová práce, rukopis. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, katedra fyz. geografie a geoekologie, 73 s.
- MORKES, F., 2004. Devětkrát o českém školství. 1. vydání, Praha: Pedagogické muzeum J. A. Komenského, 52 stran, ISBN 80-901461-6-3.
- RUBÁŠ, D., 2013. Bioklima Liberce. Diplomová práce, rukopis. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, katedra fyz. geografie a geoekologie, 72 s.
- SEHNALOVÁ, P., 2007. Roční chod výskytu bouřek a bouřkových jevů v ČR. Bakalářská práce, rukopis. Přírodovědecká fakulta UK Praha, katedra fyzické geografie a geoekologie.
- SLÁDEK, I., PECHOČOVÁ, H., OPATRŇÁ, P., 2009, 2010. Co slunce (ne)nabízí pro energetiku a pro život. *Geografické rozhledy*, č. 3, s. 6–7.

Internetové zdroje:

- www.bank-holidays/schoolholidays_2011_143.htm
- www.schoolholidayseurope.eu/
- www.borovice.cz/prazdniny/evropa-a-svet/
- www.autembezpecne.cz

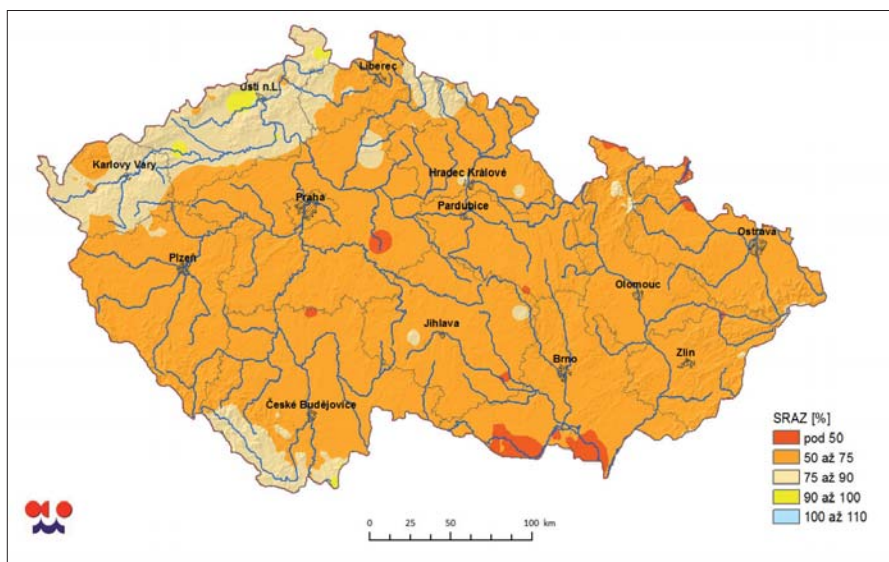
Lektor (Reviewer) RNDr. Radim Tolasz, Ph.D.

(dokončení ze strany 123)

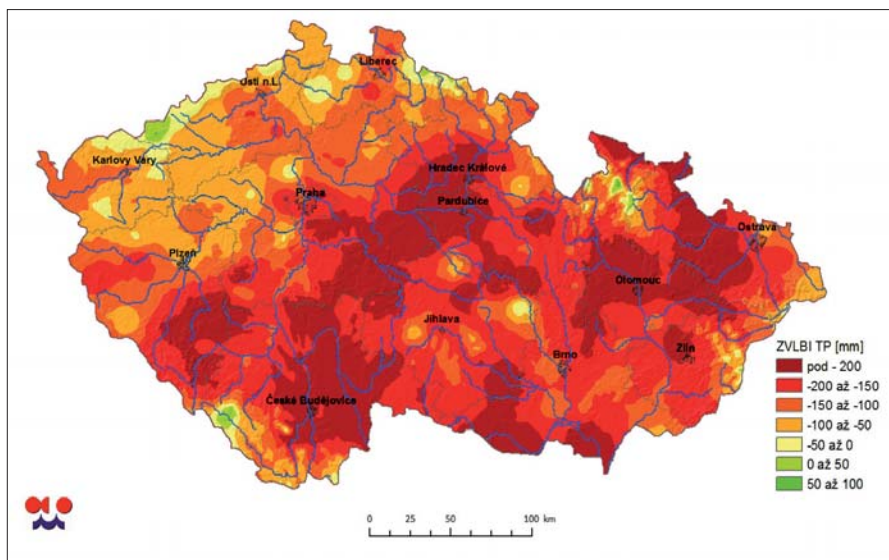
Popsaný stav se projevil rostoucím deficitem ZVB. Na přelomu dubna a května se ve východních a jižních Čechách prohloubil nedostatek vody o více jak 50 mm. Koncem května se tento deficit projevil rovněž na jižní Moravě a několika dalších lokalitách po celém území ČR. Koncem druhé dekády června činil deficit přes 75 mm na převážné části Moravy, východních a jižních Čech. V prvním červencovém týdnu mělo takovýto deficit území od Prahy přes celou Moravu, s výjimkou Beskyd. Výskyt tropických veder zvyšuje deficit tak, že ke 12. 7. 2015 jsou místa, kde ZVB měla hodnoty pod mínus 150 mm. Tento stav trval po celý červenec s tím, že nehomogenitu tohoto pole způsobovaly lokální bouřky. Ovšem jejich ojedinělý výskyt neovlivnil celkovou ZVB, takže v polovině srpna pokračuje na asi čtvrtině našeho území deficit hodnoty mínus 200 mm (obr. 2).

Mimořádné záporné hodnoty ZVB jsou příčinou též výrazného snížení aktuálního stavu ZVVP. Na počátku května na jižní Moravě a v okolí Pardubic bylo ve středně těžké půdě jen mezi 40 až 60 % dostupné vody pro zemědělské plodiny. Ovšem v polovině května se tento stav půdy rozšířil o další území jak na jižní a střední Moravě, tak ve východních, ale i středních a jižních Čechách. Jih a jihovýchod Moravy vykazoval území s poklesem ZVVP mezi 20 až 40 %, do konce května se pás se ZVVP mezi 40 až 60 % rozšířil přes střední Čechy do Podkrušnohoří. Již ve druhé polovině první červnové dekády se na jižní Moravě a v okolí Pardubic projevil pokles ZVVP na úroveň pod 20 %. Pokles ovšem probíhal více na Moravě; koncem června bylo území na jih od Brna převážně pod 20 %. Počátkem července došlo k tomuto stavu již i na střední Moravě, ve východních Čechách a kolem Prahy. V polovině poslední červencové dekády se jednalo již o více jak polovinu území republiky. Mimořádné zemědělské sucho nastalo asi na dvou třetinách zemědělské půdy. Na počátku srpna na většině části tohoto území klesla aktuální ZVVP pod 10 %, to znamená, že byly jednoznačně překročeny hodnoty bodu vadnutí. Plodiny při této vlhkosti půdy nedokáží přijímat vodu. V polovině srpna postihl tento stav již převážnou plochu zemědělské půdy. Zastavily ho až srážky od 16. 8. 2015.

Plošný výskyt srážek zastavil prohlubování sucha, a významně se tak snížil vláhový deficit. Je však nutné upozornit na jednu zajímavost. Tím, že tyto srážky byly převážně nižší



Obr. 1 Srovnání úhrnu srážek na území ČR s dlouhodobým průměrem 1961–2010 za období od 1. 1. do 9. 8. 2015.



Obr. 2 Základní vláhová bilance travního porostu mezi srážkami a potenční evapotranspirací na území ČR, srovnání úhrnu od 1. 3. s dlouhodobým průměrem 1961–2010 k neděli 9. 8. 2015.

intenzity a měly delší dobu trvání, nedošlo tak k obávanému výskytu silné eroze půdy, ke které dochází často při přívalemých srážkách. Vyschlé půdy byly proto tyto vysoké denní úhrny schopny přijmout. Ovšem teprve další průběh počasí ovlivní, zda se sucho nevrátí. Obava z tohoto návratu je dána předpověďmi vysokými teplotami v závěru srpna. Čtenáři však budou již znát odpověď.

Letošní sucho je opět mimořádné a řadí se k významným výskytům sucha v letech 2000, 2003 a 2012, i když každý z uvedených roků měl s ohledem na sucho svá specifika. Suchu by ovšem měla být věnována podstatně větší pozornost než dosud jednak s ohledem na četnost výskytu, ale i na prokazatelně rostoucí teplotu vzduchu, výsledky klimatologických modelů, zejména pak s ohledem na naše hospodaření v krajině, které sucho výrazně negativně ovlivňuje.

Jaroslav Rožnovský



SPECIALIZOVANÁ KNIHOVNA ČESKÉHO HYDROMETEOROLOGICKÉHO ÚSTAVU

Informační gesce:

Meteorologie, klimatologie, čistota ovzduší – imise, emise, hydrometeorologie, jakost vody, operativní hydrologie – hydrologické předpovědi, hydrologické služby, vodní bilance povodí řek a regionů, informační systémy z oblasti ochrany ovzduší.

- 23 120 knihovních jednotek
- 27 titulů zahraničních časopisů
- 43 titulů českých časopisů

Přístup do databáze časopisů vydavatelství **ELSEVIER** od roku 1994 s uvedením plných textů. Do databáze je možné vstupovat ze studovny knihovny ČHMÚ.

Knihovnické, bibliografické, dokumentografické a rešeršní služby – databáze:

- Katalog odborné knihovny – aplikace databázového knihovního systému VERBIS
- Československá výběrová meteorologická bibliografie 1979–2014
- VB MŽP – databáze výběrové bibliografie z oblasti životního prostředí 1992–2010
- Databáze REGIS – registr časopisů knihoven resortu MŽP 1993–2010

Kontakt:

Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17
143 06 Praha 412-Komořany, tel.: 244 032 723, 244 032 733

<http://biblio.chmi.cz/>

Výpůjční doba: pondělí – pátek 9.00 – 14.00 hodin



VÝBĚR Z NOVINEK SPECIALIZOVANÉ KNIHOVNY ČESKÉHO HYDROMETEOROLOGICKÉHO ÚSTAVU

Annalen der Meteorologie. Nr. 47

Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst. 2015. 157 s.
ISBN 978-3-88148-477-0

HORÁLEK, P.

Tajemná zatmění: fascinující průvodce nejkrásnějšími úkazy na nebi

1. vyd. Brno: CPress. 2015. 248 s.
ISBN 978-80-264-0691-4

HRKAL, Z.

O lidech a vodě

1. vyd. Praha: Česká geologická služba. 2014. 151 s.
ISBN 978-80-7075-864-9

KOVÁŘ, P.

Ekosystémová a krajinná ekologie

Praha: Karolinum. 2014. 169 s.
ISBN 978-80-246-2788-5

MUSIL, R.

**Morava v době ledové: prostředí posledního glaciálu
a metody jeho poznávání**

1. vyd. Brno: Masarykova univerzita. 2014. 228 s.
ISBN 978-80-210-6364-8

SOUKUPOVÁ, J.

Metody paleoklimatologie a historické klimatologie a vývoj klimatu na Zemi

1. vyd. Praha: Powerprint. 2013. 170 s.
ISBN 978-80-87415-91-7

ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (eds.)

**Závlahy a jejich perspektiva. Sborník abstraktů
z mezinárodní konference, Mikulov 18.–19. března 2015**

1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav. 2015. 42 s.
ISBN 978-80-87577-46-2

ŠERCL, P., JANÁL, P., DAÑHELKA, J. a kol.

Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu. Sv. 60

Možnosti predikce přívalových povodní v podmínkách České republiky
1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav. 49 s.
ISBN 978-80-87577-27-1