STANOVENÍ TRENDU VÝSKYTU SUCHA V OBLASTI JIŽNÍ MORAVY A JEHO VLIV NA EROZI PŮDY

Jana Dufková, Milada Šťastná

Na 16 vybraných meteorologických stanicích jižní Moravy bylo dlouhodobě sledováno relativní zavlažení půdy na základě indexu zavlažení podle Končeka. Klesající trend hodnot Končekova indexu zavlažení za období 1961–2003 znamená snížení relativního zavlažení půdy ve vybraných oblastech za sledované období. Hodnoty erozně klimatického faktoru stanovené z Končekova indexu zavlažení během sledovaného období 1961 až 2003 rostou, což teoreticky znamená zvýšení potenciální ohroženosti půdy větrnou erozí.

Klíčová slova: vlhkost půdy, Končekův index zavlažení, erozně klimatický faktor, větrná eroze

Determination of drought occurrence trend in the area of Southern Moravia and its influence on soil erosion. *Long-term relative soil humidity was studied at 16 meteorological stations of southern Moravia on the base of Končeks humidity index. The decreasing linear trend of the index for the period of 1961–2003 means the decrease in relative soil humidity. Values of erosion-climatic factor that was determined from Končeks humidity index increase during the studied period 1961–2003. The increase theoretically means the increase in potential threat of soil by wind erosion.*

Key words: soil humidity, Končeks humidity index, erosion-climatic factor, wind erosion

ÚVOD

Vlhkost půdy je určena množstvím a rozdělením ovzdušných srážek a ovlivněna teplotou, vlhkostí ovzduší a větrem, jež určují evapotranspiraci, a tím i úbytek půdní vláhy. Půdní vlhkost ovlivňuje erodovatelnost půdy jednak přímo tím, že působí odolnost kohezní silou mezi částicemi, jednak nepřímo ovlivňováním hrudovitosti a tvorbou povrchového škraloupu. Proto také nastává největší odnášení půdních částic u půd suchých, rovných, hladkých a jemně prašných. Čím častěji je povrch půdy ovlhčován a čím častěji a prudčeji vysychá, tím více nastává tvorba druhotných agregátů a povrchové kůry, a tím méně půda podléhá větrné erozi.
Větrná eroze je tudíž v prvé řadě omezena aridním a semiaridním územím. V oblastech humidních postihuje pouze půdy vystavené rychlému vysychání povrchu, jako jsou písčité půdy a váté písky (Pasák, 1966).
Cílem této práce bylo stanovit trend výskytu sucha v oblasti jižní Moravy a jeho vliv na erozi půdy.

MATERIÁL A METODY

Vlhkostní charakteristika daného území se stanoví na základě tzv. klimatologických indexů. Klimatologický index je číselné vyjádření vypočtené pomocí určitého vztahu jednoho či více klimatických prvků. Pokud jsou klimatologické indexy odvozeny z jednoho prvku, vytýká se jim nepřesvědčivost a konvenčnost hodnot, které jsou z empirických vzorců počítány (Rožnovský, 1999).

Problematikou stanovení suchých a vlhkých oblastí v České republice se zabývá mnoho studií. Vzhledem k tomu, že jde o problém komplexní, nestačí údaj o množství srážek, důležitými charakteristikami jsou i teplota, výpar, sluneční záření, směr a rychlost větru. Z jiných neklimatických vlivů je nutné jmenovat především druh půdy a způsob jejího obdělávání, vodní režim v půdě, terénní poměry a v neposlední řadě i vegetační kryt. Z tohoto důvodu se v literatuře setkáváme s celou řadou způsobů vyjádření stupně zavlažení daného území (Dufková, 2004).

Trend výskytu sucha byl stanoven na základě výpočtů Končekova indexu zavlažení z dat několika meteorologických stanic jižní Moravy.

Charakteristika meteorologických stanic

Pro stanovení trendu výskytu sucha byla použita data z 16 vybraných meteorologických stanic jižní Moravy (Tab. 1). Meteorologické stanice byly vybrány na základě dostupnosti požadovaných dat, jejich dostatečné reprezentativnosti, homogenity a v neposlední řadě i polohy.

Pro analýzy byly potřeba údaje týkající se rychlosti větru (průměrná rychlost větru v $m.s^{-1}$ ve 14 hod za vegetační období a průměrná rychlost větru v $m.s^{-1}$ za rok), množství srážek (měsíční úhrny v mm) a teploty vzduchu (průměrná teplota vzduchu ve °C za vegetační období), vše za období 1961-2003.

Tab. 1 Vybrané meteorologické stanice jižní Moravy (ČHMÚ, 2003)
Tab. 1 Selected meteorological stations from southern Moravia region

Meteorologická stanice		Zeměpisná		Nadmořská výška (m)
Indikativ	Název	šířka (s.š.)	délka (v.d.)	
004	**Žabčice**	49°00‘44“	16°36‘03“	179
636	**Kostelní Myslová**	49°09‘36“	15°26‘21“	569
667	**Moravské Budějovice**	49°02‘58“	15°48‘30“	457
685	**Nedvězí**	49°38‘06“	16°18‘36“	722
686	**Bystřice nad Pernštejnem**	49°30‘54“	16°15‘00“	573
687	**Velké Meziříčí**	49°21‘14“	16°00‘31“	452
698	**Kuchařovice**	48°53‘00“	16°05‘00“	334
716	**Protivanov**	49°28‘38“	16°49‘54“	670
723	**Brno-Tuřany**	49°09‘35“	16°41‘44“	241
724	**Pohořelice**	48°58‘39“	16°31‘00“	183
725	**Velké Pavlovice**	48°54‘31“	16°49‘28“	196
749	**Ivanovice na Hané**	49°18‘32“	17°05‘22“	245
754	**Staré Město u Uherského Hradiště**	49°05‘30“	17°25‘54“	235
755	**Strážnice**	48°53‘57“	17°20‘17“	176
774	**Holešov**	49°19‘07“	17°34‘24“	223
777	**Vizovice**	49°13‘23“	17°50‘38“	315

Končekův index zavlažení

Američan Thornthwaite vypracoval metodu pro vyjádření stupně zásoby vlhka indexem vlhka I_T, který zjistil pomocí potenciální evapotranspirace a několika empiricky určených vztahů (1) (Thornthwaite, 1948):

$$I_T = \frac{100 \times s - 60 \times d}{n}, \qquad (1)$$

kde s = úhrn měsíčních rozdílů mezi srážkami a evapotranspirací za ty měsíce, ve kterých je srážkový normál větší než normál evapotranspirace,
d = úhrn měsíčních rozdílů mezi srážkami a evapotranspirací za ty měsíce, ve kterých je srážkový normál menší než normál evapotranspirace,
n = úhrn měsíčních hodnot evapotranspirace v uvažovaných měsících.

Výpočet indexu vlhka je velmi pracný, svojí číselnou hodnotou udává klimatický typ určité oblasti.
Ve snaze najít jednodušší vztah pro vymezení různých stupňů zavlažení půdy na základě údajů srážek, teploty a rychlosti větru (která nahrazuje veličiny Thornthwaitovy potenciální evapotranspirace), porovnal Končekk závislost mezi Thornthwaitovým indexem vlhka a třemi uvedenými základními prvky, snadno přístupnými z pozorovacích výkazů či ročenek. Získal tak jednoduchý empirický vzorec pro hodnotu, kterou nazval index zavlažení I_Z. Vzorec udávající index zavlažení pro celé vegetační období duben až září má tvar (2) (Končekk, 1955):

$$I_Z = \frac{R}{2} + \Delta r - 10t - \left(30 + v^2\right), \qquad (2)$$

kde R = úhrn srážek za vegetační období (IV–IX) (mm),
Δr = kladná odchylka množství srážek třech měsíců v zimním období (XII–II) od hodnoty 105 mm (mm) (záporné hodnoty se neuvažují),
t = průměrná teplota za vegetační období (°C), v = průměrná rychlost větru ve 14 hod za vegetační období ($m.s^{-1}$).

V uvedeném vzorci je tedy brán zřetel i na vydatnost zimních srážek, které mají na začátku vegetačního období velký vliv na vlhkost půdy.Při posuzování číselných hodnot se za suché klimatické oblasti považují ty, se záporným indexem zavlažení. Je třeba dodat, že stupeň zavlažení, vyplývající z indexu zavlažení, platí pro standardní půdní poměry v standardním reliéfu okolí.

Jak uvádí Končeк (1955) jsou numerické hodnoty I_Z téměř v lineárním vztahu k hodnotám vyplývajícím z Thornthwaitova vzorce pro index vlhka I_T a jsou v poměru 1:3. Přesné vyjádření tohoto vztahu je (3):

$$I_Z = 3{,}09 I_T + 1{,}81 . \qquad (3)$$

Mapy zpracované pro index zavlažení na základě vzorce (2) pro celé vegetační období, dávají úplně shodný obraz s Thornthwaitovým indexem vlhka. Přitom Končekova stupnice je 3krát citlivější než stupnice Thornthwaitova (Končeк, 1955).

Končekův index zavlažení je tedy vhodný pro podrobnější členění a hodnocení menších územních celků. Byl použit jako kritérium pro vymezení klimatických podoblastí, na které se dělí klimatické oblasti. Tyto podoblasti tak charakterizují vláhovou bilanci České republiky. Vymezeno bylo celkem 5 podoblastí, a to suchá s indexem zavlažení pod –20, mírně suchá s indexem zavlažení od –20 do 0, mírně vlhká s indexem zavlažení od 0 do 60, vlhká s indexem zavlažení od 60 do 120 a velmi vlhká s indexem zavlažení nad 120 (Končeк et Petrovič, 1957). Pro rozšíření větrné eroze přicházejí v úvahu první tři jmenované podoblasti (Pasák et Janeček, 1971a).

Ohroženost půdy větrnou erozí

Stanovení potenciální ohroženosti území větrnou erozí je složitější než u eroze vodní. V literatuře se sice uvádí možné výpočty, jejich nevýhodou však je, že zpravidla vychází z jednotlivých činitelů podílejících se na vzniku větrné eroze.

Na vznik větrné eroze mají vliv dva základní faktory:

- faktory meteorologické – rychlost větru, doba jeho trvání a četnost výskytu,
- faktory půdní – struktura půdy a vlhkost půdy.

Větrná eroze je tedy ve výsledku závislá na třech hlavních klimatických (meteorologických) prvcích – větru, ovzdušných srážkách a teplotě vzduchu. Všechny tři uvedené klimatické prvky v sobě zahrnuje rovnice, kterou Chepil et al. (1962) nazval erozně klimatický faktor C. Erozně klimatický faktor tak vyjadřuje vliv průměrné vlhkosti půdního povrchu a průměrné rychlosti větru na průměrnou erodovatelnost půdy větrem.
Rovnice pro stanovení erozně klimatického faktoru v našich podmínkách byla upravena na následující tvar (4) (Dufková, 2004):

$$C = \frac{5620{,}23 \times v^3}{\left(I_Z + 183{,}59\right)^2} , \qquad (4)$$

kde v = průměrná roční rychlost větru ve výšce 10 m nad povrchem půdy ($m.s^{-1}$) a
I_Z = Končekův index zavlažení.

Různé druhy půd jsou i různě náchylné k větrné erozi. Největší erodovatelnost půdy větrem je u půd lehkých s obsahem jílovitých částic 0 až 20 %. Půdy s vyšším obsahem jílovitých částic jsou ohrožovány větrem již méně (Pasák et Janeček, 1971b). Proto podle závislosti erodovatelnosti

půdy na procentickém obsahu částic půdy < 0,01 mm odvozené Pasákem (1966), byly oblasti ohrožené větrnou erozí v České republice rozděleny do šesti stupňů, jak je znázorněno v Tab. 2 (Janeček, 1997). K vymezení oblastí byla použita mapa půdních druhů. Dělící hranicí bylo zvoleno kritérium mezi lehkými a středními půdami, tj. 20% obsah jílovitých částic (Pasák, 1970).

Tab. 2 Stupně pro hodnocení ohroženosti půd větrnou erozí (Janeček, 1997)
Tab. 2 Evaluation of soil threat by wind erosion (Janeček, 1997)

Stupeň ohrožení		Erozně klimatický faktor C	% I. kategorie půdních zrn (< 0,01 mm)
I.	bez ohrožení	< 20	> 30
II.	velmi slabé	20–40	> 30
III.	slabé	20–40	20–30
IV.	střední	20–40	0–20
		> 40	> 30
V.	silné	> 40	20–30
VI.	velmi silné	> 40	0–20

VÝSLEDKY A DISKUSE

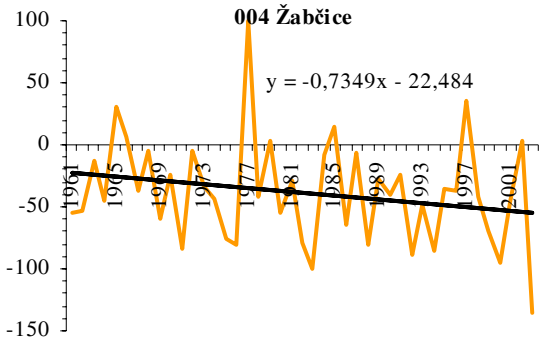
Končekův index zavlažení

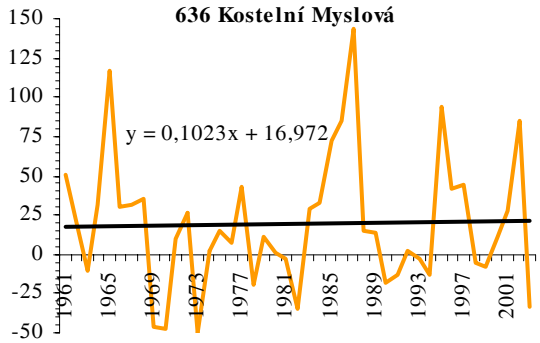
Končekův index zavlažení vypočítaný podle vzorce (2) jako průměr za vegetační období z časových řad 1961–2003, 1961–1990, 1991–2000 a 1971–2000 vykazuje zhruba u třetiny stanic pokles své hodnoty vůči hodnotě tabulkové, podle níž jsou stanice zařazeny do klimatických podoblastí (Tab. 3).

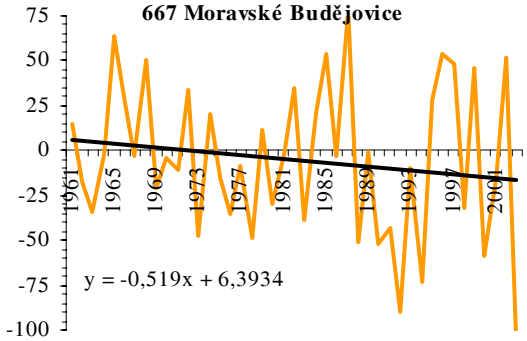
Spojnice trendu proložená grafy na Obr. 1 zachycuje trvalý směr a vývoj hodnot Končekova indexu zavlažení v průběhu období 1961–2003. Lineární trend tady znázorňuje celkovou klesající tendenci indexu zavlažení u všech stanic až na stanici Kostelní Myslová, Nedvězí a Kuchařovice, jejichž trend vzrůstá. Podobně je tomu v období 1961–1990. V období 1991–2000 naopak lineární trend u všech stanic s výjimkou stanice Nedvězí stoupá, jako důsledek vzrůstajícího trendu u úhrnů srážek v tomto období. Lineární trend Končekova indexu zavlažení za období 1971–2000 opět kopíruje trend srážek za toto období – u více jak poloviny stanic trend Končekova indexu zavlažení klesá. Klesající trend Končekova indexu zavlažení znamená snížení relativního zavlažení daného území a naopak.

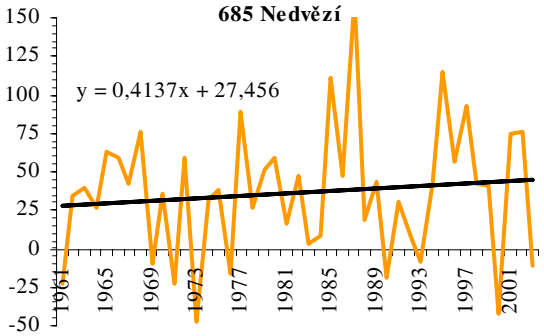
Tab. 3 Srovnání průměrných hodnot Končekova indexu zavlažení I_Z ze čtyř sledovaných období s hodnotami tabulkovými (změny označeny kurzívou)
Tab. 3 The Končeks humidity index I_Z comarisson from four investigated periods

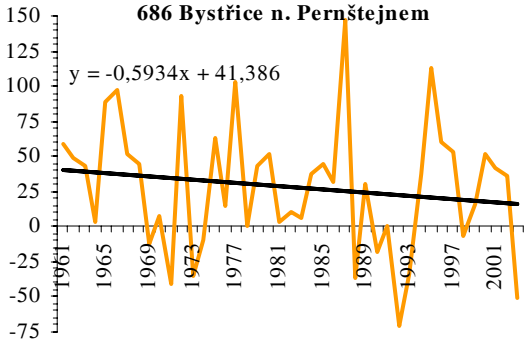
Stanice	Tabulkový I_Z	1961–2003	1961–1990	1991–2000	1971–2000
004	< –20	-38,7	-33,2	-48,9	-41,0
636	0–60	19,2	19,9	15,1	17,8
667	0–60	***-5,0***	***-0,5***	***-13,2***	***-7,4***
685	60–120	***36,6***	***35,1***	***37,8***	***36,3***
686	0–60	28,3	32,4	21,9	25,4
687	0–60	15,6	25,6	***-9,4***	8,9
698	< –20	-44,8	-45,4	-42,6	-47,5
716	0–60	47,2	55,3	31,0	46,4
723	–20–0	***-44,8***	***-40,2***	***-59,5***	***-49,4***
724	< –20	-38,7	-35,7	-51,7	-46,0
725	< –20	-38,9	-34,7	-44,9	-42,8
749	–20–0	-9,0	-2,4	-19,6	-11,5
754	–20–0	***-26,5***	***-21,5***	***-39,7***	***-32,1***
755	–20–0	***-26,3***	-16,2	***-47,6***	***-32,5***
774	0–60	15,2	14,8	19,0	11,9
777	60–120	73,3	78,8	66,3	73,3

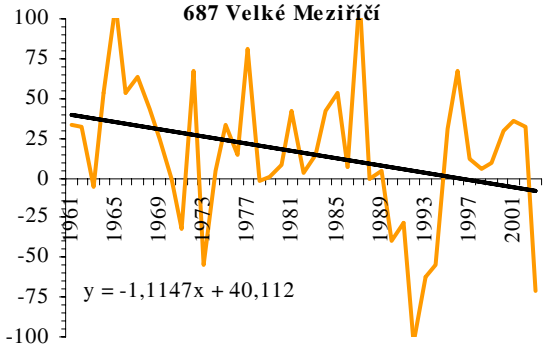

004 Žabčice
y = -0,7349x - 22,484

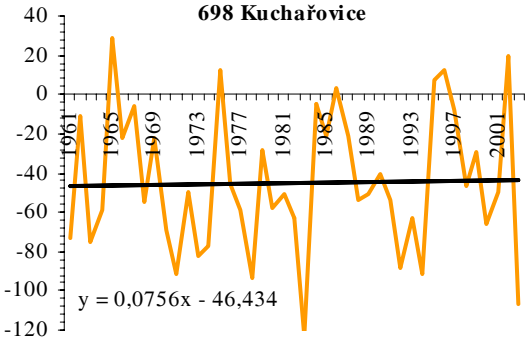

636 Kostelní Myslová
y = 0,1023x + 16,972

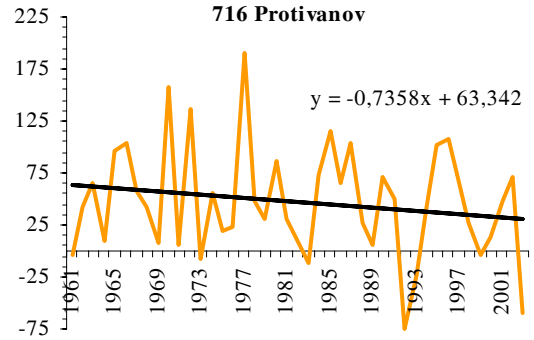

667 Moravské Budějovice
y = -0,519x + 6,3934

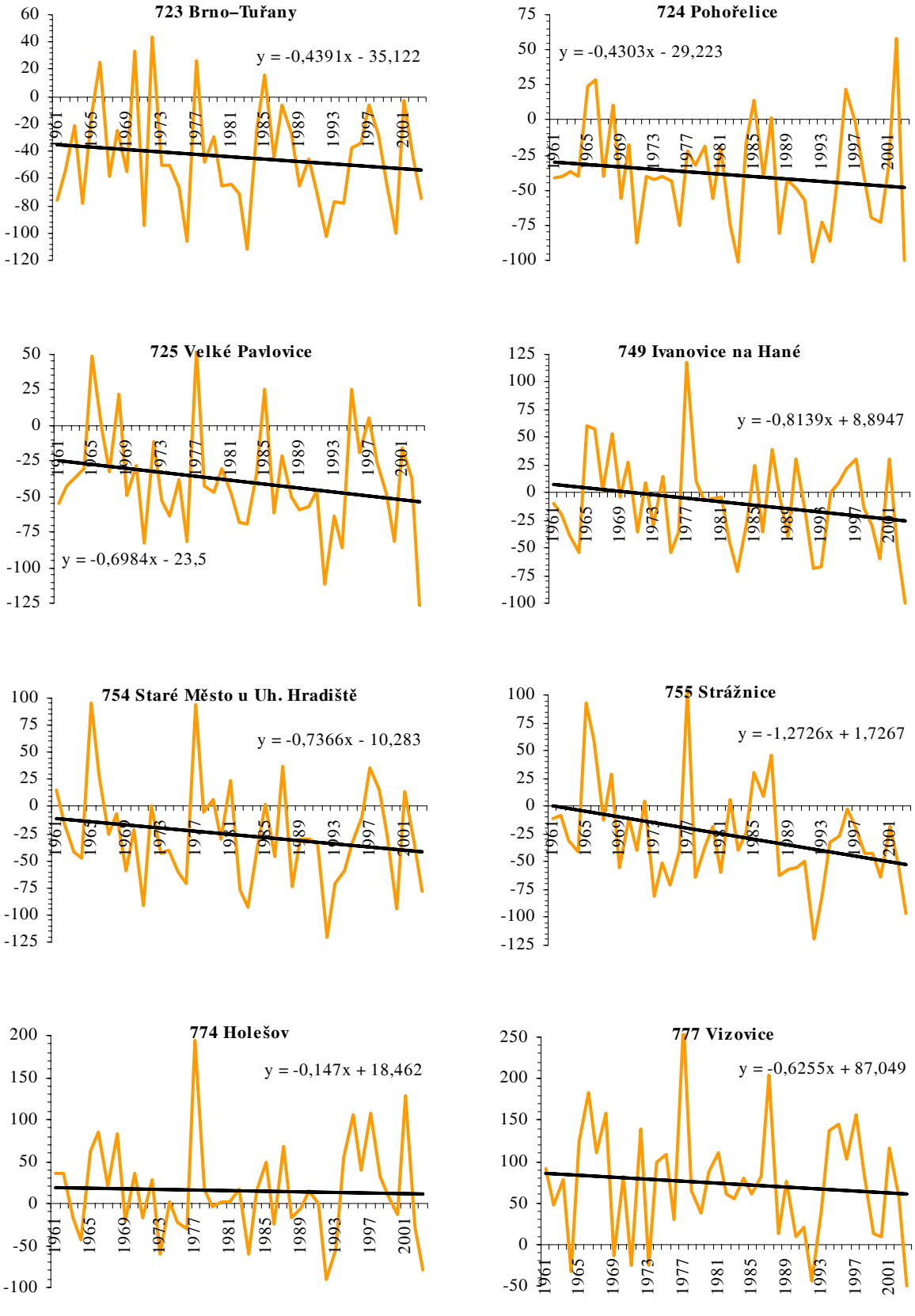

685 Nedvězí
y = 0,4137x + 27,456


686 Bystřice n. Pernštejnem
y = -0,5934x + 41,386


687 Velké Meziříčí
y = -1,1147x + 40,112


698 Kuchařovice
y = 0,0756x - 46,434


716 Protivanov
y = -0,7358x + 63,342



Obr. 1 Končekův index zavlažení I_Z a jeho lineární trend vypočítaný pro jednotlivé roky období 1961–2003
Fig. 1 The Končeks's humidity index I_Z and its linear trend for 1961 – 2003 period

Při posuzování síly vztahu mezi Končekovým indexem zavlažení a ostatními faktory potřebnými k jeho výpočtu (rychlost větru, množství srážek a teplota vzduchu) byla zjištěna velká až velmi vysoká závislost mezi indexem zavlažení a srážkami za vegetační období. Korelační koeficient se pro analyzované období 1961–2003 pohybuje v rozmezí 0,8335 u stanice Žabčice až po hodnotu 0,9564 u stanice Kuchařovice. Mezi ostatními faktory a indexem zavlažení již silnější závislost potvrzena nebyla.

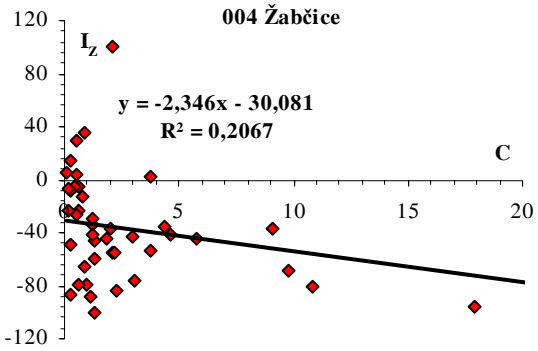
Ohroženost půdy větrnou erozí

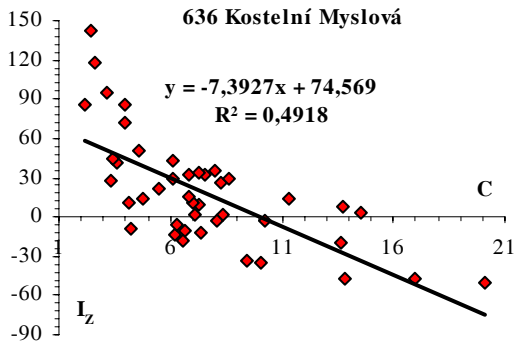
Hodnoty erozně klimatického faktoru vypočítané pro jednotlivé stanice podle vzorce (4) na základě průměrné roční rychlosti větru a Končekova indexu zavlažení sledují pomocí lineárního trendu změnu faktoru během období 1961–2003. U většiny stanic má lineární trend erozně klimatického faktoru vzrůstající tendenci, tedy teoreticky se v této oblasti během posledních 43 let zvýšilo potenciální ohrožení půdy větrnou erozí. Výrazné je toto především u stanice Velké Pavlovice, Brno-Tuřany a Staré město u Uherského Hradiště – stanic suchých s klesajícím trendem hodnot indexu zavlažení. U stanic vlhkých jako je Kostelní Myslová, Nedvězí a Vizovice trend erozně klimatického faktoru naopak klesá.

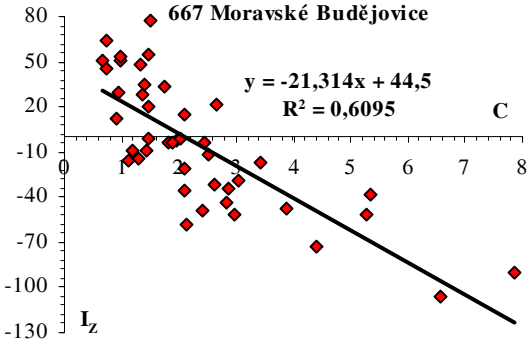
Lineární trend erozně klimatického faktoru v období 1961–1990 má u většiny stanic podobný vývoj jako v období 1961–2003. V období 1991–2000 však, až na stanici Velké Pavlovice, převažuje trend klesající, tzn. snižování potenciálního ohrožení půdy větrnou erozí. V období 1971–2000 trend u poloviny stanic klesá, u poloviny vzrůstá.

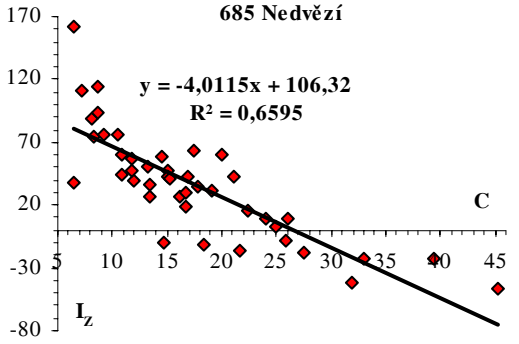
Oblast jižní Moravy patří k nejsušším v České republice, nicméně její západní část již spadá do klimaticky chladnější a vlhčí oblasti Českomoravské vysočiny (Červený et al., 1984). Z tohoto hlediska lze posuzované stanice rozdělit na stanice spadající do teplejší a sušší oblasti a stanice spadající do oblasti chladnější a vlhčí. Proto jsou také hodnoty erozně klimatického faktoru tak rozdílné u jednotlivých stanic.

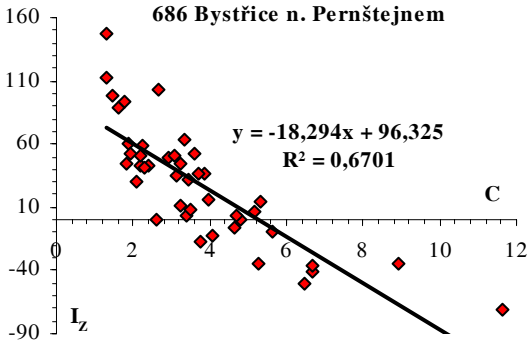
Vztah mezi erozně klimatickým faktorem, indexem zavlažení a průměrnou roční rychlostí větru vyjadřuje korelační závislost. Ta je vyšší ve vztahu erozně klimatický faktor – Končekův index zavlažení, koeficient korelace se pohybuje od 0,4546 u stanice Žabčice až po 0,8186 u stanice Bystřice nad Pernštejnem (Obr. 2). V obou případech jde o středně silnou závislost. Korelační koeficient mezi erozně klimatickým faktorem a průměrnou roční rychlostí větru je roven 0,2382 u stanice Holešov a dosahuje až hodnoty 0,7341 u stanice Pohořelice. Opět jde o volnou, středně silnou závislost.

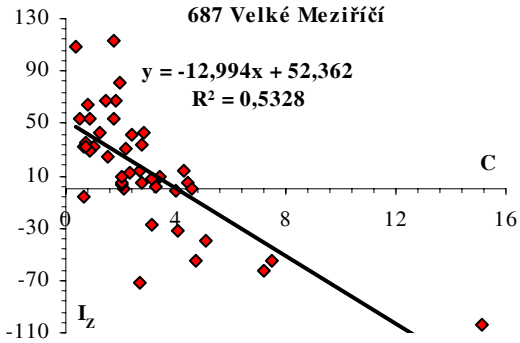


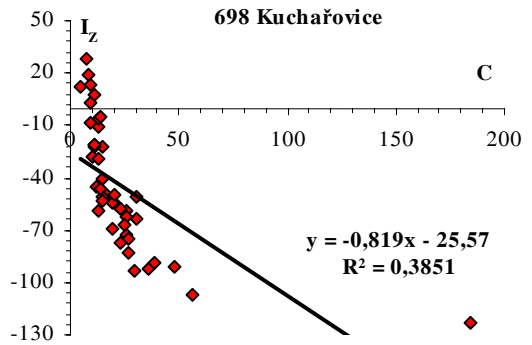


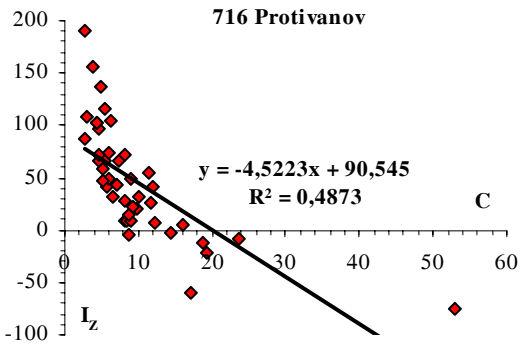

667 Moravské Budějovice
y = -21,314x + 44,5
R² = 0,6095
C
Iz

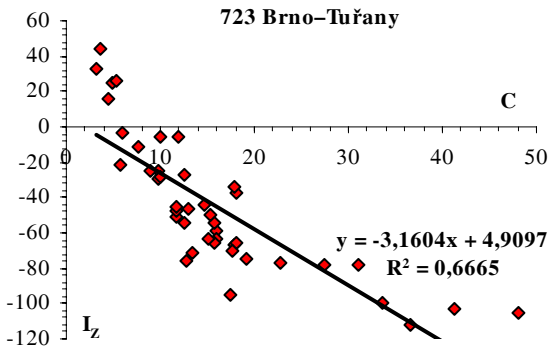

685 Nedvězí
y = -4,0115x + 106,32
R² = 0,6595
C
Iz

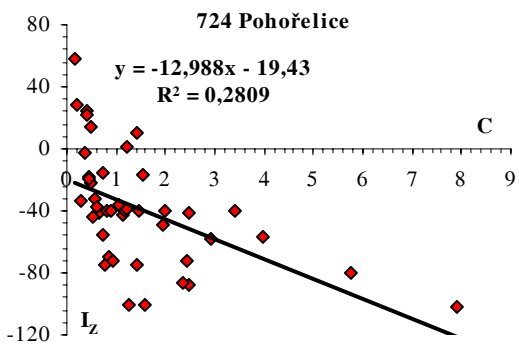

686 Bystřice n. Pernštejnem
y = -18,294x + 96,325
R² = 0,6701
C
Iz

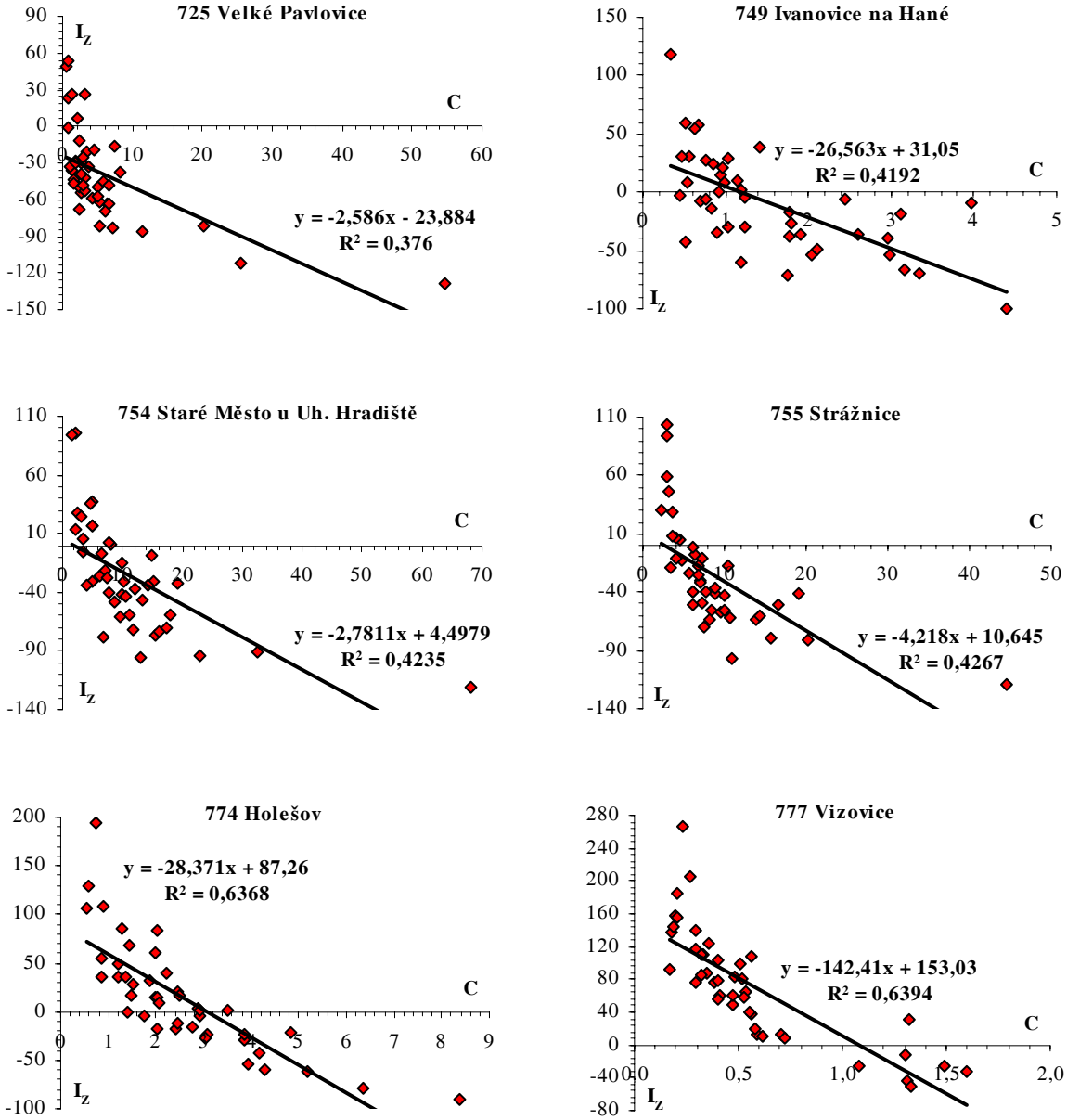

687 Velké Meziříčí
y = -12,994x + 52,362
R² = 0,5328
C
Iz


698 Kuchařovice
Iz
C
y = -0,819x - 25,57
R² = 0,3851


716 Protivanov
y = -4,5223x + 90,545
R² = 0,4873
C
Iz


723 Brno–Tuřany
C
y = -3,1604x + 4,9097
R² = 0,6665
Iz


724 Pohořelice
y = -12,988x - 19,43
R² = 0,2809
C
Iz



Obr. 2 Závislost mezi erozně klimatickým faktorem C a Končekovým indexem zavlažení I_Z za období 1961–2003

Fig. 2 Dependence between erosion-climatic factor C and Konček's humidity index I_Z for 1961 – 2003 period

Hodnota erozně klimatického faktoru vypovídá o potenciální erodovatelnosti půdy větrem. Dalším neméně významným faktorem je převažující druh půdy, tzn. zastoupení půdních částic I. zrnitostí kategorie (< 0,01 mm), který rozhoduje o stupni ohrožení zájmové oblasti větrnou erozí. Při hodnocení potenciální ohroženosti půd větrnou erozí je nutno zdůraznit, že záleží vždy především na konkrétních vlhkostních podmínkách v daném roce a na druhu půdy vyskytující se v dané oblasti. Podíváme-li se na maximální hodnoty erozně klimatického faktoru zjistíme, že téměř všechny stanice v suchých oblastech jsou v daném období ohroženy nejvyšším stupněm eroze (Tab. 4). Z tohoto důvodu, více než průměrné hodnoty klimatického faktoru, je lepší brát do úvahy jeho trend, který tak lépe vypovídá o vývoji potenciální ohroženosti dané oblasti v průběhu několika let (Dufková, 2004).

Tab. 4 *Potenciální ohroženost půd větrnou erozí na základě srovnání maximálních hodnot erozně klimatického faktoru a obsahu jílovitých částic v půdě (kurzívou značena ohroženost půd)*

Tab. 4 *Potential threaty of soil by wind erosion for maximum values of erosion-climatic factor C*

Stanice	I. zrn. kat. (%)	1961–2003	1961–1990	1991–2000	1971–2000
004	> 60	***51,3***	10,8	17,9	17,9
636	30–45	***20,1***	***20,1***	8,1	***20,1***
667	30–45	7,9	5,3	7,9	7,9
685	30–45	***45,2***	***45,2***	***31,9***	***45,2***
686	30–45	11,6	6,7	11,6	11,6
687	20–30	15,1	7,5	15,1	15,1
698	30–45	***184,6***	***184,6***	***48,1***	***184,6***
716	45–60	***52,8***	***23,7***	***52,8***	***52,8***
723	30–45	***48,1***	***48,1***	***41,4***	***48,1***
724	> 60	7,9	5,8	7,9	7,9
725	30–45	***54,8***	7,1	***25,6***	***25,6***
749	30–45	4,4	4,0	3,3	3,3
754	10–20	***68,1***	***32,6***	***68,1***	***68,1***
755	10–20	***44,6***	***20,1***	***44,6***	***44,6***
774	30–45	8,4	5,2	8,4	8,4
777	> 60	1,6	1,6	1,3	1,5

ZÁVĚR

Trend výskytu sucha byl stanoven na základě výpočtů Končekova indexu zavlažení z dat několika meteorologických stanic jižní Moravy. Téměř u všech stanic byl za sledované období 1961–2003 zjištěn klesající lineární trend hodnot Končekova indexu zavlažení, což ukazuje na snížení relativního zavlažení půdy ve vybraných oblastech.
Při posuzování síly vztahu mezi Končekovým indexem zavlažení a množstvím srážek byla zjištěna vysoká závislost zpracovávaných údajů.
Atmosférické srážky u většiny z posuzovaných stanic zaznamenávají za celkové sledované období 1961 až 2003 klesající trend. Hodnotíme-li však pouze normálové období 1971 až 2000 či poslední dekádu (1991–2000), trend průměrných ročních úhrnů srážek u všech sledovaných stanic roste. Výrazné jsou také pozorované změny v ročním chodu srážek. A právě tyto změny by mohly mít zásadní negativní vliv na ohroženost půdy větrnou erozí, především v jarním období.

Hodnoty erozně klimatického faktoru stanovené z Končekova indexu zavlažení během sledovaného období 1961 až 2003 rostou, což teoreticky znamená zvýšení potenciální ohroženosti půdy větrnou erozí. Rostoucí trend je nejvíce patrný u stanic v teplých, suchých oblastech.

Vlhkost půdy má zásadní vliv na intenzitu a rozšíření větrné eroze, a to zvláště v suchých oblastech jižní Moravy. Snížení hodnot Končekova indexu zavlažení a naopak růst erozně klimatického faktoru dává jasnou představu o vývoji ohroženosti půd sledovaných lokalit větrnou erozí.

Poděkování

Výsledky této práce jsou součástí řešení projektů NAZV č. QF3100 a NAZV č. 1R44027.

Literatura

ČERVENÝ, J. et al., 1984. *Podnebí a vodní režim ČSSR*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 416 s.

DUFKOVÁ, J., 2004. *Vliv klimatických podmínek na intenzitu a rozšíření větrné eroze*. Doktorská dizertační práce, MZLU v Brně, 162 s.

CHEPIL, W. S. – SIDDOWAY, F. H. – ARMBRUST, D. V., 1962. Climatic Factor for Estimating Wind Erodibility of Farm Fields. *Journal of Soil and Water Conservation*, no. 1, p. 162–165.

JANEČEK, M., 1997. Potenciální ohroženost půd České republiky vodní a větrnou erozí. *Vědecké práce VÚMOP Praha*, č. 9, s. 53–64. ISSN 1210-1672.

KONČEK, M., 1955. Index zavlaženia. *Meteorologické zprávy*, roč. 8, č. 4, s. 96–99.

KONČEK, M. – PETROVIČ, Š., 1957. Klimatické oblasti Československa. *Meteorologické zprávy*, roč. 10, č. 5, s. 113–119.

PASÁK, V., 1966. Struktura půdy a větrná eroze. *Vědecké práce VÚMOP Praha*, s.73–82.

PASÁK, V., 1970. *Wind Erosion on Soils*. Scientific Monographs. Praha: Výzkumný ústav meliorací, č. 3, 187 s.

PASÁK, V. – JANEČEK, M., 1971a. Použití klimatického faktoru pro hodnocení větrné eroze v ČSSR. *Meliorace*, roč. 44, č. 7, s. 113–118.

PASÁK, V. – JANEČEK, M., 1971b. Vliv klimatu na rozšíření větrné eroze v ČSSR. *Meteorologické zprávy*, roč. 24, č. 3–4, s. 67–69.

ROŽNOVSKÝ, J., 1999. *Klimatologie*. 1. vyd. Brno: MZLU v Brně. 146 s. ISBN 80-7157-419-8.

THORNTHWAITE, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geografical Review*, p. 55–94.

Autoři: Ing. Jana Dufková, Ph.D., Ing. Milada Šťastná, Ph.D., Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Ústav aplikované a krajinné ekologie, Zemědělská 1, 613 00 Brno, Česká republika, tel. 00 420 545 132 472, janadufkova@email.cz

ROZDELENIE ÚZEMIA SLOVENSKA DO OBLASÍ NA ZÁKLADE TEPLOTNÝCH POMEROV

Katarína Mikulová

Teplota vzduchu je jedným z hlavných činiteľov určujúcich celkový ráz krajiny, preto sa vyhodnocuje v každom klimatickom popise. Teplotné pomery miesta ovplyvňuje viacero faktorov. V prvom rade zemepisná poloha, potom nadmorská výška a napokon orografické pomery. Táto práca prináša regionalizáciu nášho územia vzhľadom na teplotné pomery a počet pozorujúcich meteorologických staníc. Územie Slovenska bolo rozdelené na 5 oblastí. Pri rozdelení sa brali do úvahy všetky makroklimatické faktory ovplyvňujúce teplotu vzduchu. Vplyv mikroklímy a mezoklímy sa z dôvodu veľkopriestorového členenia zanedbával.

Kľúčové slová: teplota vzduchu, vertikálny teplotný gradient, horizontálny teplotný gradient, regionalizácia

Classification of the Slovak territory to the regions on the ground of the air temperature conditions. *Air temperature is one of determine factors of nature landscape pattern. Temperature characteristics of surface are influenced by several factors, particularly by geographic location, altitude and orography. This paper is about separation of Slovak territory to regions according to air temperature conditions and number of observed meteorological stations. Slovak territory was separating to 5 regions. This regionalization respects all macroclimatic factors which affect air temperature. Microclimate and mezoclimate factors have been ignored, because we have considered large-scale classification.*

Key words: air temperature, vetical temperature gradient, horizontal temperature gradient, classification

---

FAKTORY OVPLYVŇUJÚCE TEPLOTU VZDUCHU NA SLOVENSKU

Makroklimatické faktory

Teplotu vzduchu na Slovensku ovplyvňuje viacero faktorov. Slovensko sa nachádza v prechodnom type mierneho pásma, pričom na západe a severozápade republiky sa viac uplatňuje vplyv Atlantického oceánu, na juhu a východe vplyv Stredomoria a kontinentu Eurázie (Lapin, M., Tomlain, J.; 2001). Ročná amplitúda teploty vzduchu pri postupe do vnútrozemia Eurázie, zo západu na východ, rastie a priemerná ročná teplota vzduchu sa zmenšuje. Naše zimy zmierňuje vplyv oceánu a Stredozemného mora, v lete sa viac prejavuje vplyv kontinentu Eurázie. (Kol. autorov; 1969).

Vplyv vzdialenosti od Atlantického oceánu môžeme vyjadriť indexom kontinentality. Ak použijeme pre výpočet Gorczynského index kontinentality (Chromov, S.P.; 2001):

$$k = \frac{1{,}7A}{\sin\varphi} - 20{,}4 \ ; \qquad (1)$$

kde A je ročná amplitúda teploty vzduchu a φ je zemepisná šírka, tak na území Slovenska tento index rastie zo západu na východ (napríklad: k_{Myjava} =26; $k_{\text{Vysoká nad Uhom}}$=32).

Ďalším faktorom ovplyvňujúcim teplotu vzduchu je nadmorská výška. Naša krajina je špecifická tým, že na relatívne malom území máme pomerne rozsiahlu škálu nadmorských výšok. Nachádzajú sa tu miesta s nadmorskou výškou od 94 m n. m. (hladina rieky Bodrog na hranici s Maďarskom) aj vysoké pohoria do 2655 m n. m. (Gerlachovský štít). Teplota vzduchu s rastúcou nadmorskou výškou klesá. Na území Slovenska klimatický vertikálny gradient teploty vzduchu dosahuje v priemere 0,3 °C na 100 m výšky v zimných mesiacoch a okolo 0,7 °C na 100 m v mesiacoch apríl až september. (Lapin, M., Tomlain, J.; 2001).

Okrem vertikálneho gradientu teploty vzduchu sa v prízemnej vrstve atmosféry objavuje aj horizontálny gradient, ktorého veľkosť a smer ukazujú na možnosť doplnkových vplyvov na teplotné pomery danej oblasti. Vo všeobecnosti by mal korešpondovať s gradientom radiačnej bilancie, teda v smere zmenšujúcej sa zemepisnej šírky. Táto závislosť je však modifikovaná aj inými vplyvmi: rozložením pevnín a oceánov, prevládajúcom atmosférickým prúdením, orografiou, vodnými plochami, vegetáciou a ďalšími (Lapin, M., Tomlain,J.; 2001).

Mezoklimtické a mikroklimatické faktory

Pod slovom mikroklíma rozumieme miestne zvláštnosti klímy, ktoré sa podstatne menia už na malé vzdialenosti. Mikroklimatické rozdiely závisia od rozdielov v zložení a vlastnostiach zemského povrchu. Veľký význam tu zohráva expozícia daného povrchu na svetové strany, nerovnosti mikroreliéfu, vlhkosť pôdy, zvláštnosti rastlinnej pokrývky. (Chromov, S.P.; 2001).

Keďže naša staničná sieť slúži aj na výskum mikroklimatických a mezoklimatických zvláštností, zahŕňa aj stanice, ktoré sú ovplyvnené mikroklímou daného miesta. Najčastejšie ide o teplé južné svahy, relatívne studené kotliny, stanice ovplyvnené mestskou mikroklímou.

METODIKA

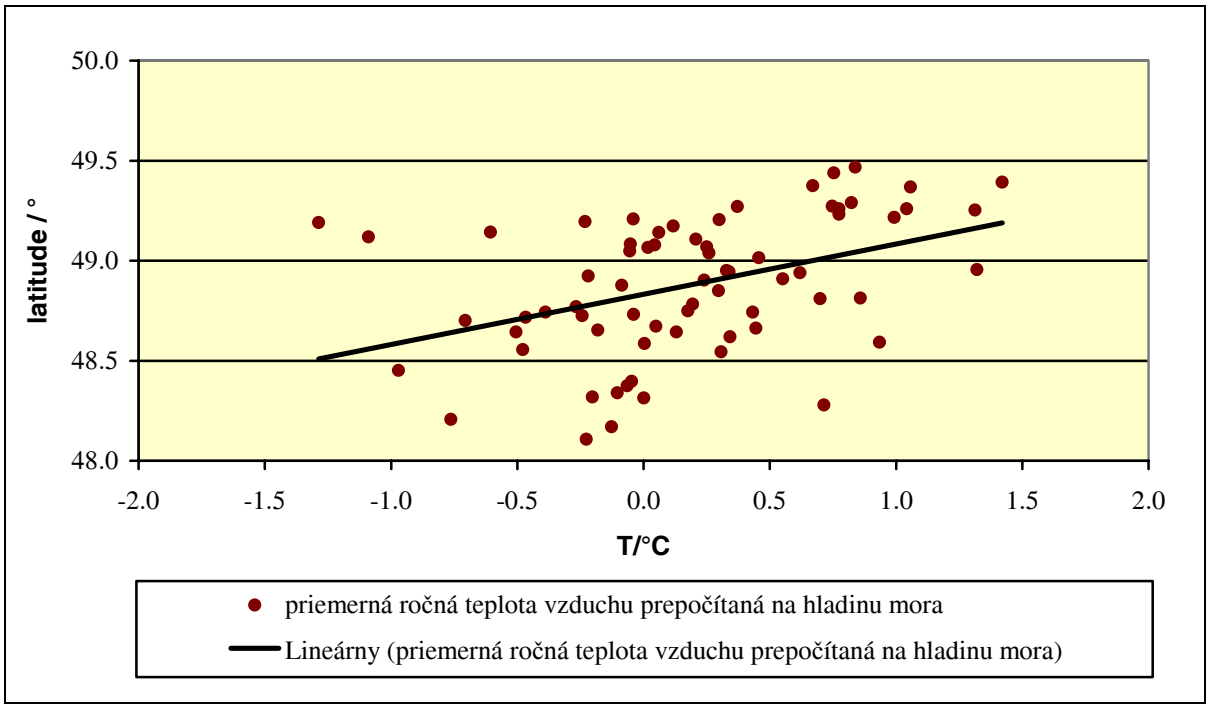
Rozdelenie územia Slovenska do oblastí na základe teplotných pomerov

Údaje priemernej dennej teploty vzduchu použité v tejto práci sú z klimatologickej a meteorologickej databázy KMIS. Namerané boli v sieti meteorologických staníc Slovenského hydrometeorologického ústavu. Prešli štandardnou revíziou, kompletnou kontrolou a verifikáciou údajov. Keďže ide o normály 1961 – 1990, mesačné údaje prešli procesom homogenizácie.

Do spracovania vstupovalo 93 meteorologických staníc. Tieto stanice boli zatriedené podľa príslušnosti k jednotlivým geomorfologickým celkom (príloha 1). Prvotnou myšlienkou rozdelenia staníc bola hypotéza, že pre všetky stanice ležiace vo vybranom regióne je úzky regresný vzťah medzi teplotou vzduchu a nadmorskou výškou.. Jednotlivé pohoria však neboli dostatočne zastúpené počtom staníc, preto sa geomorfologické celky združovali do väčších územných formácií, ktoré sa potom nazvali teplotné oblasti. Pod týmto pojmom sa rozumie skôr oblasť s charakteristickým priebehom teploty vzduchu.

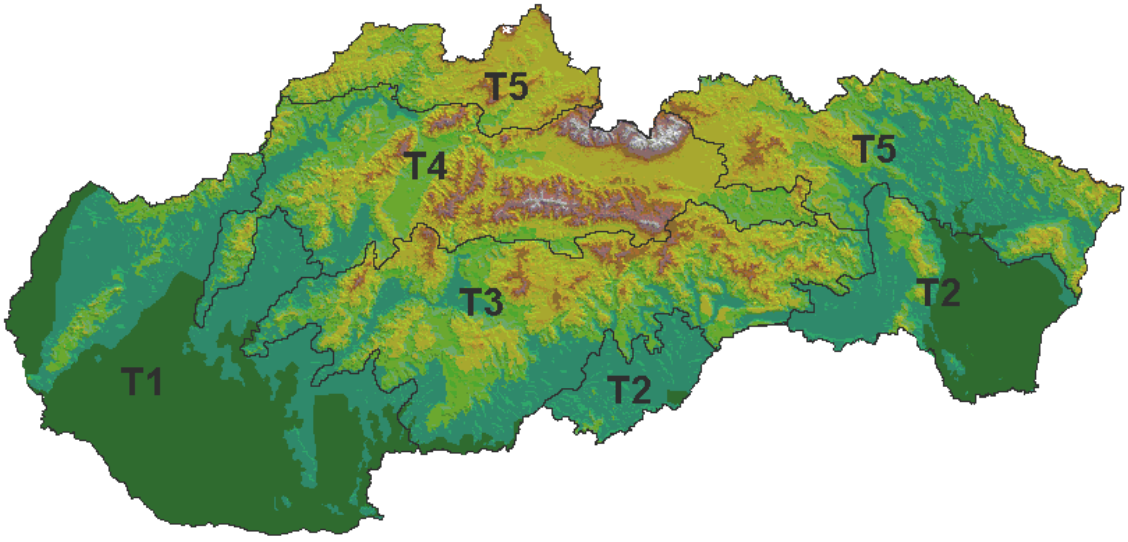
Ako prvý sa zobral do úvahy fakt, že Slovensko sa nachádza v prechodnom type mierneho pásma, z čoho vyplýva, že západ krajiny je viac pod vplyvom Atlantického oceánu. Prvú oblasť (T1) teda tvorí Podunajská nížina, Borská nížina, Malé Karpaty, Myjavská pahorkatina, Dolnomoravský úval a západná časť Bielych Karpát a Považského podolia. V tejto oblasti sa stráca zonálnosť rozloženia teploty vzduchu, pretože vplyv Atlantického oceánu túto závislosť teploty vzduchu od zemepisnej šírky eliminuje.

Pre ostatné územie Slovenskej republiky, ktoré už nie je pod takým výrazným vplyvom Atlantického oceánu, sa zvolilo rozdelenie na základe zonality vzhľadom na meridionálny gradient, ktorý je závislý od radiačnej bilancie. Vo všeobecnosti, ak neuvažujeme vplyv orografie a prúdenia, sa radiačná bilancia smerom k rovníku zvyšuje. Navyše všeobecná cirkulácia vzduchu v našich zemepisných šírkach má tiež zonálny charakter, ktorý závisí zase od zonálnosti rozloženia teploty vzduchu (Chromov, S.P.; 2001). Závislosť teploty vzduchu na našom území (okrem oblasti T1) od zemepisnej šírky je znázornená na obr. 1. Použité boli ročné priemery teploty vzduchu prepočítané na hladinu mora.



Obr. 1 Závislosť teploty vzduchu od zemepisnej šírky

Na tomto základe sa táto časť územia Slovenska rozdelila na ďalšie štyri oblasti.
Prvú oblasť (T2) tvorí Východoslovenská nížina, Zemplínske a Slanské vrchy, Košická kotlina, Cerová vrchovina, Lučenecká kotlina, Rimavská kotlina a Bodvianska pahorkatina.
Druhú oblasť (T3) tvorí celé Slovenské rudohorie s Slovenské stredohorie.
Tatransko-Fatranská oblasť, okrem Malých Karpát a Tríbeča, tvorí ďalšiu oblasť (T4). K tejto skupine sa pridala ešte aj východná časť Považského Podolia a Bielych Karpát.
Ostatné pohoria tvoria poslednú, štvrtú oblasť (T5). Patria sem Vihorlatské vrchy, Nízke Beskydy, Východné, Stredné a Západné Beskydy, Poloniny, Podhôľno - magurská oblasť a Javorníky.
Rozdelenie územia na tieto oblasti je na obrázku 1.



Obr. 1 Rozdelenie Slovenska na teplotné oblasti podľa priebehu teploty vzduchu s nadmorskou výškou

VÝSLEDKY

Závislosť teploty vzduchu od nadmorskej výšky v jednotlivých oblastiach

Teplota vzduchu s rastúcou nadmorskou výškou klesá. Vo všetkých piatich vymedzených oblastiach je táto závislosť lineárna s vysokými korelačnými koeficientmi (Tab. 1). Výnimku tvoria iba zimy, kde vplyvom kontinentality a inverzií je tento trend menej výrazný a teda aj korelačné koeficienty sú nižšie.

Tab. 1 Korelačné koeficienty teploty vzduchu a nadmorskej výšky za jednotlivé mesiace pre vyčlenené teplotné oblasti

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
T1	0.74	0.80	0.76	0.98	0.99	0.99	0.98	0.98	0.99	0.94	0.92	0.92	0.94
T2	0.84	0.91	0.98	0.98	0.99	1.00	0.99	0.99	0.99	0.97	0.98	0.98	0.97
T3	0.67	0.93	0.98	0.98	1.00	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.95	0.97	0.94
T4	0.90	0.98	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.98	0.98
T5	0.64	0.87	0.97	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	0.96	0.96	0.89

Sklon priamok lineárnych trendov teploty vzduchu s nadmorskou výškou je v jednotlivých mesiacoch rôzny, pričom najmä v chladnom polroku sa prejavujú väčšie rozdiely medzi jednotlivými teplotnými oblasťami (príloha 2). Z tohto dôvodu je aj vertikálny klimatický pseudogradient γ v každej oblasti iný (Tab. 2). V tabuľke 2 je pre porovnanie uvedený aj klimatický pseudogradient pre celé Slovensko v jednotlivých mesiacoch a pre rok.

Tab. 2 Klimatický vertikálny pseudogradient γ pre jednotlivé mesiace

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
SR	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5
T1	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
T2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.5	0.4	0.5	0.4	0.5
T3	0.3	0.4	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4
T4	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.3	0.5
T5	0.2	0.4	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.5

Teplotné pomery v jednotlivých oblastiach

Vymedzené teplotné oblasti sa od seba líšia. Reliéf je v každej z nich iný. Kým v oblastiach T1 a T2 prevládajú nížiny (do 200 m n. m.), v ostatných troch oblastiach menšiu nadmorskú výšku ako 200 m n. m. ani nenájdeme. Tomu sú podriadené aj teplotné pomery daných oblastí. Pre každú oblasť vyberieme jednu charakteristickú stanicu a jednu stanicu, ktorá má nadmorskú výšku okolo 250 m n. m., aby sme mohli porovnať teplotné rozdiely medzi jednotlivými oblasťami.

Ako základné charakteristiky teplotných pomerov sa zvolili priemerné teploty vzduchu za normálové obdobie 1961 – 1990 v jednom zimnom mesiaci (január), letnom mesiaci (júl), ročná amplitúda (A) teploty a priemerné teploty vzduchu pre chladný, teplý polrok a rok. V tabuľke 3 sú uvedené tieto charakteristiky pre vybrané stanice reprezentujúce danú oblasť. Pri každej stanici je uvedená aj nadmorská výška, v ktorej sa nachádza.

Tab. 3 teplotné charakteristiky vybraných reprezentatívnych staníc z vyčlenených teplotných oblastí

Oblasť	Stanica	Nadm. Výška	$T_{január}$	$T_{júl}$	A	T_{chp}	T_{tp}	T_{rok}
		m n.m.	°C	°C	°C	°C	°C	°C
T1	Hurbanovo	115	-1.5	20.2	21.8	3.3	16.7	10.0
T2	Michalovce	111	-3.2	19.5	22.7	2.1	16.0	9.1
T3	Sliač	313	-3.9	18.3	22.2	1.3	14.8	8.0
T4	Liptovský Hrádok	640	-4.8	15.9	20.7	-0.2	12.6	6.2
T5	Oravská Lesná	780	-5.6	14.1	19.7	-1.4	10.7	4.6

Tabuľka 3 už naznačuje rozdielne teplotné pomery vo vyčlenených oblastiach. Pri porovnaní staníc s malým rozdielom v nadmorských výškach sa rozdiely v teplotných charakteristikách ešte kvalitatívne umocnia, pretože sa odstráni vplyv nadmorskej výšky. Pre tento účel sme zvolili stanice: Bratislava - Koliba, Košice - letisko, Beluša, Žiar nad Hronom a Medzilaborce.

Tab. 4 Teplotné charakteristiky vybraných staníc s porovnateľnou nadmorskou výškou z vyčlenených oblastí

Oblasť	Stanica	Nadm. Výška	$T_{január}$	$T_{júl}$	A	T_{chp}	T_{tp}	T_{rok}
		m n.m.	°C	°C	°C	°C	°C	°C
T1	Bratislava - Koliba	286.00	-2.0	19.5	21.5	2.8	16.0	9.4
T2	Košice - letisko	230.00	-3.5	19.0	22.5	1.6	15.5	8.6
T3	Beluša	254.00	-2.5	17.9	20.4	2.2	14.7	8.5
T4	Žiar nad Hronom	275.00	-3.1	18.3	21.3	1.9	14.9	8.4
T5	Medzilaborce	305.00	-4.6	16.8	21.4	0.4	13.4	6.9

Z tabuľky 3 a 4 je zrejmá výnimočnosť oblasti T1 oproti ostatnému územiu. Teploty v zime sú tu najmiernejšie a júlové teploty najvyššie. Taktiež priemery teploty vzduchu za chladný, teplý polrok a rok sú výrazne vyššie oproti ostatným oblastiam. Pri ostatných teplotných oblastiach sa prejavuje zonálny charakter teploty vzduchu. V oblastiach od T2 do T5 postupne klesá priemerná ročná teplota vzduchu, zimy aj letá sú na severe chladnejšie ako na juhu.

Špecifiká niektorých meteorologických staníc

Správnosť metódy sa preverila tak, že v jednotlivých mesiacoch a na jednotlivých meteorologických staniciach sa teplota vzduchu prepočítala v rámci regiónov na hladinu mora. V tomto prípade by sa teplota vzduchu na všetkých staniciach mala pohybovať okolo nejakej konštantnej hodnoty. Niektoré meteorologické stanice však vykazovali výrazne vyššiu alebo výrazne nižšiu teplotu vzduchu ako ostatné (Obr. 2).



Obr. 2 : Teplejšie a chladnejšie stanice vzhľadom k okoliu

Tieto rozdiely boli očividné v letných aj zimných mesiacoch. Tento jav je dôsledkom mikroklimatických a mezoklimatických podmienok regiónu, kde sa stanica nachádza. Pri teplejších staniciach ide predovšetkým o teplé zóny južných svahov (Orechová, Skalnaté Pleso). Ako studené sa zase javia stanice, ktoré reprezentujú uzavreté kotliny (napríklad Spišské Vlachy) a vrcholové stanice (Chopok). Odchýlku od priemeru však mohlo spôsobiť aj to, že stanica sa nachádza na hranici dvoch regiónov. Takou typickou stanicou je Trenčín, ktorý svojimi teplotnými charakteristikami, a aj

polohou, je na rozhraní medzi oblasťou T1 a T4. Oproti oblasti T1 je táto stanica chladnejšia, ale na začlenenie do oblasti T4 je príliš teplá. Ďalšie anomálne správanie sa teploty vzduchu na staniciach má na svedomí mikroklíma. Umiestnenie stanice vo vinohrade, parku alebo v zastavanej zóne spôsobuje, že meteorologická stanica reprezentuje iba úzke okolie, ale pri hodnotení makroklimatických pomerov je nepoužiteľná.

ZÁVER

Rozdelenie Slovenska do regiónov podľa teplotných pomerov má veľký význam pri ďalších klimatických analýzach. Pri interpolácii teploty vzduchu sa vyžíva prevažne vertikálna závislosť od nadmorskej výšky, pričom sa neberú do úvahy ďalšie časové a priestorové závislosti tohto prvku. Táto práca mala rozdeliť územie na menšie celky preto, aby sa vertikálny teplotný gradient využívaný pri interpolácii teploty vzduchu čo najlepšie približoval ku skutočnosti. Podľa stanovenej metodiky bolo Slovensko rozdelené do teplotných oblastí. Rozdelenie sa robilo vzhľadom na geomorfologické členenie Slovenska a úzky regresný vzťah medzi nadmorskou výškou a teplotou vzduchu. Pri regionalizácii sa muselo brať do úvahy aj zastúpenie oblasti meteorologickými stanicami. Najmä v hornatých častiach územia máme málo meteorologických staníc. Sieť observatórií tak nezachytáva všetky zvláštnosti regiónov. Aj táto práca sa zamerala len na hrubé rozčlenenie republiky, pretože na jemnejšie rozdelenie nie sú dostatočné údaje.

Literatúra

Guide to climatological practices (1983), WMO, Geneva.

Chromov, S.P. (1968): Meteorológia a klimatológia, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied v Bratislave.

Kol. autorov (1966): Klimatické a fenologické pomery Východoslovenského kraja, Hydrometeorologický ústav Praha

Kol. autorov (1968): Klimatické a fenologické pomery Západoslovenského kraja, Hydrometeorologický ústav Praha.

Kol. autorov (1969): Podnebí Československé socialistické republiky, Souborná studie, Hydrometeorologický ústav Praha.

Kol. autorov (1972): Klimatické a fenologické pomery Stredoslovenského kraja, Hydrometeorologický ústav Bratislava.

Kol. autorov (1990): Klimatické pomery Slovenska, mapová časť, Zborník prác Slovenského hydrometeorologického ústavu, zväzok 33/II, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Alfa Bratislava.

Kol. autorov (2002): Atlas krajiny, Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, Slovenská agentúra životného prostredia Bratislava.

Král, V. (2001): Fyzická geografie Evropy, Nakladatelství Akademie vied České republiky, Academia Praha.

Lapin, M., Faško, P., Kveták, Š. (1988): Klimatické normály, Metodický predpis SHMÚ 3 – 09 – 1/1, SHMÚ BratislavaLapin, M., Melo, M.: Zmeny a variabilita klímy, scenáre zmeny klímy. Živ. Prostr., XXXIV, 2, 2000, 69-74.

Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J. (2002): Klimatické oblasti (M 1:1 000 000), In: Atlas krajiny Slovenskej republiky, IV Prvotná krajinná štruktúra. Bratislava, Banská Bystrica, MŽP SR, SAŽP

Lapin, M., Faško, P., Melo, M., Šťastný, P., Tomlain, J. (2002): Končekov index zavlaženia (graf), Priemerné úhrny zrážok a relatívnej evapotranspirácie za apríl až september (graf), Priemerná teplota vzduchu za január (graf), Priemerná teplota vzduchu za apríl až september (graf),In: Atlas krajiny Slovenskej republiky, IV Prvotná krajinná štruktúra. Bratislava, Banská Bystrica, MŽP SR, SAŽP

Lapin, M., Tomlain, J. (2001): Všeobecná a regionálna klimatológia, VydavateľstvoUK, Univerzita Komenského v Bratislave.

Sternová, Z., Rakovský, Š. (2002): Tepelnotechnické vlastnosti stavebných konštrukcií a budov. Tepelná ochrana budov. Časť 1: Terminológia. STN 73 0540-1, SÚTN

Sternová, Z., Rakovský, Š. (2002): Tepelnotechnické vlastnosti stavebných konštrukcií a budov. Tepelná ochrana budov. Časť 2 Funkčné požiadavky. STN 73 0540-2, SÚTN

Šťastný, P., Faško, P., Sekáčová, Z., Novotná, K., Dziubanová, A. (2004): Upresnenie priemerných mesačných výpočtových teplôt, Záverečná správa úlohy výskumu a vývoja štátneho programu S 00065 –PPŠP-2/2003 Vplyv stavebných materiálov a konštrukcií na Kvalitu života, podetapa 3.01.01, VVÚPS-Nova, Bratislava.

Šťastný, P., Sternová, Z., Lapin, M. (2004): DÔSLEDKY KLIMATICKEJ ZMENY NA VYKUROVANIE. Život. Prostr., Vol. 38, No. 5, 250-256.

Autor

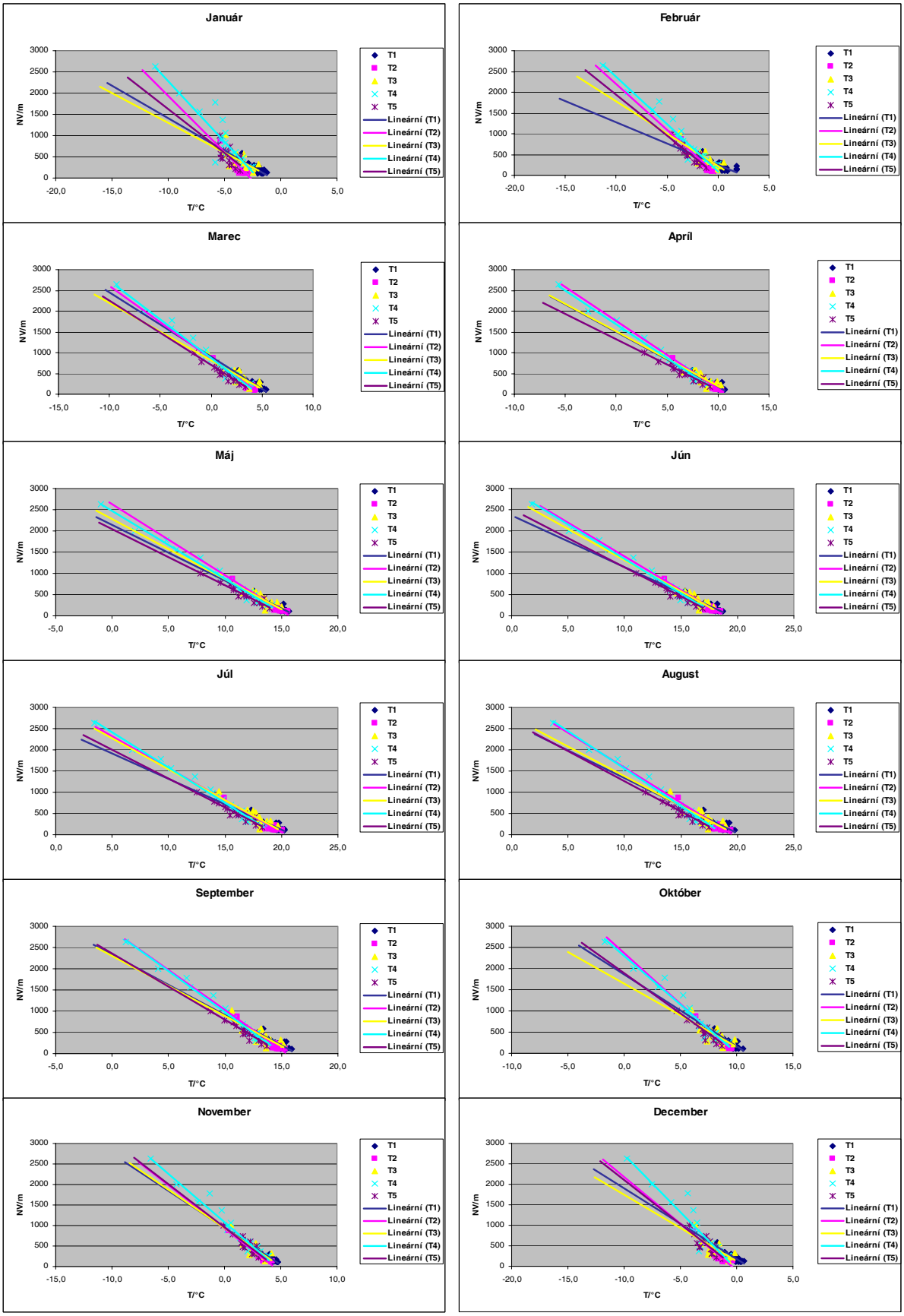
Katarína Mikulová, Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava,
katarina.mikulova@shmu.sk

Príloha.1 Zatriedenie meteorologických staníc do jednotlivých geomorfologických oblastí

Stanica	Geomorfologická jednotka	zem. š	zem. d	n. v.
		°	°	m n.m.
Banská Bystrica	Zvolenská kotlina	48,743	19,150	405
Banská Bystrica - Trosky	Zvolenská kotlina	48,731	19,122	355
Banská Štiavnica	Štiavnické vrchy	48,452	18,910	600
Bardejov	Ondavská vrchovina	49,289	21,274	305
Beluša	Považské podolie	49,066	18,318	254
Bratislava - Koliba	Malé Karpaty	48,169	17,111	286
Bratislava - Letisko	Poddunajská rovina	48,172	17,200	133
Brezno	horehronské podolie	48,809	19,621	497
Bystrička	Turčianska Kotlina	49,048	18,876	470
Bzovík	Krupinská planina	48,319	19,094	355
Čadca	Turzovská vrchovina	49,439	18,775	423
Čaklov	Východoslovenská pahorkatina	48,908	21,624	140
Červený Kláštor	Pieniny	49,392	20,427	465
Číž	Juhoslovenská kotlina	48,313	20,281	174
Dolné Plachtince	Juhoslovenská kotlina	48,207	19,320	228
Dolný Hričov	Súľovské vrchyJavorníky	49,232	18,618	309
Dolný Kubín	Oravská vrchovina	49,208	19,302	507
Dubník	Slanské vrchy	48,923	21,463	875
Dudince	Poddunajská pahorkatina	48,169	18,876	139
Gabčíkovo	Poddunajská rovina	47,895	17,597	114
Habovka	Podtatranská brázda	49,271	19,609	745
Hurbanovo	Poddunajská pahorkatina	47,873	18,194	115
Chopok	Nízke Tatry	48,944	19,592	2005
Jakubovany	Spišsko-šarišské medzihorie	49,108	21,138	398
Jaslovské Bohunice	Poddunajská pahorkatina	48,487	17,671	176
Kamenica n/ Cirochou	Beskydské predhorie	48,939	22,006	176
Košice - letisko	Košická kotlina	48,672	21,222	230
Košice - mesto	Košická kotlina	48,725	21,265	203
Kráľová pri Senci	Poddunajská rovina	48,201	17,464	123
Krížna	Veľká Fatra	48,877	19,079	1570
Kuchyňa	Borská nížina	48,401	17,148	206
Liptovská Osada	Veľká Fatra	48,950	19,216	605
Liptovský Hrádok	Podtatranská kotlina	49,039	19,725	640
Liptovský Mikuláš	Podtatranská kotlina	49,083	19,606	575
Lom nad Rimavicou	Veporské vrchy	48,644	19,651	1018
Lomnický štít	Tatry	49,195	20,215	2635
Lučenec - Boľkovce	Juhoslovenská kotlina	48,339	19,736	214
Malacky	Borská nížina	48,452	17,033	165
Malý Čepčín	Turčianska Kotlina	48,903	18,840	462
Malý Javorník	Malé Karpaty	48,256	17,154	586
Medzilaborce	Laborecká vrchovina	49,253	21,914	305
Michalovce	Východoslovenská rovina	48,749	21,947	111
Milhostov	Východoslovenská rovina	48,663	21,724	105
Mochovce	Poddunajská pahorkatina	48,284	18,474	206
Moldava n/ Bodvou	Košická kotlina	48,782	21,001	210
Muráň	Muráňska planina	48,742	20,050	394
Myjava	Myjavská pahorkatina	48,762	17,578	375
Nitra	Poddunajská pahorkatina	48,442	18,369	294
Nová Baňa	Vtáčnik	48,279	18,138	135

Stanica	Geomorfologická jednotka	zem. š	zem. d	n. v
		°	°	m n.m.
Nové Mesto nad Váhom	Poddunajská pahorkatina	48,771	17,837	192
Nový Tekov	Poddunajská pahorkatina	48,429	18,634	285
Oravská Lesná	Podbeskydská vrchovina	49,368	19,183	780
Orechová	Východoslovenská pahorkatina	48,700	22,231	140
Pezinok, Slovenský Grob	Poddunajská pahorkatina	48,276	17,251	150
Piešťany	Poddunajská pahorkatina	48,613	17,833	163
Plaveč	Spišsko-šarišské medzihorie	49,260	20,846	485
Podbanské	Tatry	49,140	19,911	972
Podhájska	Poddunajská pahorkatina	47,764	18,480	106
Podolínec	Popradská kotlina	49,259	20,533	570
Pohronský Ruskov	Poddunajská pahorkatina	48,252	18,516	168
Poprad	Podtatranská kotlina	49,069	20,246	694
Prešov	Košická kotlina	49,015	21,260	250
Prievidza	Hornonitrianska kotlina	48,770	18,594	260
Rabča	Podbeskydská vrchovina	49,467	19,486	642
Ratková	Stolické vrchy	48,592	20,100	287
Rimavská Sobota	Juhoslovenská kotlina	48,374	20,011	215
Rožňava	Rožňavská kotlina	48,653	20,538	318
Ružomberok	Podtatranská kotlina	49,079	19,308	471
Senica	Chvojnická pahorkatina	48,671	17,374	218
Silica	Slovenský kras	48,555	20,527	541
Skalnaté Pleso	Tatry	49,190	20,236	1778
Sliač	Zvolenská kotlina	48,643	19,142	313
Somotor	Východoslovenská rovina	48,396	21,811	100
Spišské Vlachy	Hornádska kotlina	48,955	20,794	388
Starý Smokovec	Podtatranská kotlina	49,142	20,211	1070
Štós	Volovské vrchy	48,717	20,801	575
Štrbské Pleso	Podtatranská kotlina	49,119	20,061	1360
Štúrovo	Poddunajská pahorkatina	47,969	18,649	131
Švedlár	Volovské vrchy	48,813	20,690	530
Tatranská Javorina	Podtatranská brázda	49,272	20,135	1030
Tatranská Lomnica	Podtatranská kotlina	49,173	20,299	832
Telgárt	Horehronské podolie	48,849	20,189	901
Tisinec	Ondavská vrchovina	49,216	21,650	216
Topoľčany	Poddunajská pahorkatina	48,565	18,155	174
Trenčín	Považské podolie	48,904	17,994	203
Trstená	Oravská kotlina	49,374	19,560	598
Veľké Ripňany	Poddunajská pahorkatina	48,511	17,991	188
Vígľaš	Zvolenská kotlina	48,544	19,322	368
Vysoká nad Uhom	Východoslovenská rovina	48,619	22,117	105
Žiar nad Hronom	Žiarska kotlina	48,586	18,852	275
Žihárec	Poddunajská rovina	48,066	17,869	111
Žikava	Tríbeč	48,107	18,339	140
Žilina	Žilinská vrchovina	49,205	18,747	365

Príloha 2 Závislosť teploty vzduchu od nadmorskej výšky v jednotlivých oblastiach



EXTREMITA METEOROLOGICKÝCH PRVKŮ JAKO PREKURZOR VZNIKU DEŠŤOVÝCH POVODNÍ V ČR

Miloslav Müller, Marek Kašpar

Výskyt silných srážek trvalého charakteru je silně podmíněn synoptickou situací. V případě extrémních dešťových povodní, jaké postihly mj. povodí Vltavy a dolního Labe v srpnu 2002, tak lze předpokládat i výskyt extrémních hodnot meteorologických prvků, které se vznikem srážek souvisejí. Podrobným studiem reanalýz meteorologických dat za období 1958 – 2002, čerpaných z databáze ERA-40, byly v době před vybranými dešťovými povodněmi v ČR zjištěny značně extremní hodnoty některých meteorologických prvků v určitých oblastech Evropy. Z tohoto hlediska se jako nejvhodnější ukázala skupina veličin, které popisují přenos vlhkosti. Bylo poukázáno na existenci víceméně souvislého systému mimořádně mohutného toku vlhkosti kolem „srážkotvorné" cyklony, jehož počátek je nutné hledat již nad Atlantským oceánem. V době vypadávání srážek se pak v oblasti ČR vyskytovaly mimořádně vysoké hodnoty konvergence vlhkosti a v souvislosti s vypadáváním srážek i výrazné sestupné pohyby vzduchu. Podstatným aspektem je také vícedenní přítomnost anomálií v uvedeném prostoru. V současnosti jsou dále studovány možnosti využití těchto poznatků pro určení nebezpečnosti synoptické situace z hlediska povodňového rizika v ČR.

Klíčová slova: extremita, dešťová povodeň, tok vlhkosti, předpověď povodní

***The extremity of meteorological quantities as a precursor of rain flood emergence in the Czech Republic**. The occurrence of heavy continuous precipitation is strongly influenced by the synoptic situation. When extreme rain floods arise like those in August 2002 that affected e.g. the Vltava and Labe river basins, there can be also expected the presence of extreme values of those meteorological quantities, which are connected with precipitation onset. A detailed research was made with the aid of the European data reanalyses database ERA-40 from the period of 1958 – 2002 when extreme values of some meteorological quantities were found in some specific parts of Europe before several rain flood emergences in the Czech territory. From this point of view, the quantities representing a humidity transfer were found as the most useful. An almost continuous humidity flow was shown around the cyclone producing heavy precipitation afterward. The origin of this flow can be found over the Atlantic. Extraordinary high values of convergence of humidity were located over the Czech territory during the precipitation episodes. Connected with the precipitation, significant downdrafts were detected in the same area. An important aspect is also the several days remaining anomaly in the same region. Nowadays, a possibility of using these conclusions is studied for the evaluation of actual flood risks in the Czech Republic.*

Key words: extremity, rain flood, humidity flux, flood forecasting

---

ÚVOD

Z hodnocení předpovědi srážek v případě katastrofálních povodní v srpnu 2002 (např. Šopko, 2003) je zřejmé, že deterministická předpověď mimořádně silných srážek vykazuje podstatné nepřesnosti. V rámci vyhodnocení téže události byla studována extremita povětrnostních podmínek v době před a během události (Kašpar, 2003, Řezáčová et al., 2005). U některých meteorologických prvků, které prokazatelně souvisejí se srážkotvornými procesy, byly zjištěny extrémní hodnoty. To se stalo podnětem dalšího výzkumu, zaměřeného na možnosti využití této metody při předpovědi dešťových povodní (Řezáčová et al., 2004).

Nejrůznější studie, věnované velkoprostorovým dešťovým povodním v ČR, ukazují určitou podobnost synoptických podmínek před jednotlivými událostmi tohoto druhu s delší dobou opakování (viz následující kapitolu). Tyto podmínky jsou pro takové události charakteristické, v případě extrémních událostí pak prakticky nezbytné. Vzhledem k podobnosti těchto podmínek při jednotlivých událostech je možné předpokládat i existenci určitého prostorového vzorce rozložení extremit některých meteorologických prvků v atlanticko-evropském prostoru, obdobného pro různé epizody mimořádně silných srážek v ČR. Následující příspěvek přináší předběžné výsledky výzkumu, věnovaného extremitě meteorologických prvků při historických případech dešťových povodní v ČR.

PROBLEMATIKA SILNÝCH SRÁŽEK A DEŠŤOVÝCH POVODNÍ VE STŘEDNÍ EVROPĚ

V letním hydrologickém pololetí (od května do října) se ve střední Evropě na vodních tocích, jejichž povodí nezasahuje do velehorských oblastí, vyskytují výhradně dešťové povodně. Ty je možné dále dělit podle charakteru příčinných srážek na povodně z trvalých srážek a na přívalové povodně, spojené se silnou konvekcí. Především v případě povodní z trvalých srážek je zřejmá těsná souvislost mezi hydrometeorologickými podmínkami před povodní a průběhem povodně. Kromě předchozí nasycenosti povodí, ovlivňované povětrnostními podmínkami v období řádově několika týdnů před povodňovou událostí, je rozhodující množství a intenzita tzv. příčinných srážek, vázaných na specifické synoptické situace. Oba tyto faktory zásadně ovlivňovaly průběh i dosud největších dešťových povodní v Čechách (Müller, Kakos, 2003).

Silné srážky trvalého charakteru vypadávají v prostoru tlakových depresí (cyklon, popř. brázd nižšího tlaku). Pro prostor Evropy byly vymezeny dvě základní kategorie situací, které sem přinášejí silné srážky. Podle oblasti, kde je poprvé detekován střed tlakové níže, lze odlišit atlantické, resp. středomořské cyklonální systémy (Porkú et al., 2003). Ve střední Evropě je z hlediska nejvyšších jedno- a vícedenních srážkových úhrnů obzvlášť nebezpečná druhá jmenovaná kategorie, kde střed cyklony postupuje do této oblasti z jižního sektoru (Ustrnul, Czekierda, 2001). Vzhledem k orografickému efektu zesilování srážek v týlové části cyklony v silném proudění ze severního kvadrantu je nejvyšších úhrnů dosahováno v oblastech hor (na severní straně Alp, v nejvyšších pohořích Českého masivu a v Karpatech). Těsnou souvislost mezi těmito situacemi, především pak postupem cyklony po tzv. dráze Vb, a silnými srážkami na území ČR dokládá celá řada prací, např. Štekl et al. (2001).

HODNOCENÍ EXTREMITY METEOROLOGICKÝCH PRVKŮ

Pro hodnocení extremity meteorologických prvků byla využita databáze ERA-40, vytvořená v ECMWF (Evropském středisku pro střednědobou předpověď). Databáze obsahuje reanalýzy meteorologických dat z let 1958 – 2002. Z ní byl vybrán soubor celkem 4140 dní, který zahrnuje všechny dny června, července a srpna během uvedených 45 let. Sledována byla oblast mezi 30° a 70° severní šířky, resp. 30° západní a 40° východní délky, což při rozlišení 2,5 zeměpisného stupně činí 17 x 29 = 493 gridových bodů.

Podle databáze ČHMÚ bylo vytipováno celkem 19 epizod silných srážek trvalého charakteru na území ČR z daného období, které zde vyvolaly dešťové povodně. Nechyběly mezi nimi nejextrémnější případy z července 1997 a srpna 2002, stejně jako další významné události tohoto druhu, jako např. ze srpna 1972, z přelomu července a srpna 1977 nebo z července 1981. Na základě Denních přehledů počasí (DPP) a práce Štekla et al. (2001) byl pro jednotlivé události stanoven první den silných srážek, dále označovaný jako D. Sledována pak byla extremita jednotlivých meteorologických prvků ve dnech kolem dne D.

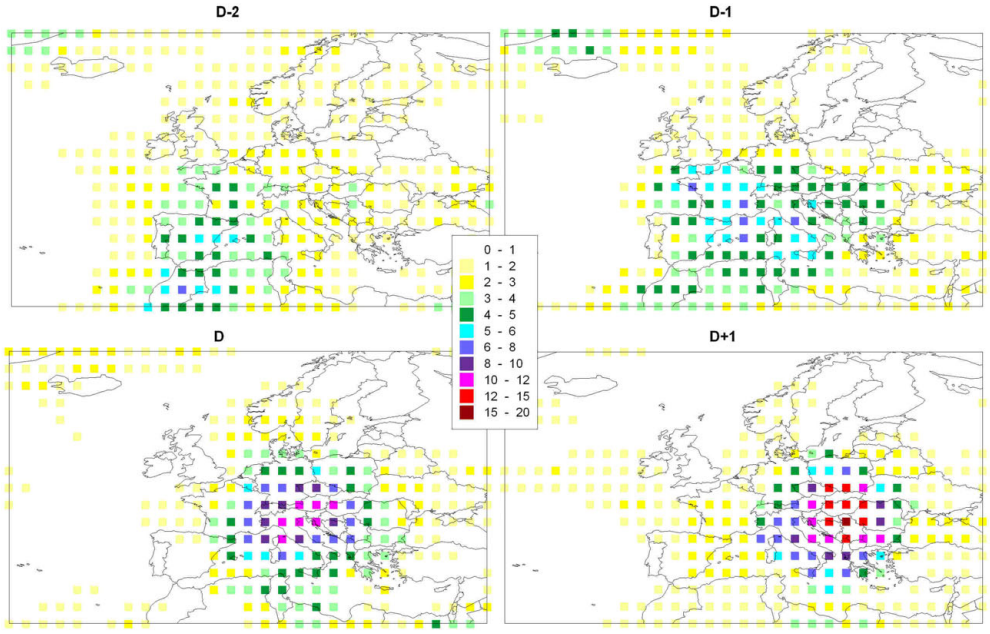
Byla navržena řada ukazatelů, pro něž bylo zjišťováno, zda, případně v které oblasti daný ukazatel dosahuje mimořádných hodnot při povodňových událostech na území ČR. Ukazatele byly vymezovány pomocí základních i odvozených veličin (pro jejich odvození viz Řezáčová et al., 2003). Za ukazatel lze považovat hodnoty určitého meteorologického prvku ve zvolené hladině a ve výše vymezené oblasti, a to s danou dobou průměrování. Jako nejvhodnější se ukázaly denní průměry, určované z analýz pro 0h a 12h světového času daného dne. Z celého souboru 4140 termínů pak byly pro každý gridový bod spočteny hodnoty vybraných kvantilů všech ukazatelů tak, aby pro kterýkoli termín bylo možné stanovit extremitu ukazatele v každém gridovém bodě porovnáním s příslušnými kvantily (Řezáčová et al., 2004).

EXTREMITA METEOROLOGICKÝCH PRVKŮ PŘED DEŠŤOVÝMI POVODNĚMI V ČR

Vzhledem k dynamice vývoje synoptické situace v době před povodňovou událostí je zřejmé, že extremitu meteorologických prvků je třeba hodnotit zvlášť pro různé dny relativně ke dni D. Bylo třeba vytipovat vhodné ukazatele pro jednotlivé dny a určit podoblasti, v nichž lze předpokládat výskyt extrémních hodnot těchto ukazatelů v případě epizody silných srážek. Za tímto účelem bylo sledováno, kolikrát v rámci souboru vybraných 19 povodňových událostí došlo v jednotlivých gridových bodech oblasti k překročení vybraných kvantilů ve dnech D-2, D-1, D a D+1. Výsledky pro libovolný ukazatel bylo možno zobrazit do map, v nichž bylo vyznačeno, při kolika z 19 událostí došlo v jednotlivých gridových bodech k překročení stanoveného kvantilu.

Bylo zjištěno, že k největší koncentraci mimořádných hodnot některých ukazatelů do specifické podoblasti dochází nejčastěji ke dni D+1, směrem dozadu pak míra shody výrazně klesá. Nejlepší shoda výskytu extrémů se vyskytla v případě ukazatelů vyjadřujících hloubku „srážkotvorné“ cyklony, především v případě AT850 (obr. 1). Naopak jako nevhodné se z hlediska posuzování extremity projevily veličiny jako teplota vzduchu, ekvivalentní potenciání teplota a měrná vlhkost. U těchto meteorologických prvků zřejmě dochází ke snížení extremity při událostech silných srážek vlivem výskytu extrémů rovněž za odlišných situací, které s vypadáváním silných srážek nesouvisejí (např. vysoké teploty při letních anticyklonálních situacích).

Pro výběr vhodných ukazatelů byl dále důležitý poznatek, že relativně největších extremit dosahují během srážkových epizod veličiny, které vyjadřují přenos vlhkosti, a to jak před začátkem srážek, tak především v době jejich vypadávání. Jde hlavně o meridionální složku toku vlhkosti, konvergenci vlhkosti a vertikální rychlost. Těmto meteorologickým prvkům se proto budeme věnovat podrobněji.

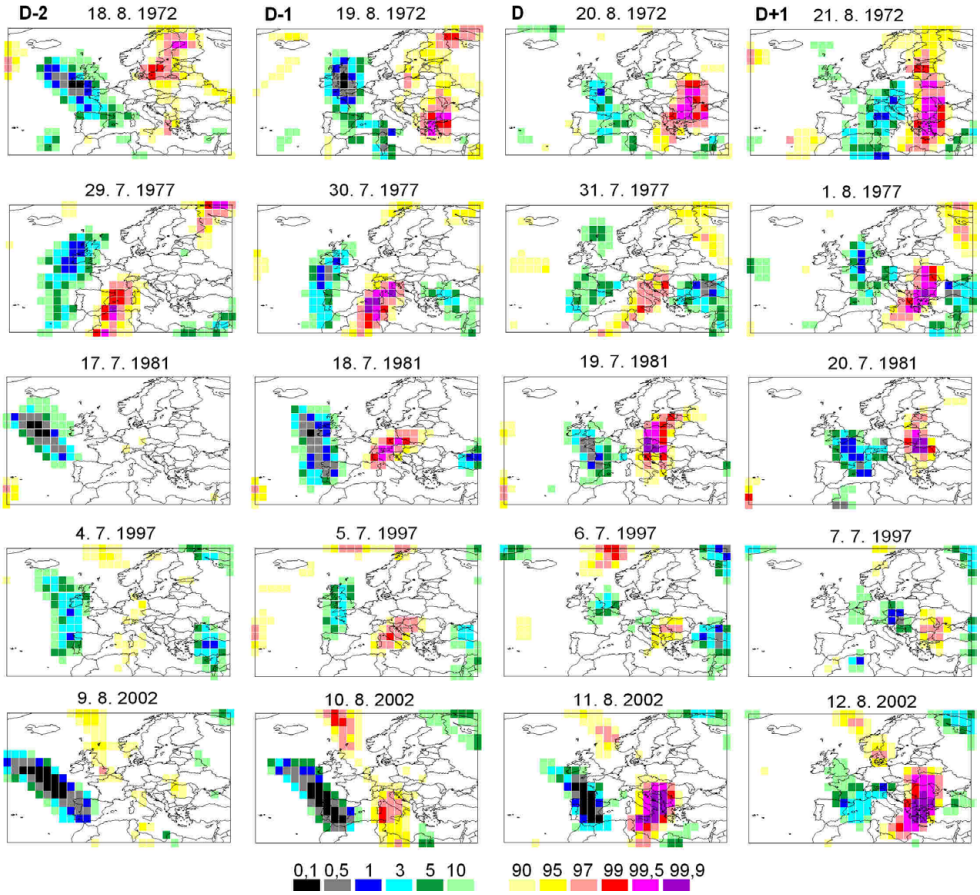


Obr. 1 Počet povodňových událostí z celkového souboru 19 vybraných případů, při nichž byla ve dnech D-2 až D+1 v příslušném gridovém bodě AT850 nižší než hodnota 95% kvantilu pro příslušný bod. Uvažovány jsou průměrné hodnoty z 00 UTC a 12 UTC daného dne.

Fig. 1 The number of flood events from the set of 19 events when the value of AT850 was less than the 95% percentile at given grid point from the day D-2 till D+1 where D means the first day of heavy precipitation in the territory of the Czech Republic. The average values from 00 UTC and 12 UTC are considered.

EXTREMITA UKAZATELŮ VYJADŘUJÍCÍCH PŘENOS VLHKOSTI

Vybrané ukazatele byly dále sledovány z hlediska extremity dosažené při několika nejvýznamnějších povodňových událostech. Pro zjištění míry extremity, dosažené v jednotlivých dnech těchto událostí, byly hodnoty ukazatelů, zjištěné v příslušném dni v každém gridovém bodě, porovnávány s hodnotami jednotlivých kvantilů dané veličiny v příslušných bodech. V případě ukazatelů, u nichž jsou z hlediska nebezpečí vzniku silných srážek zajímavé minimální hodnoty, byly tyto v každém gridovém bodě porovnávány s kvantily 0,1%, 0,5%, 1%, 3%, 5˘% a 10% rozdělení daného ukazatele pro příslušný bod, v případě maximálních hodnot analogicky s kvantily 99,9%, 99,5%, 99%, 97%, 95% a 90%. Extremita ukazatele v každém bodě pak byla vyjádřena nejvíce odlehlým kvantilem, pro nějž byla aktuální hodnota nižší (v případě minimálních hodnot), resp. vyšší (v případě maximálních hodnot) než tento kvantil. Vzhledem k počtu dní v souboru dosahují v každém bodě čtyři termíny extremity vyšší než kvantil 0,1%, resp. 99,9%, v případě kvantilu 0,5%, resp. 99,5% je to 20 termínů atd.



Obr. 2 Extremita průměrné hodnoty meridionálního toku vlhkosti z 00 UTC a 12 UTC příslušného dne (D-2 až D+1) na AT500. Barvy jednotlivých gridových bodů vyjadřují překročení příslušného kvantilu v daném bodě; minimální hodnoty – severní složka, maximální hodnoty – jižní složka.

Fig. 2 The extremity of values of the meridional humidity flux at AT500 averaged from the data from 00 UTC and 12 UTC on the given day. The colour means that the value was more extreme than the relevant quantil at given grid point; minimal values – the north component, maximal values – the south component.

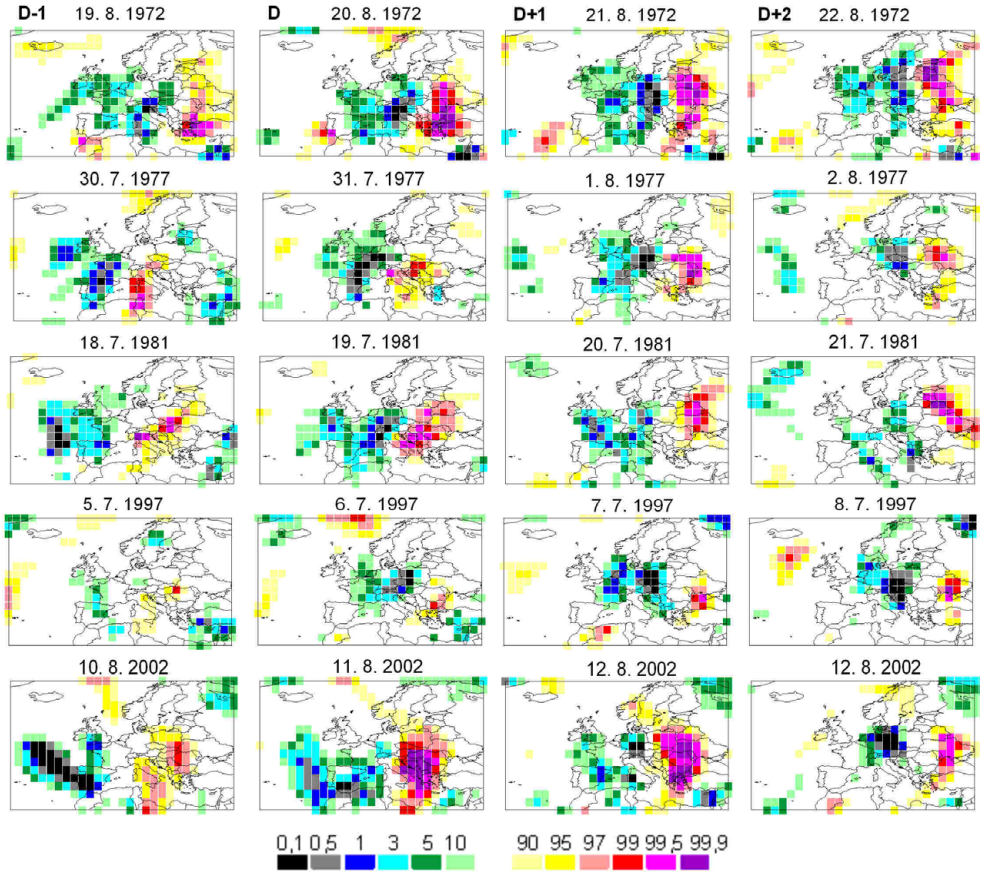
Meridionální tok vlhkosti

Meridionální tok vlhkosti se jeví jako veličina, jejíž využití pro zjišťování extremity podmínek před srážkovou epizodou a během ní je velmi vhodné, neboť mimořádné hodnoty se při událostech vyskytovaly v rozmezí D-2 až D+2. Přitom docházelo v posunu extrému přibližně podle tohoto schématu:

- ve dnech D-2 až D mimořádné až extrémní hodnoty severní složky toku vlhkosti především ve vyšších hladinách (AT500, AT300) v prostoru atlantského pobřeží (obr. 2);
- ve dnech D-1 až D+1 mimořádné až extrémní hodnoty jižní složky toku vlhkosti v hladinách AT850 a AT500 v prostoru jižní či východní Evropy (obr. 2 a 3);
- ve dnech D až D+2 mimořádné až extrémní hodnoty severní složky toku vlhkosti v hladině AT850 v prostoru ČR a v jejím bezprostředním okolí (obr. 3).

Vzhledem k výskytu extrémů i u zonální složky toku vlhkosti, která spojuje extrémy meridionální složky, je zřejmé, že v případě mimořádně silných srážkových epizod jde o ucelený systém přenosu vlhkosti kolem tlakové níže, jejíž střed se přesunuje do prostoru středovýchodní Evropy. Tento přísun vlhkosti má zdroj nejen v prostoru Středozemí, nýbrž může začínat již nad východním Atlantikem.

Z porovnávaných událostí byl systém přenosu vlhkosti podle uvedeného schématu prokazatelně nejlépe vyvinut 9. – 13. srpna 2002, kdy hodnoty v různých fázích dosahovaly skutečně extrémních hodnot. Naopak relativně nejslabší byl 4. – 8. 7. 1997, kdy extremitu události musíme hledat v dalším okolnostech, především v ojediněle dlouhé době setrvání systému v prakticky neměnné poloze v kombinaci s orografickým efektem Beskyd a Jeseníků (viz následující kap.).



Obr. 3 Extremita průměrné hodnoty meridionálního toku vlhkosti z 00 UTC a 12 UTC příslušného dne na AT850. Barvy vyjadřují překročení příslušného kvantilu v daném bodě; minimální hodnoty – severní složka, maximální hodnoty – jižní složka.

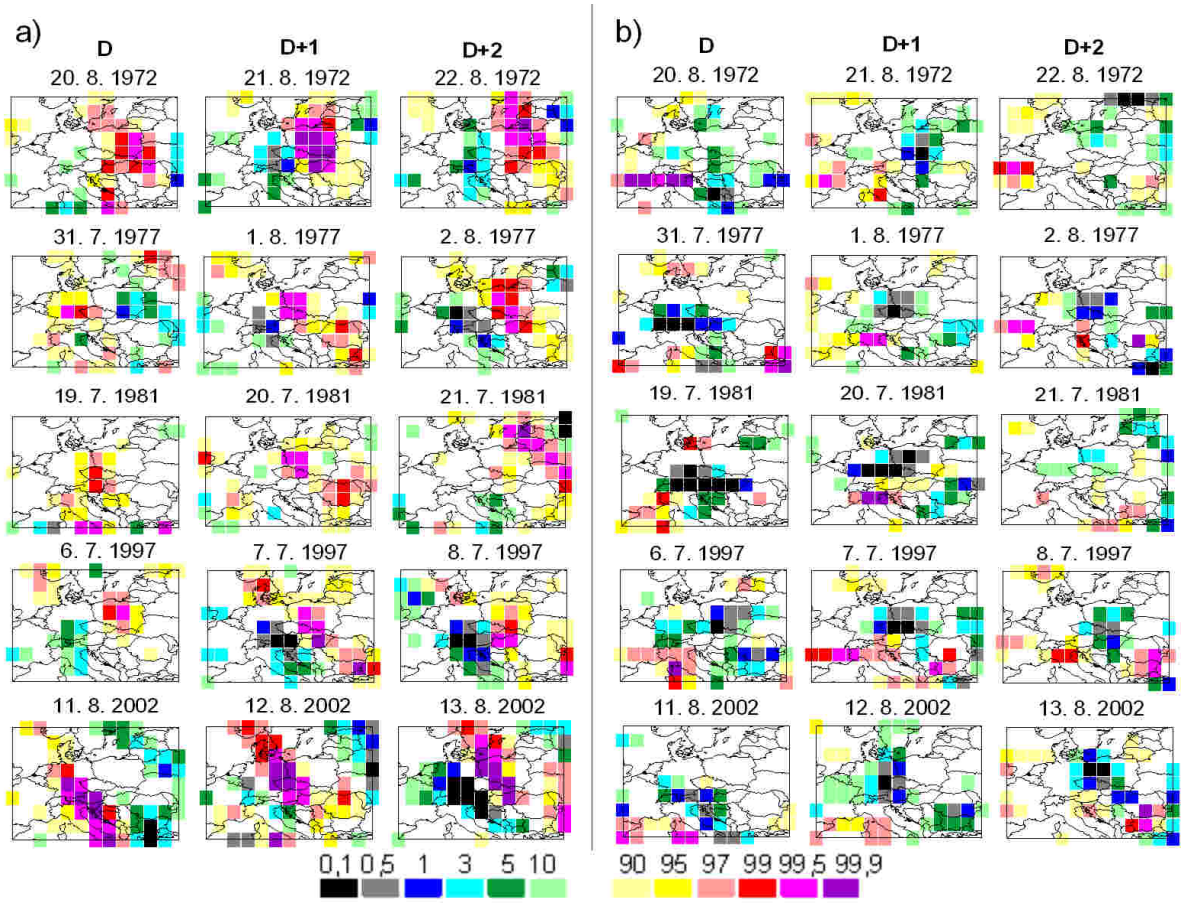
Fig. 3 The extremity of values of the meridional humidity flux at AT850 averaged from the data from 00 UTC and 12 UTC on the given day. The colour means that the value was more extreme than the relevant quantil at given grid point; minimal values – the north component, maximal values – the south component.

Konvergence vlhkosti a vertikální rychlost

Konvergence vlhkosti v hladině AT850 se jeví jako jeden z ukazatelů, jehož extremita se projevuje v prostoru ČR a jejího okolí, a to v době vypadávání srážek, tedy ve dnech D až D+1, případně až D+2 (obr. 4a). Na základě sledovaných událostí lze předpokládat, že pro vznik mimořádně silných srážek musí být dostatečně mohutný proud vlhkosti ukončen konvergencí vlhkosti v prostoru ČR.

Časoprostorové rozdělení extrémních záporných hodnot vertikální složky rychlosti větru, vyjádřené v p-systému na AT850 (obr. 4b), které odpovídají sestupům vzduchu v souvislosti s vypadáváním srážek, se zhruba shoduje s extrémy konvergence vlhkosti. Pro dny vypadávání srážek lze proto usuzovat na možnou mimořádnou intenzitu srážek i na základě sledování extrémů tohoto ukazatele.

Právě dlouhodobý výskyt extrému obou těchto ukazatelů v červenci 1997 v souvislosti s přechodnou stacionarizací „srážkotvorné“ cyklony se jeví jako jeden z indikátorů nebezpečnosti tehdejší synoptické situace.



Obr. 4 Extremita průměrné hodnoty konvergence vlhkosti (a), resp. vertikální rychlosti v p-systému (b) z 0 a 12 hodin UTC příslušného dne na AT850. Barvy jednotlivých gridových bodů vyjadřují překročení příslušného kvantilu v daném bodě; v části a: minimální hodnoty – divergence vlhkosti, maximální hodnoty – konvergence vlhkosti; v části b: minimální hodnoty – výstupné pohyby vzduchu, maximální hodnoty – sestupné pohyby vzduchu.

Fig. 4 The extremity of values of the convergence of humidity (a) and of the vertical velocity in isobaric coordinates (b) at AT850 averaged from the data from 00 UTC and 12 UTC on the given day. The colour means that the value was more extreme than the relevant quantil at given grid point; minimal values: (a) – the divergence of humidity, (b) – updraft; maximal values (a) – the convergence of humidity, (b) - downdraft .

ZÁVĚR

Příspěvek byl věnován sledování extremity řady meteorologických prvků před a během vybraných případů velkoprostorových dešťových povodní na území ČR. Bylo prokázáno, že některé z těchto prvků vykazují určitou časoprostorovou koncentraci extremity při jednotlivých událostech. Platí to především pro veličiny, které vyjadřují přenos vlhkosti. Bylo poukázáno na existenci víceméně souvislého systému mimořádně mohutného toku vlhkosti kolem „srážkotvorné“ cyklony, jehož počátek je nutné hledat již nad Atlantickým oceánem. V době vypadávání srážek se pak v oblasti ČR vyskytovaly mimořádně vysoké hodnoty konvergence vlhkosti a v souvislosti s vypadáváním srážek i výrazné sestupné pohyby vzduchu. Podstatným aspektem je také vícedenní přítomnost anomálií v uvedeném prostoru.

Poznatky budou dále využity při vytváření indexu extremity, který by měl sloužit jako pomocný nástroj vedle modelů numerické předpovědi počasí k určení nebezpečnosti synoptické situace z hlediska nebezpečí vzniku velkoprostorových dešťových povodní.

Poděkování

Příspěvek vznikl s podporou grantů VaV 650/4/03, GAČR 205/04/0114 a GA AVČR B3042404.

Literatura

DPP: Denní přehledy počasí, periodická publikace ČHMÚ.

ERA-40: http://www.ecmwf.int/research/era/Project/index.html

Kašpar, M. (2003): Porovnání extrémnosti synoptických podmínek během povodní v České republice v srpnu 2002 a v červenci 1997, Meteorologické zprávy, 56, č. 6, 166-177.

Müller, M. a Kakos, V. (2003): Hydrometeorologické srovnání povodní v srpnu 2002 s vybranými historickými případy dešťových povodní na Vltavě v Praze, Meteorologické zprávy, 56, č. 5, 129-136.

Porcú, F., Caracciolo, C., Prodi, F., 2003: Cloud systems leading to flood events in Europe: an overview and classification, Meteorological Applications 10, 217-227.

Řezáčová, D., Hanslian, D., Kakos, V., Kašpar, M., Müller, M., Pešice, P. a Sokol, Z. (2003): Posouzení hydrometeorologických podmínek vzniku významných letních povodní na území ČR na základě porovnání situace ze srpna 2002 s vybranými srážkovými epizodami a extrémními podmínkami, Výzkumná zpráva, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Praha, 79 s.

Řezáčová, D., Kakos, V., Kašpar, M., Müller, M., Sokol, Z. (2004): Výzkum vztahů mezi meteorologickými příčinami vývoje silných srážek a hydrologickou odezvou povodí; dílčí úkol 1: Výzkum meteorologických příčin vývoje silných srážek a povodní, vývoj metod pro zpřesnění předpovědi plošných srážek, Zpráva za rok 2004, Ústav fyziky atmosféry AV ČR, Praha, 21 s. (dostupné na ÚFA AV ČR nebo na ČHMÚ).

Řezáčová, D., Kašpar, M., Müller, M., Sokol, Z., Kakos, V., Hanslian, D., Pešice, P. (2005): Comparison of flood precipitation in August 2002 with historical extreme precipitation events from the Czech territory, Atmospheric research, v tisku.

Šopko, F. (2003): Model predictions of the floods in the Czech Republic during August 2002: the forecasters' perspective, ECMWF Newsletter 97, 2-6.

Štekl, J., Brázdil, B., Kakos, K., Jež, J., Tolasz, R. a Sokol, Z. (2001): Extrémní denní srážkové úhrny na území České republiky v období 1879-2000 a jejich synoptické příčiny, Národní klimatický program ČR, ČHMÚ, Praha, sv. 31, 128 s.

Ustrnul, Z. and Czekierda, D. (2001): Circulation background of the atmospheric precipitation in Central Europe (based on the Polish example), Meteorologische Zeitschrift 10, 103-111.

Miloslav Müller, Marek Kašpar

Miloslav Müller, Praha 4, Boční II./1401, 143 31, Česká republika, muller@ufa.cas.cz

VYHODNOTENIE PRIESTOROVÉHO A ČASOVÉHO ROZDELENIA SNEHOVEJ POKRÝVKY METÓDOU ČIAR UBÚDANIA SNEHU V POVODÍ HORNÉHO HRONA

Zuzana Pecušová

Významnou črtou snehovej pokrývky v horských povodiach je jej vysoká priestorová a časová premenlivosť. Poznanie rozdelenia snehu v priestore a čase je dôležité pre vyhodnocovanie množstva vody v snehu, ktorou prispieva snehová pokrývka do odtoku. Priestorové a časové rozdelenie snehu je možné vyhodnotiť rôznymi metódami. Dostupnou metódou je metóda ubúdania snehovej pokrývky v povodí, ktorú možno použiť najmä tam, kde sú potrebné priestorové informácie o snehu, ale k dispozícii nie sú žiadne výsledky diaľkového prieskumu Zeme (DPZ). Praktické využitie odvodených snehových čiar spočíva pri vyhodnocovaní priebehu topenia snehu a v ich začlenení ako priameho vstupu do snehovo-odtokových modelov.
Cieľom tohto príspevku je ukázať použiteľnosť metódy snehových čiar pri vyhodnocovaní priestorovej a časovej variability snehu na základe klasifikovaných tvarov. Snehové čiary boli odvodené pre povodie horného Hrona z vodných hodnôt snehovej pokrývky vypočítaných snehovým distribuovaným modelom.

Kľúčové slová: metóda čiar ubúdania snehovej pokrývky v povodí, priestorové a časové rozdelenie snehovej pokrývky

The areal and temporal assessment of snow distribution using a method of snow areal depletion curves.
The important feature of snow cover is its high variability in space and time, especially in mountainous regions. The knowledge of this variability is of particular relevance for evaluation of the snow contribution to the discharge. The areal assessment of snow can be based on various methods. The method of snow depletion curves may be useful if areal assessment of snow cover is needed and no remote sensing data are at the disposal. The practical applicability of the derived snow areal depletion curves lies in assessment of snowmelt in current season and in incorporating them as a direct input to the snowmelt-runoff models.
The aim of this paper is to present the applicability of the method of snow depletion curves in areal and temporal evaluation of snow distribution according to clasified shapes. The areal snow depletion curves were derived for an area of the upper Hron river basin from snow water equivalent by a distributed snowmelt model.

Key words: the snow areal depletion curves, spatial and temporal variability of snow

---

ÚVOD

Pri určovaní veľkosti odtoku zo snehu pre väčšinu hydrologických modelov, či už snehovo- alebo zrážkovo-odtokových, nie je dôležitá informácia o množstve akumulovaného snehu v jednom príp. viacero bodoch povodia, ale o zásobách snehu v celom povodí. Pretože **letecké,** príp. **družicové snímkovanie** je finančne náročné a **pozemná fotogrametria** (Turčan, 1970) je časovo a fyzicky náročná, určuje sa rozdelenie zásob snehovej pokrývky a vody v nej pre celé povodie stále z bodových meraní. V súčasnosti sú k dispozícii rôzne transformačné techniky teritoriálneho zovšeobecňovania podkladových dát. Prvotnú predstavu o rozložení snehu v povodí je možné získať z **čiary vodných hodnôt** (Turčan, 1973; Barták, 1980; Pobeha, 1984; Sevruk, 1992), ktorá vyjadruje závislosť medzi charakteristikou snehu – vodnou hodnotou a nadmorskou výškou empirickými regresnými funkciami. Vychádzajúc z tejto závislosti, môžu zásoby snehu v nižšie položených oblastiach (do 800 m n.m.) stúpať s nadmorskou výškou lineárne (Babiaková, 1978), alebo nelineárne (Borovikova a Denisov, 1972; Babiaková, 1980; Pomeroy a Gray, 1995) v topograficky členitých vysokohorských povodiach. Nelineárny priebeh čiary vodnej hodnoty svedčí o prudkom náraste zásob snehu až po tzv. kritickú úroveň (Netopil *et al.,* 1984), polohu, od ktorej zásoby snehu rastú len mierne, príp. dokonca klesajú vplyvom transportu vetrom (Kostka, 2001) alebo lavínami (Elder *et al.* 1991) do nižších polôh. Z ďalších metód sa v literatúre (Turčan, 1978) spomína napr. **priestorová extrapolácia** bodových meraní spôsobom, kde sa meraným údajom priraďujú určité plochy v povodí. Vybrané merané hodnoty musia reprezentovať podmienky celého priradeného územia. Zvolené čiastkové plochy povodia musia byť z rôznych hľadísk (topografie, vegetačného krytu a pod.) homogénne. Vývoj

v oblasti geografických informačných systémov posunul problematiku vyhodnocovania rozloženia snehovej pokrývky v povodiach do inej dimenzie. Efektívne sú využívané rôzne **interpolačné metódy** (Keckler, 1995), aj v spojení s **distribuovanými modelmi** akumulácie a topenia snehu (Holko *et al.*, 1999; Parajka *et al.*, 2001; Pecušová *et al.*, 2002), ktoré predstavujú ďalšie z nástrojov pre stanovenie priestorovej variability snehu. Výhodou oboch uvedených prístupov je možnosť získania rozloženia skúmanej vodnej hodnoty snehu v podobe rastrových máp. Z výsledných rastrových máp sa potom vypočíta percento pokrytia povodia snehom, a tak sa nielen vizuálne, ale aj jednoduchou grafickou formou, tzv. **čiarami ubúdania zásob snehu v povodí** (Turčan, 1978 *et al.*)**,** môže tiež vyjadriť územné rozloženie snehu predovšetkým počas obdobia topenia. Vyhodnotenie rozdelenia snehovej pokrývky metódou čiar ubúdania snehu v povodí sa obzvlášť uplatňuje, ak nie sú k dispozícii satelitné alebo letecké priestorové informácie o vývoji snehu a je potrebné takúto informáciu získať čo v najkratšom čase, napr. pre predpovede kumulatívnych prietokov v operatívnej hydrológii.

Cieľom príspevku je ukázať použiteľnosť metódy čiar ubúdania snehovej pokrývky v povodí pri vyhodnocovaní priestorovej a časovej variability snehu na základe klasifikovaných tvarov. Príspevok naväzuje na prácu Pecušová *et al.* (2004), kde bola pre povodie horného Hrona vyhodnotená snehová pokrývka z hľadiska priestoru a času v zimách 1962-2001. Pre rovnaké časové obdobie boli v tejto práci odvodené čiary ubúdania snehových zásob v povodí z vodných hodnôt snehu vypočítaných distribuovaným snehovým modelom.

Čiara ubúdania zásob snehu v povodí

Čiara ubúdania zásob snehu v povodí (tiež ju možno nazvať čiarou pokrytia povodia snehom) je závislosť pokrytia územia snehom v percentách plochy povodia od pomerných čísel, ktoré vyjadrujú postupné ubúdanie snehových zásob v povodí. Používané pomery sú rôzne napr. akumulovaný odtok od začiatku odmäku k celkovému sezónnemu odtoku, objem vody v snehovej pokrývke povodia k maximálnemu objemu zimného obdobia (Turčan *et al*., 1978), percento pokrytia povodia vzhľadom k času atď.. Informácia o pokrytí povodia snehom nebola pôvodne požadovaným vstupom do zrážkovo-odtokových modelov. Bolo však dokázané (napr. McDonell, 1985), že zahrnutie priestotového rozloženia snehu do modelov založených na teplotnom indexe viedlo k značnému zlepšeniu simulácií odtoku počas fázy topenia. Mnohé zo zrážkovo-odtokových modelov sú dnes prístupné už v modifikovanej podobe, kde čiara ubúdania zásob snehu je priamym požadovaným vstupom.

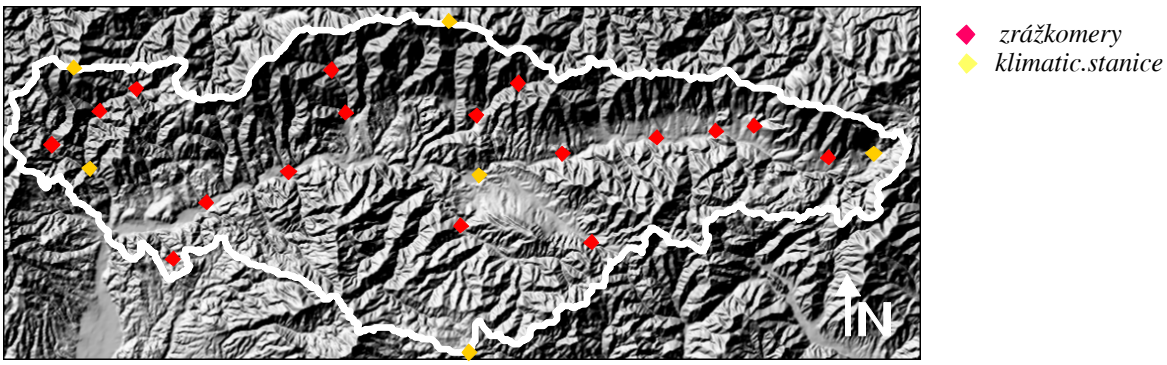
Význam čiary ubúdania zásob snehu v povodí spočíva okrem toho, že predstavuje priamy vstup do zrážkovo-odtokových modelov tiež v tom, že vývoj snehovej pokrývky na určitom území je prezentovaný grafickou formou a čo je pre hydrológov podstatné, aj kvantitatívne konkrétnymi hodnotami napr. odtopeného množstva snehu, poklesom vodnej hodnoty snehu atď.. Takto graficky zovšeobecnený vývoj snehu na určitom území je zároveň veľkým uľahčením práce v procese vyhodnocovania priestorových máp rozloženia snehu, lebo nie je nutné posudzovať každú mapu osobitne. Navyše sú čiary oproti snímkam DPZ dostupné pre akýkoľvek časový interval, lebo ich možno odvodiť z rastrových máp (najčastejšie vodných hodnôt), ktoré sú priamym výstupom snehových modelov. Samozrejme je potrebné čiary odvodené zo simulovaných hodnôt porovnávať s meranými vodnými hodnotami a pre použitie v praxi aj modifikovať podľa snímok DPZ (Kolberg a Gottschalk, 2003) alebo fyzicko-geografických faktorov vplývajúcich na tvar čiary (vegetácia, nadmorská výška, sklon a orientácia svahov) a meteorologických veličín, napr. slnečného žiarenia (Molotch *et al.*, 2001).

Cieľom modelovania je dokázať simulovať prvky hydrologického režimu aj v povodiach bez meraní na základe poznania zákonitostí z fyzicko-geograficky podobných povodí. Výskum v hydrológii snehu má v súvislosti s čiarou ubúdania zásob snehu podobnú myšlienku. Speje k tomu, aby modifikované čiary, príp. typizované na určité podmienky, mohli byť uplatnené pri simuláciách odtoku zo snehu v neznámych povodiach (König a Sturm, 1998) alebo použité pre predpovede odtoku v povodí, pre ktoré boli odvodené. Pri predpovediach odtoku použitím čiar sa predpokladá určitá uniformita

odozvy povodia na topenie snehu z roka na rok (Menoes a Brubaker, 2001). To znamená, že tvar čiar odvodených pre jednotlivé roky by mal byť pomerne stály (Turčan, 1978 *et al.*).

ŠTUDOVANÉ ÚZEMIE

Záujmové povodie horného Hrona bolo vybrané z dôvodu existencie 40-ročného časového radu meraní meteorologických vstupov a charakteristík snehu (výšky a vodnej hodnoty). Povodie je situované na strednom Slovensku, zo severu a severozápadu ohraničené fyzicko-geografickými celkami Nízke Tatry a z juhu Veporskými vrchmi a Poľanou. Povodie horného Hrona s rozlohou 1767 km^2 má horský charakter; výškový rozsah je od 341 (Hron v Banskej Bystrici) do 2043 m n. m. (Ďumbier). Priemerný sklon povodia je 17° a lesnatosť 66%. Meteorologické vstupy boli dostupné zo siete zrážkomerných (n=23) a klimatických staníc (n=6) a merania charakteristík snehu na snehových profiloch, ktoré sa nachádzali v blízkosti zrážkomerov (obr. 1).



Obr. 1 Digitálny model terénu povodia horného Hrona a sieť zrážkomerov a klimatických staníc SHMÚ.

Fig. 1 Digital elevation model of the upper Hron river basin and the network of precipitation and climatic stations of Slovak Hydrometeorological Institute (SHMI).

METODIKA

Na modelovanie vodnej hodnoty snehu z hľadiska jej variability v priestore a čase bol použitý fyzikálne založený distribuovaný model WaSiM-ETH (Schulla a Jasper, 1999).
Okrem splnenia požiadavky na vstupné údaje pre možnú aplikáciu modelu bola do úvahy braná aj skutočnosť, že uvedený model bol s úspechom testovaný aj v iných povodiach SR. Napr. v horskom povodí Jaloveckého potoka (Západné Tatry) pre výpočet priebehu akumulácie a topenia snehu (Kostka, 2001) a na odhad dôsledkov zmeny klímy (Kostka a Holko, 2002).
Databázu základných hydrometeorologických vstupov do modelu tvorili priestorové údaje o zrážkach, teplotách vzduchu, relatívnej vlhkosti vzduchu a rýchlosti vetra. Údaje topografického charakteru pozostávali z digitálneho modelu terénu (Obr.1) a informácií o využití krajiny, pôdnych typoch a pokrytia povodia vegetáciou. Všetky meteorologické veličiny okrem údajov o zrážkach boli získané zo siete klimatických staníc SHMÚ, Obr. 1. Na určenie plošných úhrnov zrážok boli použité zrážkové úhrny zo siete 23 zrážkomerov. Snehomerné merania, merania vodnej hodnoty, boli dostupné na všetkých 23 zrážkomerných staniciach.

Pre výpočet akumulácie a topenia snehu v rôznom čase a priestore bola v modeli WaSiM-ETH použitá kombinovaná metóda podľa Andersona (1973) rozšírená Braunom (1985). Podstata metódy je bližšie vysvetlená pri opise modelu. Výpočet topenia snehovej pokrývky zahŕňa vplyv rýchlosti vetra, slnečné žiarenie a príspevok energie z dažďa. Potenciálna evapotranspirácia sa počítala podľa vzorca Penman-Montheith. Na výpočet rýchlosti a množstva vody infiltrujúcej do pôdy bol použitý upravený vzťah Greena a Ampta.

Simulácie plošného rozdelenia vodnej hodnoty snehu v záujmovom území prebehli v rokoch 1962 až 2001. Ako kalibračné obdobie boli určené 80. roky (1981-1990), predovšetkým z dôvodu, že táto dekáda spĺňala požadované kritériá na komplexnosť vstupných údajov najlepšie.

Na optimalizáciu parametrov modelu bola použitá automatická technika PEST. V modele WaSiM-ETH bola optimalizácia parametrov vykonaná v dvoch krokoch: v zrážkovo-odtokovom podprograme voči meraným prietokom a v snehovom podprograme voči meraným vodným hodnotám snehu. Pri simuláciach výstupných veličín, odtoku a vodnej hodnoty snehu pracoval model s denným krokom výpočtu. Výsledné simulované odtoky boli pre vybrané časové obdobie získané v podobe grafických výstupov. Výstupom modelovania vodnej hodnoty snehu boli priestorové rastrové mapy simulovaných hodnôt pre každý deň 40 ročného obdobia. Pri modelovaní vodnej hodnoty snehu v povodí bola použitá štvorcová sieť s veľkosťou rastra 500x500m. Rastrové mapy boli podkladom pre výpočet priemernej vodnej hodnoty na povodie a konštrukciu čiar ubúdania snehovej pokrývky v povodí.

Opis modelu

***WaSiM** – Water Balance Simulation Model (Schulla a Jasper, 1999)*

Model bol skoncipovaný (Schulla a Jasper, 1999) na fyzikálnom základe opisu najdôležitejších procesov vodného cyklu. Ukladanie vody do zásoby, jej transformácia a transport v povodí sú v modeli opísané prostredníctvom týchto komponentov: meteorologických údajov a ich interpoláciou; vývinom snehovej pokrývky; intercepciou; výparom, infiltráciou vody do pôdy; tvorbou zásoby vody v koreňovej zóne a koncentráciou odtoku v riečnej sieti. Keďže model pracuje v distribuovanej forme, okrem hydrologických a klimatických údajov sú dôležitými vstupmi aj dáta o fyzicko-geografickom charaktere územia – topografia, spôsob využívania krajiny atď.. Parametre jednotlivých zložiek modelu vychádzajú z použitých matematicko-fyzikálnych vzťahov.

Existujú dve verzie modelu. Prvá verzia používa princíp hydrologickej podobnosti (TOPMODEL) a mohla by sa označovať ako priestorovo semi-distribuovaná, kým druhá používa systém Richardsových rovníc pohybu vody v pôde a je to priestorovo distribuovaná verzia. Obidve verzie riešia časový vývoj prírodných hydrologických procesov na základe fyzikálnych zákonitostí pre všetky body povodia.

Akumuláciu snehu v snehovej zložke modelu predstavuje vzťah, ktorý rozhoduje o skupenstve zrážok na základe teplôt vzduchu počas danej udalosti (rovnica 1). Podiel snehu v zrážkach je daný vzťahom:

$$P_S = \frac{T_{D/S} + T_{trans} - T}{2.T_{trans}} \qquad (1)$$

kde Ps je podiel snehu na celkovom úhrne zrážok, T je teplota vzduchu, $T_{D/S}$ je teplota, pri ktorej 50% dopadá vo forme snehu, T_{trans} je polovičný teplotný rozsah prechodu od zrážok v pevnej fáze k zrážkam v tekutej fáze.

Pre stanovenie topenia snehu môže model pracovať pomocou teplotného indexu (rovnica 2), kombinovane na fyzikálnej báze (rovnica 3), alebo s teplotným indexom doplnenom o vplyv vetra (rovnica 4).
V prípade kombinovanej metódy (Anderson, 1973) vstupujú do modelu nasledujúce zložky: turbulentný prenos energie (*Ms*) zahŕňajúci rýchlosť vetra (rovnica 4); topenie vplyvom slnečného žiarenia M_R (rovnica 5)*;* topenie vplyvom latentného tepla M_E, (rovnica 6) a vplyvom energie získanej z dopadajúcich tekutých zrážok M_P (rovnica 7). Parametre snehovej zložky modelu možno kalibrovať voči meraným vodným hodnotám a prietokom.

$$M = a.(T - T_{crit}) \quad (2)$$

$$M = (M_S + M_R + M_E + M_P) \quad (3)$$

$$M_S = a.(c.u).(T - T_{crit}).\frac{\Delta t}{24} \quad (4)$$

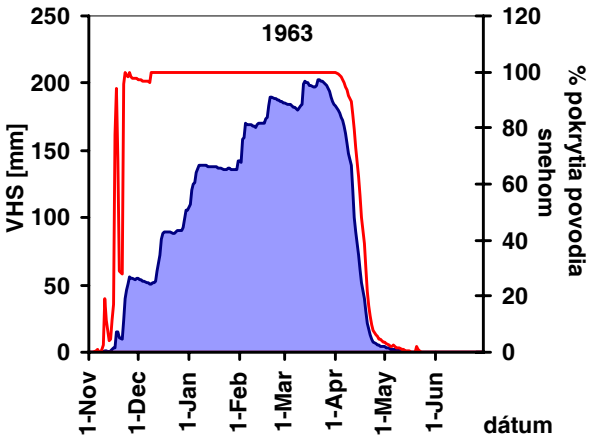
$$M_R = 1{,}2.T \quad (5)$$

$$M_E = a.(c.u).(E - 6{,}11)/\gamma \quad (6)$$

$$M_P = 0{,}0125.P.T \quad (7)$$

kde M [mm.deň$^{-1}$] je celkové roztopené množstvo snehu; a [mm°C^{-1}.d^{-1}] je teplotný faktor udávajúci úbytok vodnej hodnoty vrstvy snehu M [mm.deň$^{-1}$] spôsobený na jeden stupeň teploty vzduchu (T) nad kritickou teplotou vzduchu T_{crit}; c je koeficient topenia závislý od činnosti vetra [mm.(°C. m/s-1 d-)1]; u rýchlosť vetra [m.s^{-1}]; M_S je topenie snehu spôsobené turbulentým prenosom energie, M_R radiačnou bilanciou, M_E latentným teplom a M_E príspevokom energie z dažďa.

VÝSLEDKY A DISKUSIA

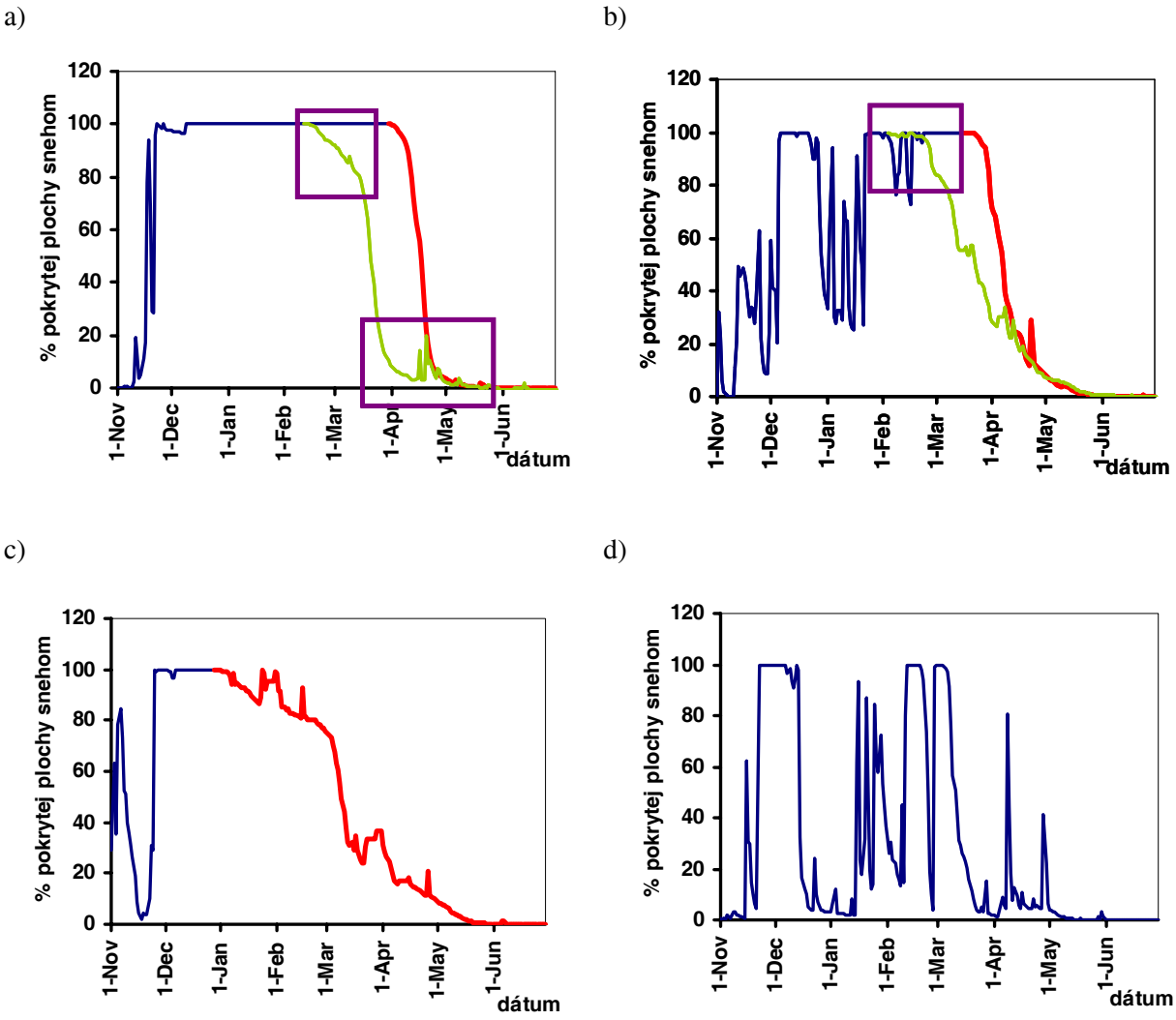


Obr. 2 Vývoj vodnej hodnoty snehu [mm] vyjadrenej ako priemer na povodie v zime 1963 (modrá krivka) a čiara ubúdania zásob snehu v povodí (červená krivka).

Fig. 2 Developement of mean basin snow water equivalent [mm] in winter 1963 (blue line) and snow depletion curve (red line).

Z rastrových máp vodnej hodnoty snehu simulovanej pre zimy 1962-2001 bolo odvodených 40 čiar ubúdania snehu v povodí horného Hrona. Percentuálne pokrytie povodia snehom bolo dané do vzťahu k času (Obr. 2), hoci sa tento vzťah často nepoužíva z dôvodu, že priebeh funkcie nie je hladký v bodoch, ktoré odrážajú náhle topenie alebo sneženie počas topenia snehu (Sevruk, 1992). Častejšie sa objavuje vzťah pokrytia snehom v percentách plochy povodia ku kumulatívnemu odtopenému množstvu vody zo snehu (Brubaker a Menoes, 2001; Martinec *et al.*, 1998 a iní) alebo vzťahy uvedené Turčanom *et al.* (1978); pozri v teoretickej časti pojednávajúcej o čiare ubúdania snehu v povodí.

Čiary boli v nasledujúcom kroku rozdelené do štyroch tried podľa tvaru kriviek na s-krivku (a), „exponenciálny“ tvar (b), postupne klesajúci (c) a neidentifikovateľný tvar krivky (d) na Obr. 3. Tvary a) a b) možno nájsť už v práci Andersona (1977) s tým rozdielom, že vo vzťahu je pomer priemernej a priemernej maximálnej vodnej hodnoty snehu W/W_{max} a plocha bez snehovej pokrývky.



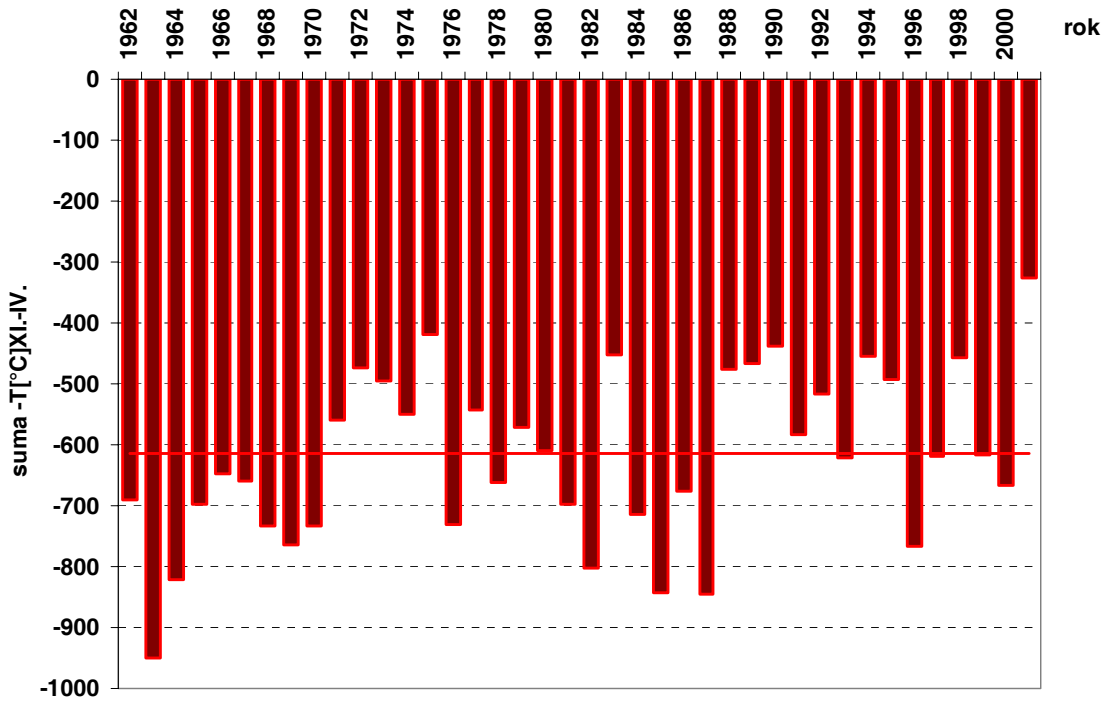
Obr. 3 Tvar odvodených čiar ubúdania snehu v povodí a) s-krivka b) „exponenciálna“ c) postupne klesajúca d) neurčitý tvar krivky. Zelené krivky naznačujú variáciu základnej formy v závislosti od dĺžky trvania počiatočnej a konečnej fázy topenia, príp. oboch fáz súčasne.

Fig. 3 Shape of the derived snow depletion curves a) s-form b) exponential c) gradually decreasing d) unidentified. The green line indicates the variation of base shapes according to the duration of initial and final phase of melting, or both phases simultaneously.

Z tvaru kriviek možno vyčítať vývoj snehovej pokrývky v priestore a čase. Krivka tvaru s opisuje priestorové rozdelenie snehu následovne. V iniciálnej fáze topenia (vyznačená na obrázku 3 a štvorčekom), ktorá môže trvať krátko (niekoľko týždňov - červená krivka) alebo dlhšie (aj viac ako mesiac - zelená krivka) ubúda sneh v povodí pozvoľne. Hlavnými oblasťami, kde sa fáza iniciálneho topenia odohráva, sú nižšie položené územia. Po iniciálnej fáze naznačuje krivka tvaru s fázu hlavného topenia. Zásoby snehu klesajú prudko v celom povodí, sneh sa uvoľní do toku prakticky počas 2 až 3 týždňov. Záver topenia (spodný štvorček) možno pripísať vysoko položeným oblastiam, kde sa ešte nachádza sneh a postupne sa uvoľňuje do toku. V povodí Hrona sa na počiatočnom topení podieľa od 5 do 20% územia a na konečnej fáze cca 10% územia. V krivke „exponenciálneho“ tvaru (b) sa počiatočná fáza buď vyskytuje (štvorček na Obr. 3b), vtedy môže byť znova topenie snehu pripísané nižším polohám, alebo úplne chýba. V prípade absencie iniciálnej fázy možno ubúdanie snehu v povodí interpretovať takto. Sneh mizne v povodí od nástupu topenia rýchlo v období 2-3 týždňov. Ubúdanie sa spomalí približne v polovici trvania celého procesu topenia, čo znamená, že v povodí sa snehová pokrývka nachádza ešte na pomerne veľkom území. Na území horného Hrona predstavuje

táto plocha okolo 40%. Zásoby snehu z tohto územia sa uvoľňujú postupne. Ak sa v odvodených exponencialnych čiarach objavila fáza počiatočného topenia, tak len na malom percente plochy povodia Hrona (5%). Krivka (c) s postupne klesajúcim trendom hovorí, že sneh v povodí ubúda počas fázy topenia postupne. Túto krivku nie je možné rozdeliť na iniciálnu, hlavnú a konečnú fázu topenia, čo možno v spojení s percentom pokrytej plochy vysvetliť tak, že vždy takmer rovnaké množstvo snehu mizne na takmer rovnakej ploche povodia. Je vhodné si tiež všimnúť aj skorý nástup topenia snehu. Krivka (d) nemá charakteristický tvar, a preto nemožno vyvodiť jednoznačné závery o rozložení snehu v povodí počas zimy. Je možné len skonštatovať, že v niektorých časových úsekoch nebolo celé povodie pokryté snehom. Predpokladáme, že ide hlavne o údolné a stredné polohy, kde sa variabilita snehu mení vplyvom kolísajúcich teplôt.

V nasledujúcej časti sme sa zamerali na charakterizovanie zím podľa sumy záporných teplôt vzduchu za mesiace november až apríl (obr. 4) a meraných výšok snehu, ako aj simulovaných vodných hodnôt snehu (obr. 5). Na základe teploty vzduchu spriemerovanej z meraní na 6 klimatických staniciach boli všetky zimy rozdelené do týchto tried: veľmi chladné, chladné, mierne, teplé a veľmi teplé. Kritériom pre zaradenie do kategórie veľmi chladné zimy bola suma prevyšujúca –700 [°C] a do kategórie veľmi teplá bola uvedená suma nižšia ako –500 [°C]. Smerodajným pre kategórie chladné, mierne a teplé zimy bol dlhodobý priemer za obdobie 40 rokov. Výsledok triedenia zím podľa teploty vzduchu je v Tab. 1.



Obr. 4 Suma záporných teplôt vzduchu vypočítaná ako aritmetický priemer z meraní na 6 klimatických staniciach pre mesiace XI.–IV. a dlhodobý priemer za obdobie 40 rokov.

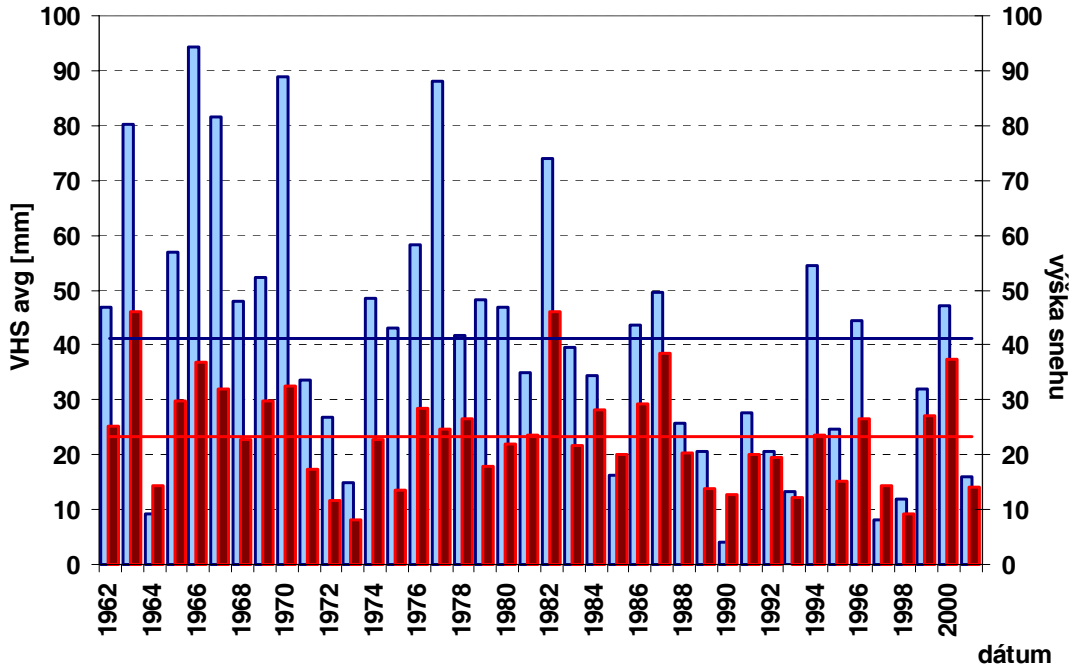
Fig. 4 The sum of negative temperatures calculated as arithmetical mean from values measured at 6 climatic stations for month XI.–IV. and long-term average for the time period of 40 years.

Tab. 1 Klasifikácia zím podľa sumy záporných teplôt vzduchu za mesiace XI.-IV.

Tab. 1 Classification of winters according to the sum of negative temperatures for month XI.-IV.

kategória	zimy
veľmi chladná	1963, 1964, 1968, 1969, 1970, 1976, 1982, 1984, 1985, 1987, 1996
chladná	1962, 1965, 1966, 1967, 1978, 1981, 1986, 2000
mierna	1980, 1993, 1997, 1999
teplá	1971, 1974, 1977, 1979, 1991, 1992
veľmi teplá	1972, 1973, 1983, 1988, 1989, 1990, 1994, 1995, 1998, 2001

Podľa meranej výšky snehu a simulovanej vodnej hodnoty boli zimy charakterizované na veľmi chudobné, chudobné, priemerné, bohaté a veľmi bohaté na sneh. Výšky snehu boli pre celé povodie vypočítané v jednotlivých zimách ako aritmetický priemer z 23 snehomerných profilov. Obr. 5 zobrazuje výšky snehu a vodné hodnoty snehu ako aj dlhodobé priemery za obdobie 1962-2001. Za zimy bohaté a veľmi bohaté boli považované všetky tie, ktorých hodnoty uvedených snehových charakteristík boli nad dlhodobým priemerom. Hodnoty snehových charakteristík priemerných zím sa pohybovali okolo dlhodobého priemeru. Hodnoty nižšie ako dlhodobý priemer určili, že zima je chudobná alebo veľmi chudobná na sneh. Hraničné hodnoty medzi veľmi bohatou a bohatou, resp. chudobnou a veľmi chudobnou zimou boli viac ako 60 mm a menej ako 30 mm. V sporných prípadoch, napr. zima 1977, ktorá bola podľa výšky snehu priemerná, ale podľa vodnej hodnoty snehu veľmi bohatá, sme sa priklonili k hodnoteniu podľa vodnej hodnoty snehu i ked simulovanej. Tá sa ukázala po vyhodnotení maximálnych nameraných prietokov z topiaceho sa snehu smerodatnejšia, lebo na jar 1977 kulminoval prietok najvyššou hodnotou za 40-ročné obdobie $Q > 250 m^3/s$. Logicky preto zima 1977 musela byť na sneh bohatá, čo nám neskôr potvrdilo aj maximum vodnej hodnoty snehu, ktoré bolo za roky 1962-2001 najvyššie práve počas tejto zimy [250 mm].



Obr. 5 Meraná výška snehu [cm] vyjadrená pre každú zimu ako aritm. priemer z 23 snehomerných profilov (červené stĺpčeky), priemerná simulovaná vodná hodnota [mm] (modrá farba) a dlhodobé priemery oboch charakteristík.

Fig. 5 Measured depth of snow [cm] expressed for each winter season as arithmetical average from 23 snow courses (red columns), the mean of simulated snow water equivalent [mm] (blue columns) and the long-term averages of both the characteristics calculated for the time period of 1962-2001.

Z analýzy 40 čiar sme dospeli k záveru, že tvar čiary nie je pre určité povodie stály, ako sa píše v práci Turčan *et al.* (1978), ale sa mení vzhľadom na charakter zimy. Oponovanie starším poznatkom argumentujeme následovnými výsledkami.

Krivka v tvare s bola platná prevažne pre zimy veľmi bohaté a bohaté na sneh, teplotne prevažne veľmi chladné. Veľmi bohaté zimy (1963, 1966, 1970, 1977, 1982, 1987, 2000) a bohaté na sneh (1969, 1986, 1996, 1999) mali charakter veľmi chladných a chladných zím (pozri tab. 1). Krivka čiar mala v takýchto prípadoch hladký priebeh bez výkyvov, ktoré by značili zmenu zásob snehu na území vplyvom kolísajúcich teplôt vzduchu. Čo sa týka zásob snehu, výnimkou pre typ krivky s boli zimy 1962, 1968, 1974 s priemernou zásobou snehu a jedna chudobná zima 1971. Výnimkou z teplotnej charakteristiky boli zimy 1971 a 1974, ktoré boli teplé.

Pre tvar krivky v „exponenciálnom" tvare (b) nebolo možné vyvodiť jednoznačné závery. Krivka bola priradená rôzne bohatým zimám, i keď najpočetnejšiu skupinu tvorili na sneh chudobné zimy (1964, 1971, 1972, 1981, 1984, 1985, 1988, 1991, 2001). Rovnako početné skupiny predstavovali priemerné zimy (1978, 1979, 1980, 1983) a zimy bohaté (1965, 1967, 1976 a 1994). Rôznorodé boli zimy aj teplotne. Možno však skonštatovať, že v danej kategórii sa častejšie objavujú teplé a veľmi teplé zimy (tab. 1), čím sa plynulosť krivky prerušuje početnejším výskytom vĺn z topenia, väčších, či menších rozmerov.

Postupne klesajúci trend (čiara c) bol platný pre veľmi teplé, chudobné (1975) a veľmi chudobné zimy (1989, 1992).

Čiary bez určitého tvaru s rozkolísaným priebehom (d) boli odvodené krivky len pre veľmi chudobné zimy 1973, 1990, 1993, 1995, 1997 a 1998. Pravidlom bolo, že čiary posledného typu mali značne rozkolísaný priebeh, čo znamená, že v daných zimách sa často striedali náhle oteplenia s opätovným ochladením. Pri oteplení sa v niektorých prípadoch snehová pokrývka roztopila skoro na celom území, ochladenie prinieslo opätovné sneženia, kde sa povodie pokrylo snehom buď čiastočne, alebo dokonca na 100% (Obr. 3d).

Využitie čiar pre predpoveď odtoku zo snehu

Základna myšlienka použitia čiar do predpovednej verzie zrážkovo-odtokového modelu SRM (Martinec *et al.*, 1998) je postavená na kategorizácii čiar, ktorú sme vykonali. Podľa teploty vzduchu a hodnôt vodnej hodnoty snehu nameraných v teréne k určitému dátumu by sa predbežne určil charakter skúmanej zimy. Z kategórie čiar typizovaných na určité teplotné a snehové pomery by sa vybral ten tvar, ktorý zodpovedá skupine zím s podobnými vlastnosťami ako je skúmaná zima. Tento tvar čiary ubúdania snehovej pokrývky by sa potom použil spolu s predpovedanými teplotami a zrážkami ako priamy vstup do modelu. V budúnosti bude však ešte potrebné základnú klasifikáciu čiar podľa teploty vzduchu a veľkosti vodnej hodnoty snehu rozšíriť o klasifikáciu podľa priebehu vodnej hodnoty snehu, maxima vodnej hodnoty snehu za zimnú sezónu, nástupu a dĺžky topenia atď. Tým by sa zovšeobecnili ďalšie faktory, ktoré spôsobujú určité variácie v základných štyroch zistených typoch čiar. Príkladom môžu zimy 1969 a 1996 charakteristické takmer identickým priebehom vodnej hodnoty počas sezóny. Rovnaký priebeh tejto snehovej charakteristiky v oboch zimách dáva typizovanej s čiare ubúdania snehu rovnakú dĺžku a sklon iniciálnej, hlavnej a konečnej fázy topenia.

ZÁVER

Z analýzy čiar ubúdania zásob snehu v povodí, odvodených pre 40 zím z rastrových máp simulovanej vodnej hodnoty sme dospeli k záveru, že tvar krivky týchto čiar nie je pre určité povodie stály. Naopak mení sa v závislosti od charakteru zimy. Pre zimy veľmi bohaté a bohaté a teplotne prevažne veľmi chladné bola určená krivka v tvare s. Pre bohaté, priemerné ale najpočetnejšiu skupinu zimy chudobné sa objavoval tvar krivky v „exponenciálnom" tvare. Pri „exponenciálnom" type už prevažovali zimy teplé až veľmi teplé nad chladnými. V chudobných a veľmi chudobných zimách trend krivky klesal postupne a pre zimy s veľmi chudobnými zásobami snehu nebolo možné určiť konkrétny tvar.

V posledných dvoch kategóriach sa vyskytovali najmä veľmi teplé zimy, čím sa vysvetlilo vytrácanie plynulosti krivky prerušovanej vlnami z náhleho topenia a opätovného sneženia. Rozkolísanie kriviek typizovaných čiar všeobecne signalizovalo, že variabilita trvania snehovej pokrývky na území je ovplyvňovaná tým viac, čím chudobnejšia na sneh a teplejšia je zima.
V budúnosti bude potrebné základnú klasifikáciu čiar podľa teploty vzduchu a veľkosti vodnej hodnoty snehu rozšíriť o klasifikáciu napr. o priebehu vodnej hodnoty alebo maxima vodnej hodnoty snehu za zimnú sezónu, nástupu a dĺžky topenia snehu atď. Tým by sa zovšeobecnili ďalšie faktory, ktoré spôsobujú určité variácie v základných štyroch určených typoch čiar.

POĎAKOVANIE

Výskum bol podporený agentúrou VEGA prostredníctvom grantu 2/3184/23.

Literatúra

Anderson, E. A (1973): National Weather Service river forecast system-snow accumulation and ablation model. National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA),Tech. Mem., NWS-HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, s. 217.

Anderson, E. A (1977): Initial parameter values for the snow accumulation and ablation model. Appendix to an unidentified publication, s. 15.

Babiaková, G. (1978): Posúdenie možností použitia základných vstupných údajov v modeli akumulácie a odmäku snehovej pokrývky. Vodohosp. čas., 26, 4, 397-408.

Babiaková, G. (1980): Príspevok k vertikálnemu rozdeleniu zrážok. Vodohosp. čas., 28, č.6, 596-605.

Barták, Z. (1980): Sněhomerný průzkum v povodí vodního díla Nýrsko. Vodohosp. čas., roč. 28, č. 2, 245-255.

Borovikova, L. N, Denisov, J. M., Trofimova, E. B., Šencis, J. D. (1972): Matematičeskoje modelirovanie processa stoka gornych rek. Trudy, vypusk 61, 76, Leningrad, Gidrometeoizdat.

Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland. Zűrcher Geographische Schriften, ETH Zűrich, 21, s.166.

Brubaker, L. K., Menoes, M (2001): A technique to estimate snow depletion curves from time-series data using the Beta distribution. 58th Eastern Snow Conference, Ottawa, Ontario, Canada, p. 4.

Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J. (1991): Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed. Water Resources Research, Vol. 27, No. 7, 1541-1552.

Holko, L., Kostka, Z., Parajka, J. (1999): Spatial distribution of snow in mountain catchments and basin-averaged modelling. Int. Conf. "Problems in Fluid Mechanics and Hydrology", Institute of Hydrodynamics AS CR, 1999, Praha, Česká republika, 400-407.

Keckler, D. (1995): Surfer for Windows. User's Guide, Golden Software, USA.

Kolberg, S. A., Gottschalk, L. (2003): Updating of snow depletion curve with remote sensing data. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5, Abstract No. 09957.

Kostka, Z. (2001): Akumulácia, topenie a transport snehu v povodí s členitým reliéfom. Acta Hydrologica Slovaca, roč. 2, č. 1, 113-121.

Kostka, Z., Holko, L. (2002): Impact of climate and vegetation changes on hydrological processes in the Jalovecký creek catchment. Full paper (CD version) for the International Conference on 'Interdisciplinary Approaches in Small Catchment Hydrology: Monitoring and Research held in Demänovská dolina, Slovakia, from 25 to 28 September 2002.

Martinec, J., Rango, A., Roberts, R. (1998): Snowmelt Runoff Model (SRM). User's Manual, University of Berne, s. 84.

McDonnell, J. J. (1985): Snowcover ablation and meltwater runoff on a small Precambrian shield watershed. M.Sc. Thesis, Watershed Ecosystem Program, Trent Univ., Peterborough, Canada.

Menoes, M. C., Brubaker, K. L. (2001): How similar are the depletion curves from year to year? Case study in the Upper Rio Grande Watershed. 58th Eastern Snow Conference, Ottawa, Canada.

Molotch, N. P., Painter, T. H., Colee, M. T., Rosenthal, C. W, Dozier, J. Bales, R. C. (2001): Analysis of the spatial variability of snow cover depletion in an alpine watershed, Tokopah basin, Sierra Nevada, California, U.S.A.. 69th Annual Meeting of the Western Snow Conference, s. 9.

Netopil, R. Brázdil, R., Demek, J., Prošek, P. (1984): Fyzická geografie 1. SPN Praha, s. 272.

Parajka, J (2001): UEB EHZ – Distribuovaný energeticky založený model akumulácie a topenia snehovej pokrývky. Acta Hydrologica, ÚH SAV, roč. 2, č. 2, 58-63.

Pecušová, Z., Parajka, J., Hrušková, K. (2002): Spatial estimation of snow water equivalent in the mountain basin Bystrá. In Interdisciplinary approaches in small catchment hydrology: monitoring and research, ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia, September 25.- 28., s. 217-221

Pobeha, Ľ. (1984): Zhodnotenie rôznych spôsobov vyhodnocovania zásob vody v snehovej pokrývke povodia Oravskej nádrže a možnosti ich aplikácie na povodie Váhu po nádrž Nosice. Vodohosp. čas., 32, 3, 282-309.

Pomeroy, J. W., Gray, D. M. (1995): Snowcover accumulation, relocation and management. National Hydrology Research Institute Science Report No. 7, s. 135.

Sevruk, B. (1992): Snow cover measurements and areal assessment of precipitation and soil moisture. Operational Hydrology Report, No. 35, WMO-No.749, Geneva, s. 283.

Schulla, J., Jasper, K. (1999): Model description WaSiM-ETH (Water Balance Simulation Model ETH). Institute of Geography ETH, Zűrich, 166s.

Turčan, J. (1973): Príspevok k určeniu zásoby snehu v horskom povodí. Vodohosp. časopis, Roč. XXI, č. 3-4, 367-376.

Turčan, J. (1978): Použitie pozemnej fotogrametrie pre snehomerné práce. Vodohosp. časopis, Roč. XVIII, č. 2.

Turčan, J., Babiaková, G., Šimo, E. (1978): Výskum tvorby a režimu odtoku zo snehu, I. Etapa. Záv. Správa ČÚ II-7-2/1, Ústav hydrológie a hydrauliky SAV, Bratislava.

MOŽNÝ VPLYV KLIMATICKEJ ZMENY NA PRIESTOROVÝ A DYNAMICKO-KLIMATOLOGICKÝ VÝSKYT BÚROK NA SLOVENSKU

Jozef Pecho

V predkladanom príspevku sme sa zamerali na štatistickú, priestorovú a dynamicko-klimatologickú analýzu početnosti dní s búrkou v rámci jednotlivých regiónov Slovenska v období 1951, resp. 1961 až 2002. Hlavným cieľom riešenia tejto závažnej problematiky bolo na základe výsledkov vyššie uvedených analýz hľadať určité logicky zdôvodniteľné súvislosti medzi dlhodobými priestorovými zmenami výskytu búrok a zmenami veľkopriestorovej cirkulácie atmosféry. Na štatistickú a dynamicko-klimatologickú analýzu sme použili údaje z 55 meteorologických, resp. klimatologických staníc. Pri hodnotení možného vzťahu medzi klimatickou zmenou a charakteristikami búrkovej činnosti sme uprednostňovali metódy štatistického hodnotenia časových radov (štatistické trendy a cykličnosť). V rámci dynamicko-klimatologickej analýzy sme sa pokúsili zhodnotiť vplyv zmien veľkopriestorovej cirkulácie atmosféry na dlhodobé zmeny priestorového výskytu búrok, a to najmä v letnom období.

Kľúčové slová: búrky na Slovensku, klimatická zmena, štatistická analýza, dynamicko-klimatologická analýza, dlhé časové rady

Possible impact of climate change on spatial and dynamic-climatological occurrence of thunderstorms in Slovakia. *Climatological analysis of long-term changes in spatial and dynamic-climatological incidence of thunderstorms in Slovakia in the 1951, resp. 1961 – 2002 period is presented in this contribution. Statistical evaluation of long-term tendency of thunderstorms occurrence in particular regions of Slovakia and attempt of correct interpretation of mentioned changes is the prime object of presented contribution. The long-term data series from 55 meteorological stations have been used for statistical, spatial and dynamic-climatological analysis. In the presented contribution we have tried to find some logical relation between the changes in total number of thunderstorms on the one hand and the changes in large-scale circulation over the Slovakia on the other hand.*

Key words: thunderstorms in Slovakia, climate change, statistical analysis, dynamic-climatological analysis, long-term time serie

.

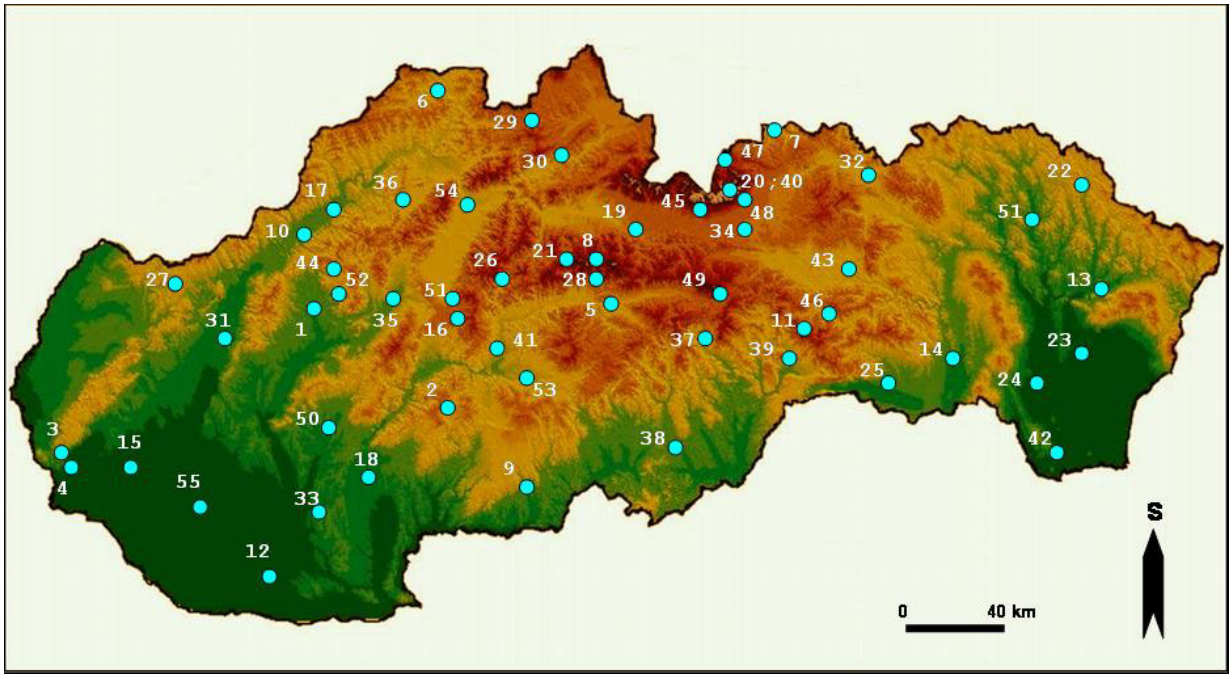
Úvod

Búrky, patriace nepochybne medzi najatraktívnejšie a súčasne aj najnebezpečnejšie prírodné javy, sa podobne ako iné extrémne prejavy počasia stávajú v poslednom období stredobodom pozornosti tak odbornej ako aj laickej verejnosti, a to najmä v súvislosti s očakávanými prejavmi klimatickej zmeny. Predpokladá sa, že najmä rast teploty vzduchu prízemnej vrstvy atmosféry môže do značnej miery ovplyvniť dynamiku atmosférických procesov vedúcich k vzniku búrok. Opodstatnenosť riešenia tohto závažného problému vyplýva najmä z potreby predikcie všeobecného charakteru búrkovej činnosti na Slovensku v nasledujúcom období, ktorého klimatické podmienky budú zrejme do značnej miery ovplyvnené už spomínanou klimatickou zmenou.

Prvým z cieľov predkladaného príspevku je analyzovať priestorové a časové zmeny výskytu búrok na Slovensku v období rokov 1951, resp. 1961 až 2002, a to na základe zmien počtu dní s búrkou pozorovaných na meteorologických staniciach v rôznych regiónoch Slovenska. Druhým, zrejme ešte dôležitejším cieľom, je na základe výsledkov dynamicko-klimatologickej analýzy zhodnotiť citlivosť jednotlivých regiónov na výskyt búrok počas rôznych poveternostných situácií, a to predovšetkým v letnom období. Dlhodobé zmeny v početnosti búrok v rámci jednotlivých synoptických typov počasia môžu veľa napovedať najmä o meniacich sa pomeroch veľkopriestorovej cirkulácie, ktorých pôsobením zrejme dochádza aj k zmenám priestorového výskytu búrok na Slovensku. Popri potvrdení tohto predpokladu je nevyhnutné zistiť aj to, ktoré typy synoptických situácií majú najväčší podiel na týchto zmenách a aký je ich konkrétny prejav v jednotlivých regiónoch Slovenska.

Použité údaje

Na štatistickú analýzu sme použili údaje z 55 meteorologických, resp. klimatologických staníc, ktorých výber ovplyvnila požiadavka tak na dostatočne dlhé a kvalitné časové rady pozorovaných búrkových javov (obdobie: 1951-2002, resp. 1961-2002), ako aj na polohu jednotlivých staníc v rámci regiónov s pomerne častým výskytom búrok počas roka.
V prípade analýzy zmien priestorového výskytu búrok v uvedenom období sme vychádzali z hodnotenia počtu dní s búrkou na vybraných staniciach za rok, sezóny (jar: III. - V.; leto: VI. – VIII.; jeseň: IX. – XI.; a zima: XII. – II.), či iné klimaticky významné obdobia, ako napríklad teplý (IV. – IX.) a chladný (X. – III.) polrok. Z hľadiska predmetu práce sme sa v štatistickej analýze sústredili na hodnotenie vývojových trendov uvedeného prvku v jednotlivých regiónoch a uvedených sezónach, pričom sme využili možnosti v klimatológii bežne používaných štatistických metód výskumu.. Priestorové rozloženie použitých meteorologických staníc je ilustračne znázornené na Obr.1 (kompletný zoznam je uvedený v Tab.1).



Obr.1 Priestorové rozloženie použitých meteorologických staníc na Slovensku (číselné označenie zodpovedá ich poradiu v Tab.1).

Fig.1 Spatial distribution of used meteorological stations in Slovakia (the numbers of stations in Fig.1 agree with numerical order in Tab.1).

Pre potreby dynamicko-klimatologickej analýze bolo potrebné „transformovať“ počet dni s búrkou na konkrétny dátum výskytu búrok v rámci celého 51, resp. 41-ročného časového radu. V tomto prípade sme použili informačnú bázu z 50 meteorologických staníc. Nemenej významnými boli aj informácie o výskyte vybraných typov synoptických situácií v sledovanom období nad územím Slovenska, ktoré sú pre každý rok prehľadne publikované v Meteorologických správach.
Závažným problémov použitých časových radov uvedených prvkov je hodnotenie ich spoľahlivosti, resp. homogenity. Obzvlášť sa to dotýka spoľahlivosti časových radov počtu dní s búrkou, resp. termínov výskytu búrok. Je všeobecne známe, že metodika pozorovania búrok je značne zaťažená subjektivitou a často krát aj obmedzenými schopnosťami pozorovateľa identifikovať búrku hlavne v tých prípadoch, keď sa jav vyskytol vo väčšej vzdialenosti (nad 3 km) od pozorovacej stanice, prípadne mimo pozorovacieho termínu (7., 14. a 21. hod.), predovšetkým v nočných hodinách.

Tab.1 Zoznam použitých meteorologických staníc (P – poradie; v zátvorke sú uvedené obdobia použité v štatistickej analýze).

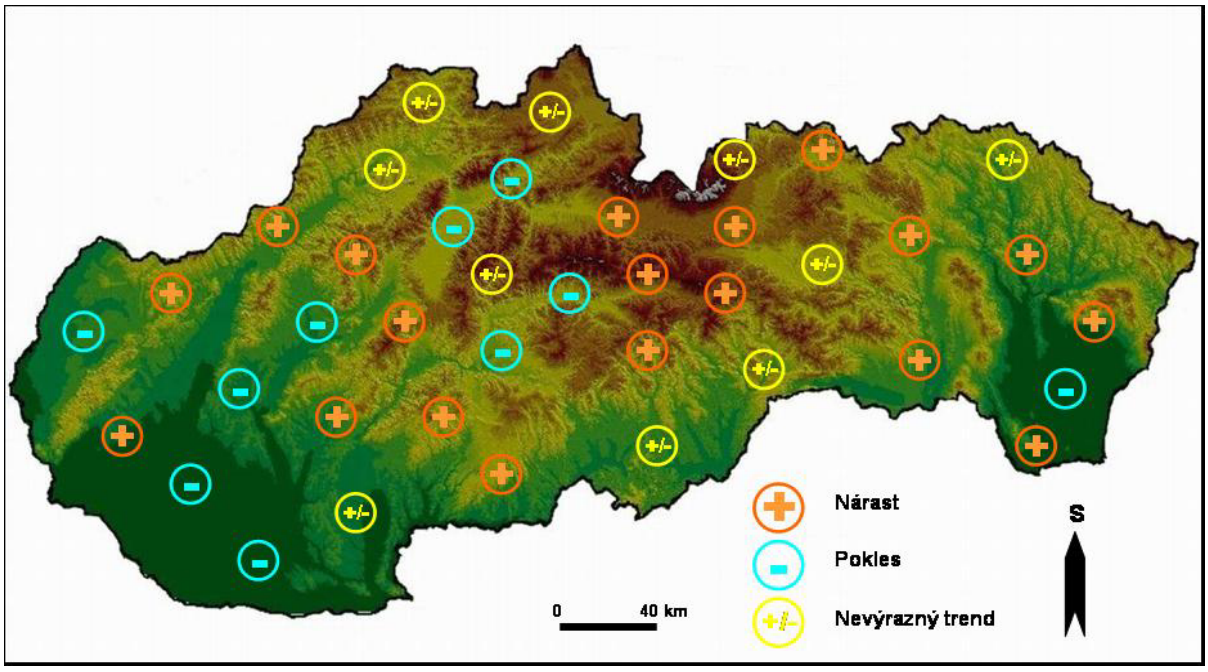
Tab.1 The list of used meteorological stations (P – numerical order, the used time periods are mentioned in the round brackets).

P	Názov stanice	P	Názov stanice
1.	**Bánovce nad Bebravou** (1951-2002)	28.	**Mýto pod Ďumbierom** (1951-2002)
2.	**Banská Štiavnica** (1961-2002)	29.	**Oravská Lesná** (1951-2002)
3.	**Bratislava - Koliba** (1951-2002)	30.	**Oravská Podzámok** (1961-2002)
4.	**Bratislava - letisko** (1951-2002)	31.	**Piešťany** (1951-2002)
5.	**Brezno** (1961-2002)	32.	**Plaveč** (1961-2002)
6.	**Čadca** (1961-2002)	33.	**Podhájska** (1961-2002)
7.	**Červený Kláštor** (1961-2002)	34.	**Poprad** (1951-2002)
8.	**Chopok** (1961-2002)	35.	**Prievidza** (1951-2002)
9.	**Dolné Plachtince** (19621-2002)	36.	**Rajec** (1951-2002)
10.	**Dubnica** (1951-2002)	37.	**Revúca** (1961-2002)
11.	**Henclová** (1961-2002)	38.	**Rimavská Sobota** (1961-2002)
12.	**Hurbanovo** (1951-2002)	39.	**Rožňava** (1961-2002)
13.	**Kamenica** (1951-2002)	40.	**Skalnaté Pleso** (1961-2002)
14.	**Košice-letisko** (1951-2002)	41.	**Sliač** (1951-2002)
15.	**Kráľová pri Senci** (1961-2002)	42.	**Somotor** (1951-2002)
16.	**Kremnica** (1951-2002)	43.	**Spišské Vlachy** (1961-2002)
17.	**Ladce** (1951-2002)	44.	**Šípkov** (1951-2002)
18.	**Levice** (1961-2002)	45.	**Štrbské Pleso** (1951-2002)
19.	**Liptovský Hrádok** (1951-2002)	46.	**Švedlár** (1951-2002)
20.	**Lomnický štít** (1951-2002)	47.	**Tatranská Javorina** (1961-2002)
21.	**Magurka** (1951-2002)	48.	**Tatranská Lomnica** (1961-2002)
22.	**Medzilaborce** (1961-2002)	49.	**Telgárt** (1951-2002)
23.	**Michalovce** (1961-2002)	50.	**Tesárske Mlyňany** (1961-2002)
24.	**Milhostov** (1961-2002)	51.	**Turček** (1961-2002)
25.	**Moldava nad Bodvou** (1961-2002)	52.	**Uhrovec** (1951-2002)
26.	**Motyčky** (1961-2002)	53.	**Vígľaš Pstruša** (1961-2002)
27.	**Myjava** (1961-2002)	54.	**Vrútky** (1961-2002)
		55.	**Žiharec** (1961-2002)

Dôležité je si tiež uvedomiť, že najmä v oblastiach s veľmi členitým reliéfom je celkový počet pozorovaných búrok o niečo nižší, ako by v skutočnosti mal byť. Tento problém je najlepšie ilustrovaný tým, že nie každá stanica poskytuje informácie o celkovom počte búrok, ktoré sa objavili v blízkom okolí stanice v rámci konkrétneho dňa. Mnohé stanice uvádzajú len jediným symbolom, či sa v danom dní búrky vyskytli, alebo nie (počet búrok neuvádzajú, pretože je to takto jednoduchšie). Z tohto dôvodu bolo vhodnejšie použiť objektívnejší prvok charakterizujúci frekvenciu výskytu búrok, a to počet dní s búrkou.

Výsledky štatistickej analýzy

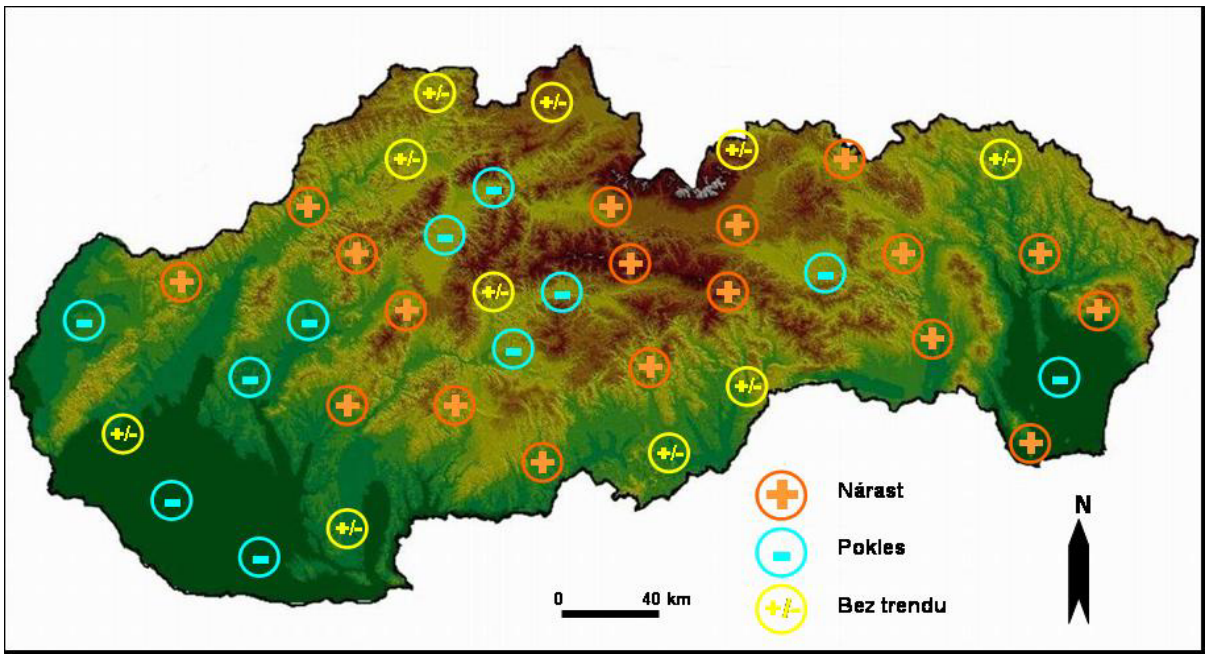
Na základe dosiahnutých výsledkov analýzy je možné potvrdiť všeobecný nárast počtu dní s búrkou na väčšej časti územia Slovenska, aj keď je potrebné pripomenúť, že sa potvrdili signifikantné rozdiely tak medzi jednotlivými regiónmi ako aj ročnými obdobiami (najmä teplým a chladným polrokom; Obr.2; 3 a 4).
Zatiaľ čo pre centrálne časti našich nížin je charakteristický celkový pokles búrkovej činnosti (Hurbanovo o takmer 15%; Obr.5), a to predovšetkým v letnom období, v ich okrajových častiach nie je tento pokles tak výrazný, naopak vo väčšine prípadov je nahradený miernym až výrazným rastom. Podobné trendy sa prejavujú aj v jarných mesiacoch. Naopak v chladnom polroku, predovšetkým v jesennom období, sa preukázal na väčšine staníc nezávisle od ich polohy trvalý nárast počtu dní s búrkou, ktorý je výraznejší najmä v posledných dvoch desaťročiach (80. a 90. roky 20. storočia). Veľmi podobný charakter zmien sa odzrkadľuje aj v dlhodobých trendoch výskytu búrok v rámci južnej časti stredného Slovenska (Juhoslovenská kotlina).



Obr.2 Priestorové rozloženie dlhodobých zmien ročného počtu dní s búrkou na Slovensku za obdobie 1951, resp. 1961 až 2002.

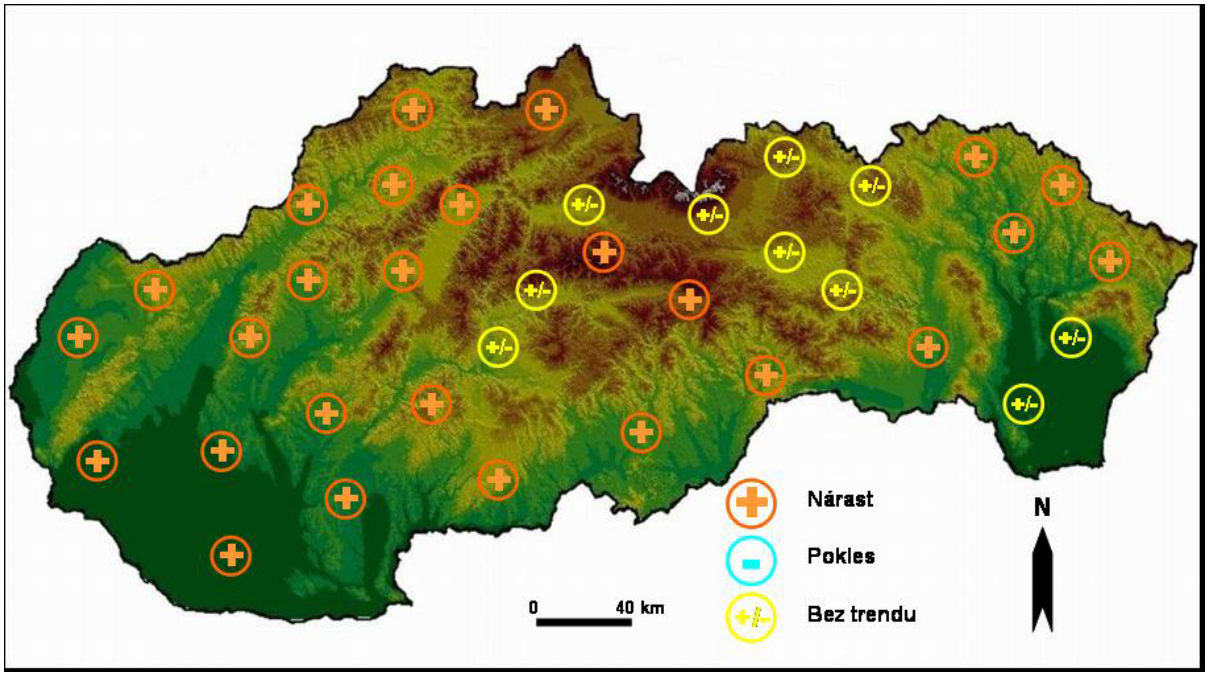
Fig.2 Spatial distribution of long-term changes in annual number of days with thunderstorm in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

Veľmi zaujímavo sa správa vývoj častosti výskytu búrok v horských oblastiach stredného Slovenska. Pre južnejšie situované kotliny tohto regiónu (napr. Zvolenská kotlina a Horehronské podolie) je prekvapujúco typický výrazne klesajúci trend početnosti výskytu búrok vo všetkých ročných obdobiach, predovšetkým však v lete (Vigľaš-Pstruša: pokles až o takmer 40%). Pre horské oblasti stredného Slovenska je v sledovanom období naopak príznačné všeobecné zvýšenie početnosti búrkových dní vo všetkých ročných obdobiach. Podstatne odlišný charakter dlhodobých zmien sa prejavuje severne od horského masívu Nízkych Tatier, a to predovšetkým v kotlinových polohách, v rámci ktorých všetky sledované stanice zaznamenali nárast výskytu búrok, a to opäť najmä v letnom období (Poprad: nárast o takmer 40%).
Určitú podobnosť vo vývoji častosti výskytu búrok vykazujú lokality nachádzajúce sa na náveterných stranách pohorí v severnej a severozápadnej časti Slovenska. Meteorologické stanice nezaznamenali v týchto oblastiach za posledných 50 rokov žiadne významnejšie zmeny výskytu búrok.
V prípade niektorých staníc bolo možné v študovaných časových radoch identifikovať istú podobnosť vo výskyte viacročných cyklov (napr. Somotor, Oravská Lesná a pod.) (Obr.6). Na základe toho je možné si všimnúť, najmä v prípade počtu dní s búrkou za rok, že 60., 70. a zvlášť 90. roky sa vyznačovali relatívne častejším, zatiaľ čo 50. a najmä 80. roky menej častým výskytom búrok..



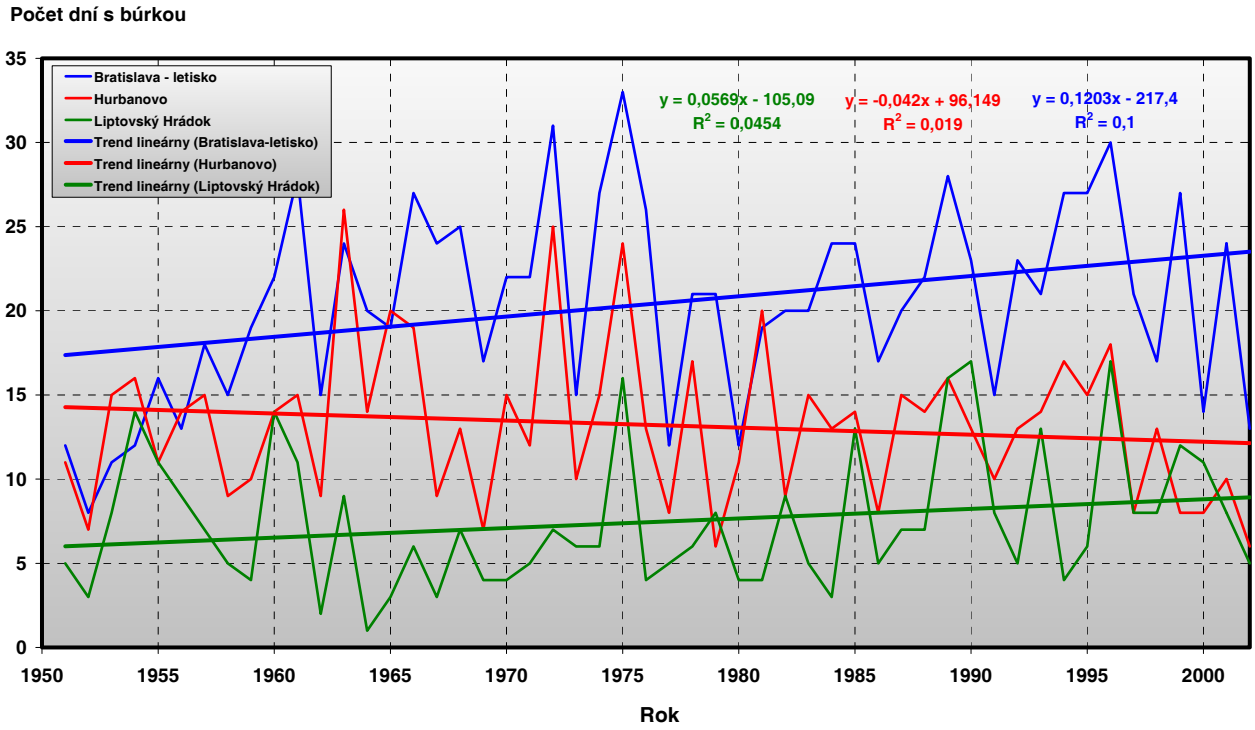
Obr.3 Priestorové rozloženie dlhodobých zmien v počte dní s búrkou na Slovensku v teplom polroku (IV. – IX.) za obdobie 1951, resp. 1961 až 2002.

Fig.3 Spatial distribution of long-term changes in number of days with thunderstorm within the warm half-year (April-September) in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.



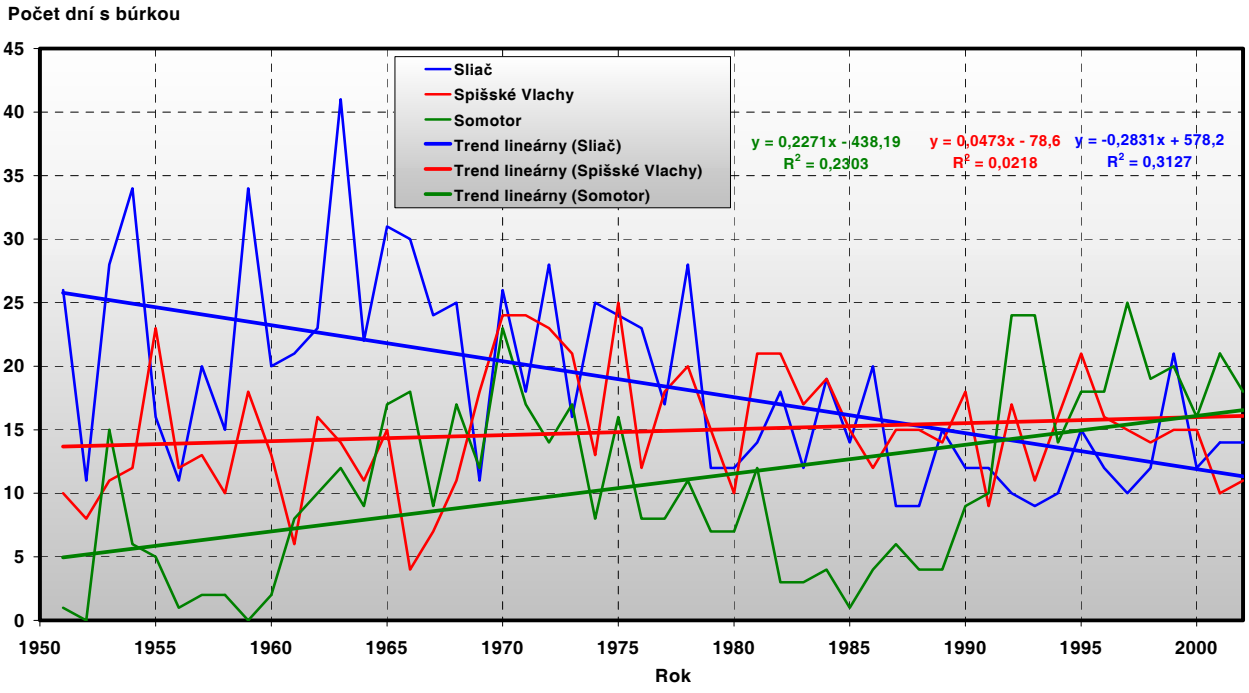
Obr. 4 Priestorové rozloženie dlhodobých zmien v počte dní s búrkou na Slovensku v chladnom polroku (X. – III.) za obdobie 1951, resp. 1961 až 2002.

Fig.4 Spatial distribution of long-term changes in number of days with thunderstorm within the wintry half-year (October-March) in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.



Obr. 5 Vývoj počtu dní s búrkou za rok na vybraných meteorologických staniciach na Slovensku v období 1951 až 2002.

Fig.5 The annual number of days with thunderstorm trend on selected meteorological stations in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

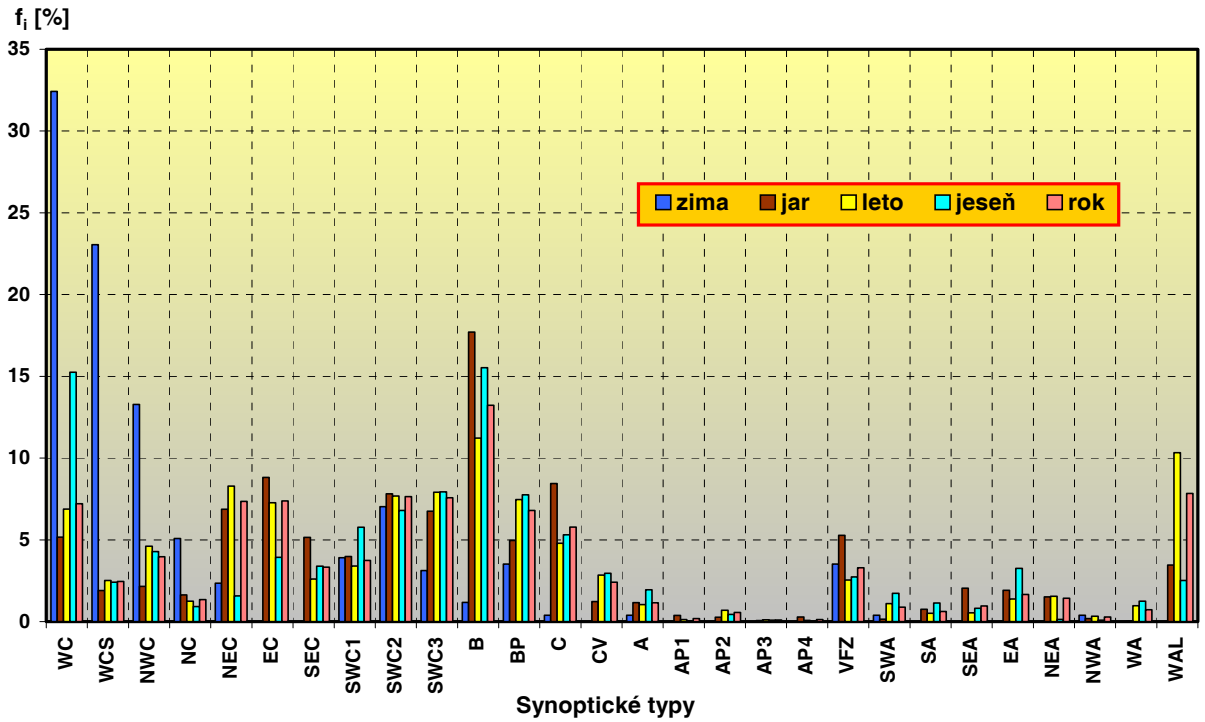


Obr. 6 Vývoj počtu dní s búrkou za rok na vybraných meteorologických staniciach na Slovensku v období 1951 až 2002.

Fig. 6 The annual number of days with thunderstorm trend on selected meteorological stations in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

Výsledky dynamicko-klimatologickej analýza

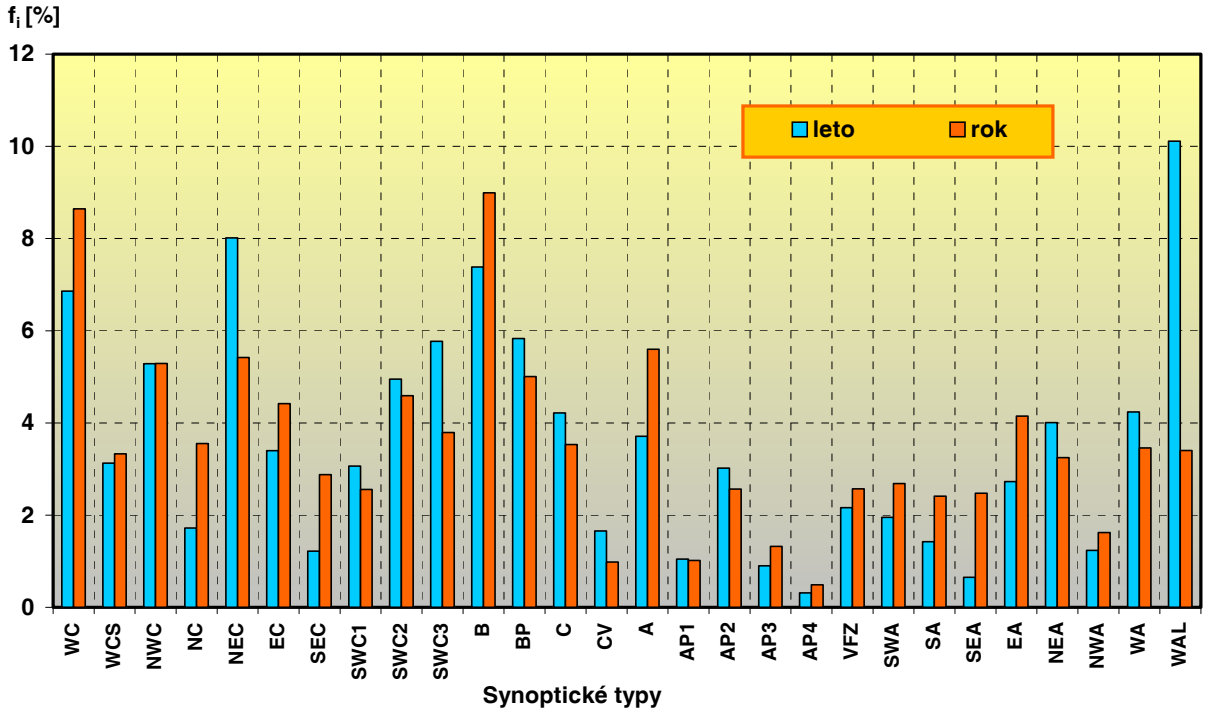
Ako sme uviedli už v úvode tohto príspevku, hlavným zámerom dynamicko-klimatologickej analýzy je pokúsiť sa do istej miery korektne zhodnotiť vplyv dlhodobých zmien početnosti vybraných poveternostných typov počasia na zmeny častosti výskytu búrok v jednotlivých regiónoch Slovenska a zistiť tak určitú regionálnu citlivosť na tvorbu a prejavy búrkovej činnosti pri zmenách veľkopriestorovej cirkulácie atmosféry.
Z grafu na Obr.7 je zjavná dominantnosť niektorých cyklonálnych, resp. anticyklonálnych synoptických situácií z hľadiska hodnotenia podielu počtu dní s búrkou v rámci jednotlivých typov počasia na území celého Slovenska.



Obr. 7 Podiel (f_i) vybraných synoptických typov počasia na celkovom počte dní s búrkou na Slovensku v období 1951 – 2002 (pre jednotlivé sezóny a rok).

Fig.7 The proportions (f_i) of selected synoptic types of weather to total number of days with thunderstorm in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

V letnom období sa búrky najčastejšie vyskytujú počas synoptických typov **B** (11,22%), **Wal** (10,33%), **NEc** (8,28%), **SWc3** (7,9%), **SWc2** (7,69%), **Bp** (7,46%), **Ec** (7,26%) a **Wc** (6,89%). Podiel niektorých ďalších významných typov nepresiahol 5% (**C** – 4,8%; **NWc** – 4,6%;...). Najmenej zastúpenými synoptickými typmi sú **Ap4** (0,07%), **Ap3** (0,11%), **Ap1** (0,12%), ako aj **NWa** (0,33%). Zastúpenie uvedených synoptických typov sa vzhľadom na hodnotenie ostatných ročných sezón mení buď len veľmi nepatrne (napr. pri **SWc1**, **SWc2**,...) alebo podstatne výrazne (**Wal**, ako typický letný poveternostný typ má zastúpenie v rámci ostatných sezón len minimálne; naopak typy **Wc**, **Wcs** a **NWc** výrazne zvyšujú svoj podiel najmä v zimnom období).
Pri vzájomnom porovnaní grafov na Obr.7 a 8 je možné si všimnúť skutočnosť, že charakteristické zastúpenie búrkových dní v jednotlivých typoch počasia je možné všeobecne pripísať typickému rozdeleniu bežne sa vyskytujúcich synoptických situácií počas letného obdobia a roka. Aj napriek tomuto tvrdeniu tu existujú jemné rozdiely pri posudzovaní percentuálneho zastúpenia oboch charakteristík. Najvýraznejší rozdiel je v prípade synoptického typu **Ec**, počas ktorého sa vyskytlo v sledovanom období 7,26% búrkových dní, avšak jeho podiel na výskyte poveternostných typov v letnom období je len 3,40%. Pomerne výrazný rozdiel je v prípade typu **B** (10,22%, resp. 7,4%). Pri hodnotení ostatných poveternostných situácií nie sú tieto diferencie až tak markantné.



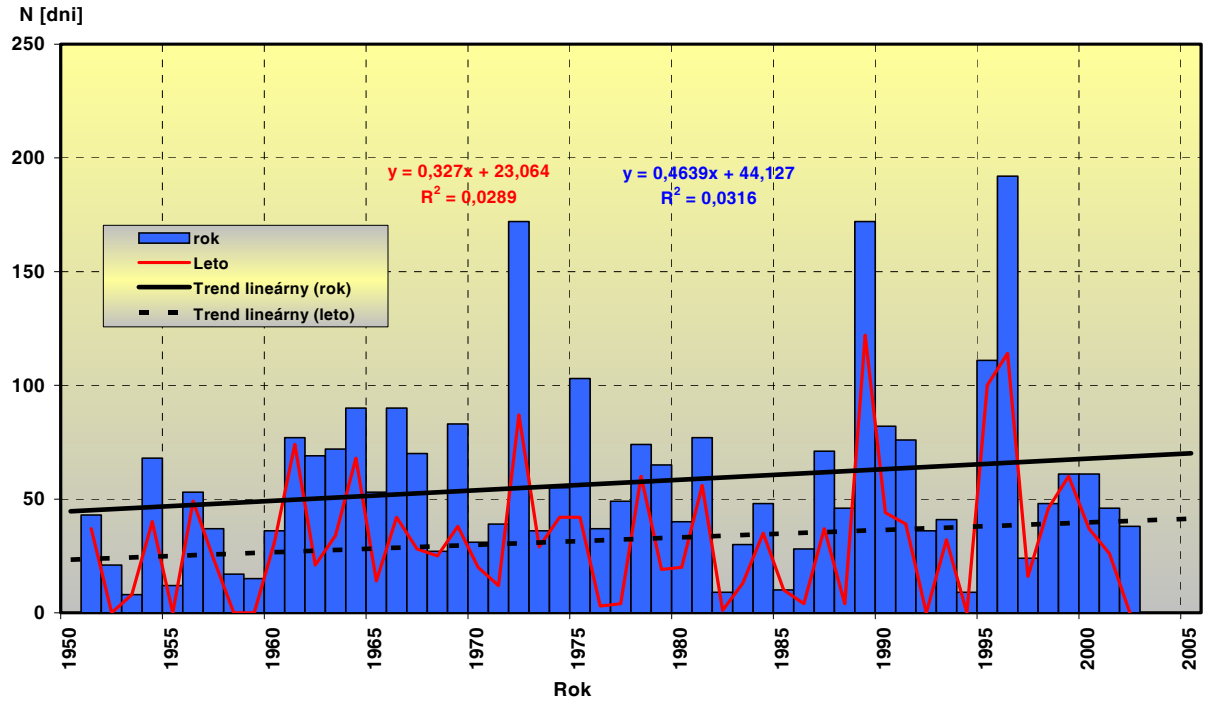
Obr. 8 Podiel (f_i) početnosti jednotlivých synoptických typov na celkovom počte poveternostných typov na Slovensku v období 1951 – 2002 (pre letné obdobie a rok).

Fig.8 The proportion of frequency of selected synoptic types to total number of synoptic types in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

Z hľadiska hodnotenia dlhodobého zastúpenia búrkových dní v rámci jednotlivých typov počasia vo vybraných regiónoch Slovenska možno všeobecne konštatovať určitú všeobecnú zhodu regionálnych rozdelení početností s rozdelením na celoslovenskej úrovni. Popri tejto všeobecnej zhode je možné pri vzájomnom porovnaní jednotlivých oblastí identifikovať aj určité závažnejšie rozdiely, resp. podobnosti v zastúpení konkrétnych synoptických typov pri výskyte búrok..
V rámci celoslovenského zhodnotenia (Obr.7) je možné si všimnúť určitú dominantnosť typov **B** a **Wal** z hľadiska výskytu búrkových dní. Pri regionálnom porovnávaní však všeobecne platí, že vplyv poveternostného typu **Wal** je výraznejší v severnejších, vyššie položených oblastiach Slovenska, zatiaľ čo v nižšie položených južnejších oblastiach výraznejšie dominuje typ **B**. Okrem uvedenej severojužnej zákonitosti bolo možné identifikovať aj západovýchodnú, ktorá sa prejavuje na jednej strane narastajúcim významom poveternostného typu **NEc** pri postupe na východ a na strane druhej rastúcim vplyvom typov **SWc2** a **SWc3** pri postupe smerom na západ až severozápad územia Slovenska. Ostatné „búrkové“ poveternostné typy nevykazujú z priestorového hľadiska až tak výrazné závislosti.

Z hľadiska predmetu predkladaného príspevku sú azda najzaujímavejšie dlhodobé zmeny vyššie charakterizovaných rozdelení početností tak búrkových dní v rámci jednotlivých synoptických situácií ako aj samotných poveternostných typov.
Všeobecný nárastu výskytu búrok na Slovensku, o ktorom sme sa zmienili už v predchádzajúcej kapitole, je pravdepodobne do značnej miere podmienený nárastom počtu búrkových dní počas cyklonálnych poveternostných typov, ktoré sú v tomto prípade reprezentované najmä typmi **B** (Obr.9), **Bp**, **SWc2**, **NEc**, **Ec**, **SEc** a **Cv**. Miernejší nárast počtu dní s búrkou zaznamenali aj typy **Wc**, **NWc** a **Nc**, zatiaľ čo celkový pokles bol zaznamenaný v rámci typov **SWc1**, **SWc3**, **C** a **Wal** (Obr.10). Pri hodnotení ostatných, najmä anticyklonálnych poveternostných typov, nie sú dlhodobé zmeny až tak významné (vzhľadom na ich relatívne malé zastúpenie v letnom období), i keď nárast výskytu búrok je príznačný aj pre tieto typy (najmä **SWa**, **SEa**, **Sa**,...).

V časových radoch počtu búrkových dní niektorých synoptických typov sa väčšinou odráža aj vcelku veľmi dobre vyjadrená cykličnosť častosti výskytu konkrétnych typov počasia v rámci letného obdobia (počas roka je vyjadrenie cykličnosti o niečo výraznejšie). Najlepšie je to vidieť v prípade typov **Wc**, **Wcs**, **NWc**, **SWc2**, či **C** a **Wal**. V prípade prvých štyroch menovaných typov sa cykličnosť prejavuje na jednej strane výrazným nárastom frekvencie výskytu tak búrkových dní ako aj samotných poveternostných typov v priebehu druhej polovice 80. a v prvej polovice 90. rokov a na strane druhej relatívne nízkou frekvenciou ich výskytu v 60., 70. a v druhej polovici 90. rokov 20. storočia.

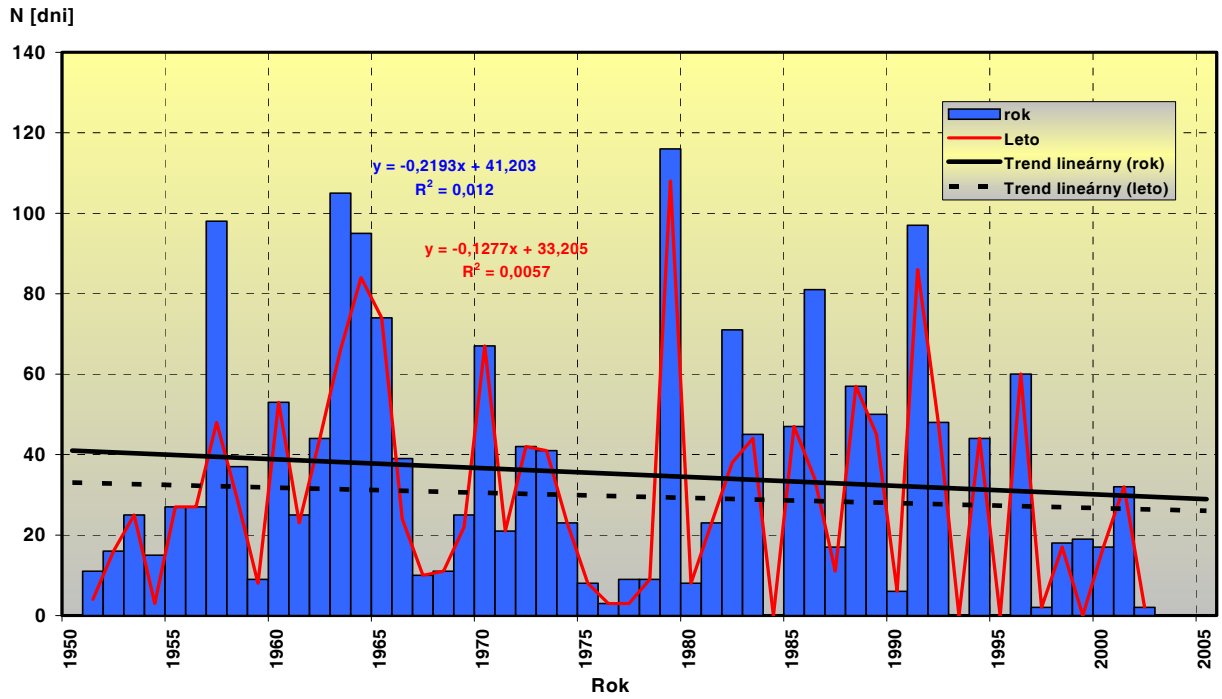


Obr.9 Dlhodobé zmeny počtu dní s búrkou (N = suma za celé Slovensko) v rámci synoptického typu B v období 1951 – 2002.

Fig.9 The long-term changes in total number of days with thunderstorms (N – the sum of all stations) within the synoptic type B in the period 1951 – 2002.

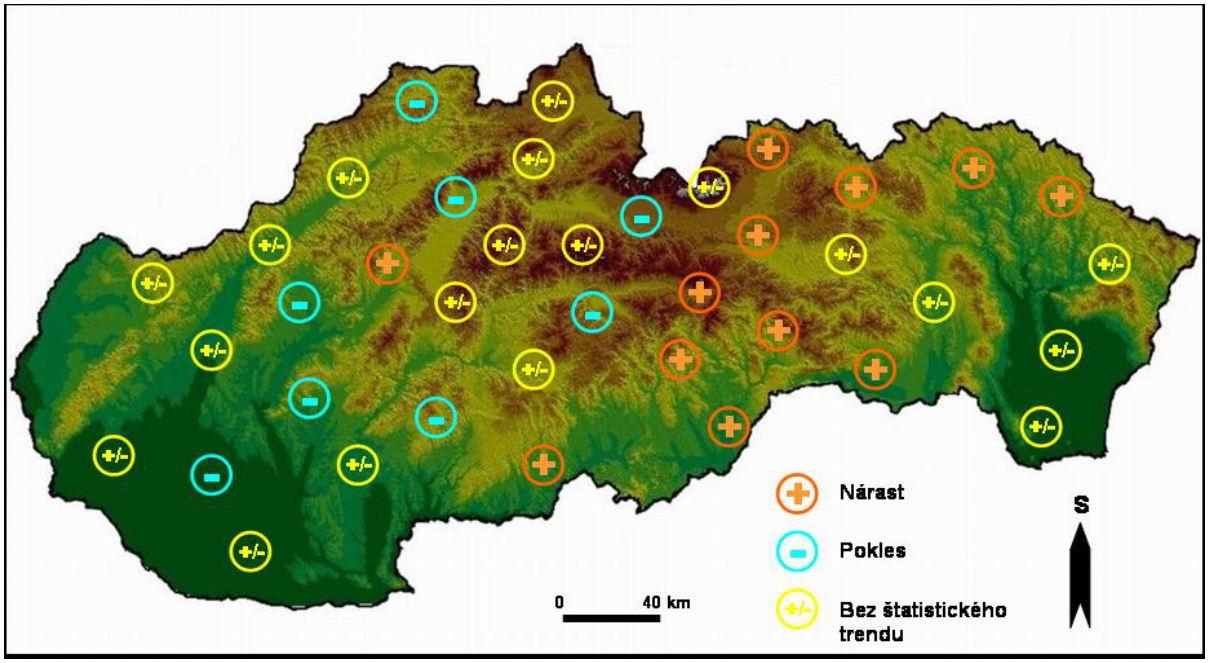
Pomerne dobre sú vyjadrené aj dlhodobejšie cykly v rámci typov **C** a **Wal**, ktoré sa prejavujú relatívne častejším výskytom oboch charakteristík v 50. rokoch a na prelome 80. a 90. rokov, a menej častým výskytom v druhej polovici 70. rokoch. Z hľadiska hodnotenia dlhodobých cyklov sú ostatné poveternostné typy vcelku menej zaujímavé, t.j. bez výraznejších prejavov a náznakov cyklických zmien.

Na záver sa pokúsime odpovedať na otázku, do akej miery sa dlhodobé zmeny veľkopriestorovej cirkulácie atmosféry premietajú do zmien častosti výskytu búrkových dní v jednotlivých regiónoch Slovenska. Je možné predpokladať, že za zmenami vo frekvencii výskytu búrok v konkrétnom regióne stoja najmä zmeny v rámci tých poveternostných typov počasia, ktoré z dlhodobého hľadiska vykazujú relatívne najčastejší výskyt búrkových dní. Už sme spomínali, že z celoslovenského hľadiska dominujú vo výskyte búrok predovšetkým typy **B** a **Wal**, pričom prvý z nich je dominantný na juhu, zatiaľ čo druhý na severe Slovenska. Keďže dlhodobé zmeny početnosti výskytu búrok v rámci oboch typov majú obdobný charakter na celom území Slovenska, regionálne špecifiká v celkových tendenciách frekvencie búrkových dní budú ovplyvnené skôr zmenami v rámci ostatných významných typov (napr. **NEc**, **Wc**, či **SWc2** a **SWc3**), ktorých význam taktiež významné závisí od geografickej polohy regiónu.



Obr.10 Dlhodobé zmeny počtu dní s búrkou (N = suma za celé Slovensko) v rámci synoptického typu Wal v období 1951 – 2002.

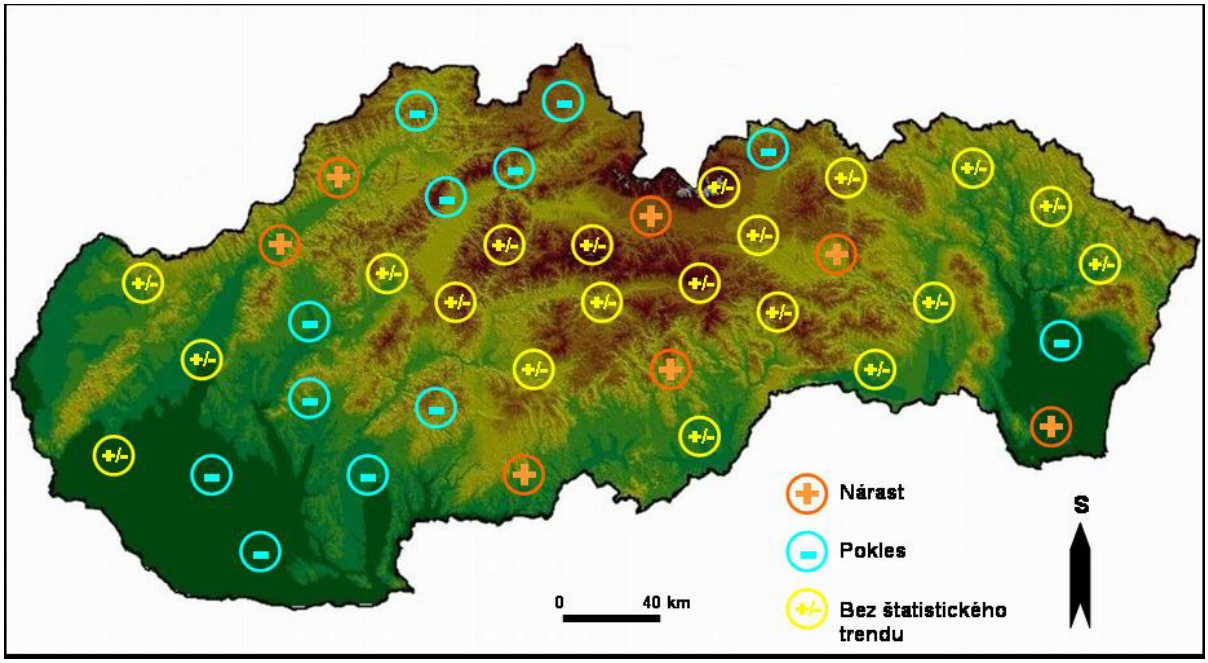
Fig.10 The long-term changes in total number of days with thunderstorms (N – the sum of all stations) within the synoptic type Wal in the period 1951 – 2002.



Obr.11 Priestorové zmeny výskytu búrkových dní v rámci poveternostného typu NEc na Slovensku v období 1951, resp. 1961 – 2002.

Fig.11 Spatial changes of thunderstorm days occurrence within the synoptic type NEc in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.

Za celkovým poklesom počtu búrkových dní v **nížinných oblastiach** stoja najmä zmeny v rámci typov **Wal**, **C**, **SWc3** a **NEc** (Obr.11; 12 a 13). Všetky štyri typy zaznamenali pomerne výrazný pokles výskytu búrkových dní nielen v južných nižšie položených oblastiach, ale aj vo vyššie položených kotlinových regiónoch, prevažne v západnej a severozápadnej časti Slovenska. Výrazný je z tohto pohľadu najmä vplyv poklesu frekvencie búrok pri type **Wal** (najmä na Východoslovenskej nížine). V prípade typu **NEc** sme už síce pri celoslovenskom hodnotení spomenuli jeho výrazne rastúcu tendenciu častosti búrkových dní, avšak vplyv tohto nárastu je výraznejší skôr na východe územia, zatiaľ čo na západe sa významne prejavuje nielen pokles jeho významnosti, ale aj celkový pokles výskytu búrkovej činnosti.
Výraznejší pokles búrkovej činnosti v **kotlinách stredného a západného Slovenska** možno takisto odôvodniť najmä zmenami v rámci typov **Wal**, **NEc** a **SWc3**. Prejavuje sa to prevažne vo Zvolenskej, Žilinskej, Turčianskej kotline, ďalej v Horehronskom podolí a na Nitrianskej pahorkatine. Zatiaľ čo na západe má výraznejší vplyv na tento pokles typ **Wal** a čiastočne i **NEc**, na východe je to spôsobené skôr typom **SWc3** (napr. Hornádska kotlina).



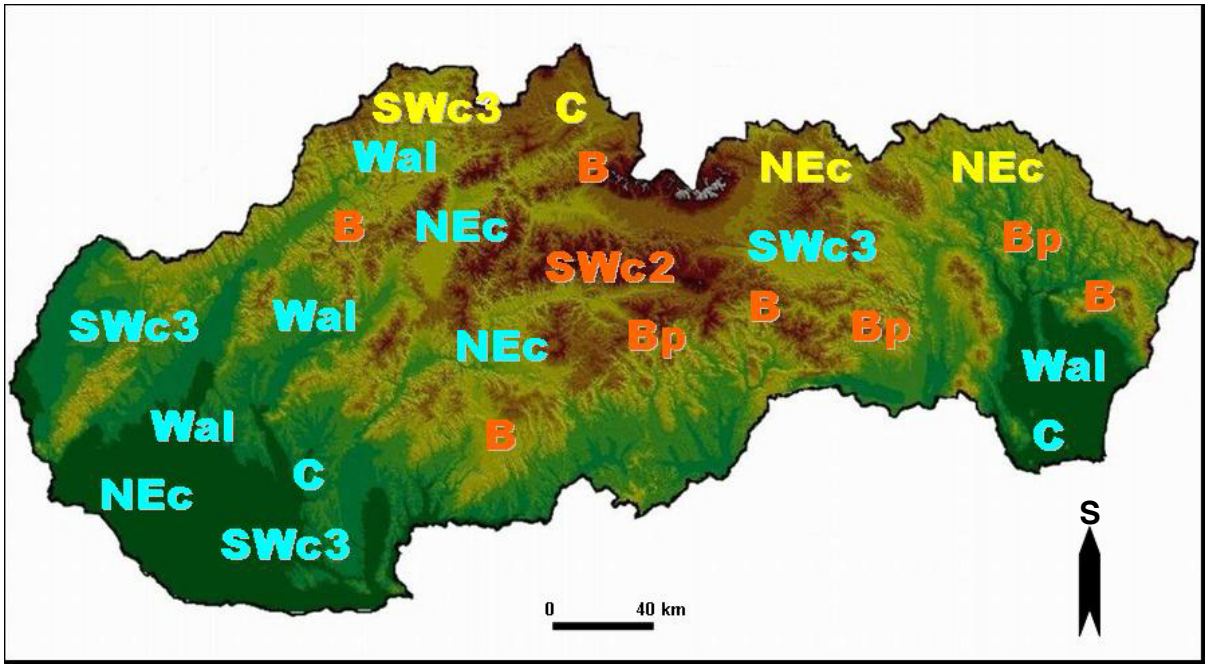
Obr.12 Priestorové zmeny výskytu búrkových dní v rámci poveternostného typu Wal na Slovensku v období 1951, resp. 1961 – 2002.

Fig.12 *Spatial changes of thunderstorm days occurrence within the synoptic type Wal in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002.*

Dlhodobo rastúce tendencie výskytu búrkových dní v **horských oblastiach stredného a východného Slovenska** možno pripísať predovšetkým zmenám frekvencie búrok v rámci troch výrazných typov, a to **B**, **Bp** a **SWc2**. Vyššie spomenuté typy **Wal**, **NEc**, **SWc3** a **C**, ktoré majú v horských oblastiach tiež významné postavenie, nezaznamenali v sledovanom období žiadne výraznejšie zmeny, a preto sa v týchto oblastiach výraznejšie na náraste frekvencie búrkovej činnosti podieľajú práve už spomínané tri poveternostné typy.
Poslednou významnou oblasťou, ktorá však z dlhodobého hľadiska nezaznamenala žiadne výraznejšie zmeny vo výskyte búrok, je **krajný sever Slovenska**, kde sa v prípade zrážkovej činnosti dominantne prejavujú náveterné efekty od severu až severozápadu. Žiadne alebo len veľmi malé zmeny v počte búrkových dní v lete by sme mohli vysvetliť na základe nevýrazných zmien tejto charakteristiky v rámci takmer všetkých už spomínaných poveternostných typov. Najvýraznejší vplyv však na uvedenú situáciu majú bez pochýb typy **SWc3**, **C**, **NEc**, ktoré majú v severných horských oblastiach Slovenska zrejme významnú úlohu pri vzniku a formovaní búrok (majú väčší význam ako typy **Wc**, **NWc** či **Nc**).

Zmeny výskytu búrok v chladnom polroku a v rámci neho hlavne v **zimnom období** súvisia pravdepodobne s dlhodobými zmenami v poveternostných typoch **Wc**, **Wcs** a **NWc**, ktoré majú v tomto období najväčšie zastúpenie. Nárast výskytu búrkových dní, a to najmä v západnej a severozápadnej časti Slovenska, je možné pripísať predovšetkým zmenám v rámci typu **Wc** a **NWc**, ktorých frekvencia výskytu v priebehu sledovaného obdobia kontinuálne narastala.

Na základe predložených výsledkov je možné všeobecne potvrdiť fakt a v podstate aj predpoklad, z ktorého sme čiastočne vychádzali, že dlhodobé zmeny výskytu búrok na Slovensku možno do istej miery vysvetliť prostredníctvom zmien veľkopriestorovej cirkulácii atmosféry. V podstate sa nám podarilo aspoň v hrubých rysoch načrtnúť, aký podiel majú na týchto zmenách jednotlivé synoptické situácie a ako sa priestorovo mení ich vplyv na výskyt búrkovej činnosti.



Obr.13 Rámcové priestorové usporiadanie vplyvu najvýznamnejších poveternostných typov na dlhodobé zmeny výskytu búrkových dní na Slovensku za obdobie 1951, resp. 1961 – 2002 (typy označené červenou podmienili nárast; označené modrou podmienili pokles; označené žltou sa najviac podieľali na nevýrazných trendoch výskytu búrok).

Fig.13 The general spatial configuration of influence of the most significant synoptic types to long-term changes of thunderstorm days occurrence in Slovakia in the period 1951, resp. 1961 – 2002 (the red marked types have caused incease of number of thunderstorm days; blue marked types have caused decrease; yellow marked types have caused non-significant trend of number of thunderstorm days) .

Diskusia

V tejto časti by sme radi upozornili na niektoré skutočnosti, ktoré by bolo potrebné v súvislosti s riešenou problematikou v budúcnosti dôkladnejšie prehodnotiť.
Ide tu predovšetkým o zhodnotenie výpovednej hodnoty a kvality dostupných informácií – údajov o priestorovom výskyte búrok na Slovensku. Vzhľadom na v súčasnosti ešte stále pretrvávajúci subjektívny spôsobom pozorovania búrok na väčšine meteorologických staníc predstavuje posúdenie hodnovernosti a reprezentatívnosti vstupných dát veľmi závažný problém, ktorému sme v predkladanej práci nevenovali dostatočnú pozornosť. Má to aj svoj jednoduchý dôvod. **Testovanie homogenity** časových radov počtu dní s búrkou na vybraných staniciach pomocou niektorých špeciálnych štatistických metód (napr. Craddockov test relatívnej homogenity či iné) by bolo vzhľadom na neveľký počet profesionálnych pozorovacích staníc (vykonáva sa nich kontinuálne pozorovanie búrok počas celého dňa, alebo sa používa automatický snímač - počítač bleskov,...) na Slovensku mimoriadne obtiažne, aj keď nie celkom nemožné. Bolo by v budúcnosti nanajvýš vhodné

a potrebné podrobiť použité údaje detailnejšej analýze ich homogenity, aby nedošlo k spochybňovaniu dosiahnutých výsledkov.
Aj napriek absencii testov homogenity v tejto práci sme sa snažili eliminovať chyby vyplývajúce z nedostatočnej hodnovernosti niektorých údajov. V našom prípade sme začlenili vybrané meteorologické stanice do štatistickej analýzy až po expertnom posúdení dlhodobej kvality ich pozorovania. Okrem toho sme kontrolu homogenity a hodnovernosti dát čiastočne vykonávali (prevažne subjektívnym prístupom) už v priebehu ich štatistického spracovávania. Niektoré stanice boli najmä z dôvodov určitej pochybnosti o kvalite ich údajov (najmä z obdobia 50. rokov) zo štatistickej analýzy vylúčené a v rámci konečného hodnotenia sme informácie z týchto staníc nezohľadňovali, aby nedošlo k zbytočnému skresleniu výsledkov.
Ďalšou veľmi dôležitou otázkou sú **možnosti korektnej interpretácie** dosiahnutých výsledkov. Je zrejmé, že na základe vyššie uvedených výsledkov ešte nemožno formulovať žiadne všeobecne platné závery o vzťahu klimatickej zmeny a výskytu búrok na Slovensku. Ide o veľmi náročnú a komplexnú problematiku, ktorá si vyžaduje nielen ďalší a zrejme i rozsiahlejší klimatologický výskum, ale aj tesnejšiu spoluprácu s fyzikálnejšie orientovanými meteorológmi, ktorých odlišný prístup k riešeniu uvedeného problému bude pre nás určite prínosom.
Najmä v prípade výsledkov by bolo zrejme vhodnejšie a aj potrebnejšie hodnotiť ich kvantitatívne exaktnejším spôsobom, ako doposiaľ. Bolo by predovšetkým potrebné spresniť kvantitatívne vyhodnotenie vplyvu najdôležitejších poveternostných typov počasia na dlhodobé priestorové zmeny búrkovej činnosti v jednotlivých regiónoch Slovenska. Detailnejšie vyhodnotenie štatistických trendov a cyklov sledovaných klimatologických prvkov a charakteristík bude taktiež nevyhnutné.
V neposlednom rade by bolo veľmi užitočné konfrontovať dosiahnuté výsledky prezentované v tomto príspevku s už publikovanými, obdobne tematicky orientovanými príspevkami. Avšak vzhľadom na to, že doposiaľ sa podobnou tematikou na vedeckej úrovni nikto systematicky nezaoberal, nie je možné ani sčasti vykonať aspoň najzákladnejšie porovnanie dosiahnutých výstupov.

Záver

V predkladanej práci sme sa zamerali na klimatologické zhodnotenie dlhodobých zmien priestorového a dynamicko-klimatologického výskytu búrok na Slovensku v období 1951, resp. 1961 – 2002. Hlavným cieľom práce je predovšetkým poukázať na vývojové trendy výskytu búrok na Slovensku v uvedenom období a pokúsiť sa charakter týchto zmien korektne interpretovať a do istej miery aj vysvetliť ich príčiny. Štatistická analýza prezentovaná v tejto práci by sa mala stať prvým krokom v rámci riešenie širšie koncipovaného problému možného vzťahu očakávanej klimatickej zmeny a výskytu búrok na Slovensku.
Na základe štatistického rozboru časových radov tak počtu búrkových dní ako aj výskytu jednotlivých synoptických typov počasia sme dospeli k nasledujúcim záverom:

- miestami až výrazný pokles častosti výskytu búrkových dní v nížinných oblastiach juhozápadného a východného Slovenska je z hľadiska hodnotenia zmien veľkopriestorovej cirkulácie zrejme spôsobený poklesom frekvencie výskytu búrok v rámci poveternostných typov Wal, C, SWc3 a NEc; pričom vplyv situácií Wal a C na tieto zmeny je výraznejší na východe, zatiaľ čo vplyv SWc3 a NEc je významnejší na západe Slovenska;
- významný pokles frekvencie dní s búrkou v rámci kotlinových regiónov stredného a východného Slovenska je v prevažnej miere opäť zapríčinený poklesom výskytu búrok v rámci typov NEc, Wal a SWc3;
- mierny nárast počtu dní s búrkou v prevažnej časti horských regiónov stredného a východného Slovenska je pravdepodobne podmienený nárastom počtu búrkových dní v rámci poveternostných typov B, Bp a SWc2;
- nevýrazné dlhodobé zmeny vo frekvencii výskytu dní s búrkou v regiónoch krajného severu Slovenska (Orava, Kysuce,...) sú zrejme zapríčinené nevýrazným vývojom počtu búrkových dní najmä v rámci poveternostných typov C, SWc2 a NEc, pričom posledný menovaný typ mal výraznejší vplyv na dlhodobé zmeny vo východných oblastiach Slovenska.

Aj napriek tomu, že sme v dynamicko-klimatologickej analýze zaoberali prevažne len letným obdobím, ktoré je z hľadiska výskytu búrok najvýznamnejšie, môžeme predpokladať, že nárast výskytu búrkových dní v chladnom polroku, a to najmä v zimnom období, je pravdepodobne zapríčinený rastom frekvencie dní s búrkou v rámci typov Wc, Wcs a NWc. Uvedené typy sú v tomto období nielen najčastejšie sa vyskytujúce, ale v sledovanom období zaznamenali aj najzreteľnejší nárast dní s búrkou, najmä na západe a severozápade územia Slovenska. Dlhodobé cykly vo výskyte búrkových dní bolo možné identifikovať len na niektorých meteorologických staniciach (Oravská Lesná, Somotor a niektoré iné). Prejavovali sa najmä poklesom búrkovej činnosti v 80. a 50. rokoch, a naopak jej nárastom v 60., 70. a 90. rokoch 20. storočia. Výsledné cykly sú pravdepodobne výsledkom vzájomného pôsobenia všetkých významných poveternostných typov (najmä však Wal, C, SWc2, Wc, B).

Z výsledkov najmä dynamicko-klimatologickej analýzy je zrejmé, že dlhodobé zmeny vo veľkopriestorovej cirkulácií atmosféry na Slovensku sa v prevažnej miere podieľajú na dlhodobých zmenách priestorového výskytu búrkovej činnosti v jednotlivých regiónoch.

Poďakovanie

Predkladaná práce by nevznikla bez odborných rád a pripomienok dvoch vynikajúcich slovenských klimatológov, Prof. RNDr. Milana Lapina, CSc. a RNDr. Pavla Faška, CSc., ktorým chceme touto cestou poďakovať za odborné vedenie

Literatúra

AHRENS, C. AD. 1988. Meteorology today. St. Paul. West Publishing Company, New York, 1988, 581 s.

BRÁZDIL, R., ŠTEKL, J. 1986. Cirkulační procesy a atmosférické srážky v ČSSR. Univerzita J. E. Purkyňe, Přírodovědecká fakulta, Brno, 1986, 300 s.

DAI, A. 2001. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations. In: Journal of climate. Vol. 14, No. 6, 2001, pp. 1092-1111.

IPCC. 2001. Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., van der Linden, P. J., Xiaosu, D. (eds.). Cambridge Univ. Press, UK, 944 pp.

LAPIN, M., FAŠKO, P., ZEMAN, V. 1994. Príspevok k analýze možných dôsledkov globálneho oteplenia atmosféry o 1 - 2°C na zmeny klimatických pomerov na Slovensku. In: *Národný klimatický program SR*. MŽP SR, SHMÚ, Bratislava, č.2, 1994.

LAPIN, M., MELO, M., DAMBORSKÁ, I. 2001. Scenáre súborov viacerých vzájomne fyzikálne konzistentných klimatických prvkov. In: *Národný klimatický program SR*. MŽP SR, SHMÚ Bratislava, č. 11, 2001.

LAPIN, M., DAMBORSKÁ, I., MELO, M. 2001. Downscaling of GCM outputs for precipitation time series in Slovakia. In: *Meteorologický časopis*, 4, 3, SHMÚ, Bratislava, 2001, pp. 29-40.

LAPIN, M., MELO, M., DAMBORSKÁ, I., GERA, M. 2004. Scenáre úhrnov zrážok počas extrémnych zrážkových situácií na Slovensku. s. 33 In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (eds) *Extrémy počasí a podnebí – Zborník abstraktov + CD-ROM*, Brno.

MAJERČÁKOVÁ, O., FAŠKO, P., ŠŤASTNÝ, P., MARIKOVIČOVÁ, J. 2004. Frekvencia výskytu a priestorové rozloženie veľmi vysokých denných úhrnov atmosférických zrážok na Slovensku. In: ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T. (eds) *Extrémy počasí a podnebí – Zborník abstraktov* + CD-ROM, Brno.

NOSEK, M. 1972: Metody v klimatologii. Academia, Praha, 434 s.

ORAVEC, D. 2000. Búrkové pomery na Horehroní. Bratislava: Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského v Bratislave, 2000, s. 17-48 – Diplomová práca.

PODZIMEK, J. 1959. Fysika oblaků a srážek. Československá akademie věd, Praha, 476 s.

SMITH, J. A, BEACK, M. L., ZHANG, Y. 2001. Extreme rainfall and flooding from supercell thunderstorms. In. *Journal of hydrometeorology*. Vol. 2, No. 5, 2001, pp. 469-489.

Autor: Mgr. Jozef Pecho, Slovenský hydrometeorologický ústav, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava 37, jozef.pecho@shmu.sk

HIGH RESOLUTION NUMERICAL STUDY OF THE 19 NOVEMBER 2004 WINDSTORM

André Simon, Jozef Vivoda

The study presents the results of the numerical simulation of the 19 November 2004 windstorm using several models with high horizontal resolution. Effects of the hydrostatic and non-hydrostatic dynamics were compared, as well as the method of the so called dynamical adaptation. The nature of the event that is considered as a downslope windstorm is evaluated with help of diagnostic parameters as the Froud number and with vertical cross-sections of potential temperature and vertical velocity fields. It is concluded that windstorms of this kind can be forecasted by numerical models of 2.5 km resolution with higher precision than by using the current operational models. It is shown that computationally effective hydrostatic models based on dynamical adaptation approach can be sufficient in forecasting extreme non-convective wind, similar to the evaluated event. Nevertheless, the results are strongly dependent on the physical parameterisation of the model (turbulence, orographic drag, etc.). Hence, future versions of both hydrostatic and non-hydrostatic numerical models should be carefully examined and tested to keep the performance of forecasting severe downslope windstorms.

Key words: windstorm, numerical model, high resolution, downslope windstorm

Výskum víchrice z 19.11.2004 pomocou numerických modelov s vysokým rozlíšením. *Článok informuje o výsledkoch numerickej simulácie víchrice z 19. novembra 2004, pri ktorej boli použité modely s vysokým horizontálnym rozlíšením. Porovnávali sa vplyvy hydrostatickej a nehydrostatickej dynamiky, rovnako aj metóda tzv. dynamickej adaptácie. Fyzikálna podstata javu, ktorý je považovaný za prípad bóry, bola skúmaná pomocou diagnostických parametrov ako je Froudovo číslo a pomocou vertikálnych rezov cez polia potenciálnej teploty a vertikálnej rýchlosti. Konštatuje sa, že víchrice tohto typu je možné predpovedať s numerickými modelmi pri rozlíšení 2,5 km s vyššou presnosťou ako pomocou súčasných operatívnych modelov. Ukázalo sa, že výpočtovo efektívne hydrostatické modely založené na dynamickej adaptácii môžu v podobných prípadoch postačovať pri predpovedaní extrémneho vetra, ktorý nie je spojený s konvekciou. Napriek tomu sú výsledky veľmi závislé od fyzikálnej parametrizácie v modeli (schéma turbulencie, parametrizácia účinkov orografie a pod.). Preto budúce verzie hydrostatických aj nehydrostatických numerických modelov budú odskúšané a testované aj s ohľadom na zachovanie schopností predpovedania extrémnych prípadov bóry.*

Kľúčové slová: víchrica, numerický model, vysoké rozlíšenie, bóra

---

1. INTRODUCTION

The 19 November 2004 windstorm was a severe weather event that caused considerable damages in Slovakia, above all in the region of High and Low Tatras. The forest in High Tatras was reported to be destroyed on area of 120 km^2 in a belt 40-50 km long and 2-5 km wide (WWF position paper, 2004). Daily maximum of the mean hourly wind speed exceeding 21 m/s has average occurrence frequency 5 ‰ (what means two-three days in a year in average) at high altitudes of High and Low Tatras. Orographical strengthening and high gustiness of the wind are frequently observed at lee sides of mountain passes. Climatological studies for years 1951-1960 showed that at some places (e.g. Skalnaté Pleso, 1778 m above sea level) daily maxima of wind gusts overlapping the speed of 105 km/h (29.2 m/s) can have occurrence frequency of 20% (Otruba, 1964, Otruba and Wiszniewski, 1974). In the evaluated case, wind gusts of speed over 160 km/h (44.4 m/s) were recorded in the southern (lee) slopes of the mountains even at altitudes of 800 – 1200 meters above sea level what can be considered as a rare event. In the past, windstorms of considerable destructive consequences for High Tatras were referenced in the years 1915, 1919, 1941 (Konček, 1944), in 1964 (Rak, 1967) and 1981 (Koreň, 2005) as well. Wind blowing from northern direction and accelerating along the slopes of Tatras was considered as a possible reason for such extreme events. This knowledge was based mainly on damage surveys and records of meteorological stations situated in the region of High Tatras.

More information about the character of severe downslope winds are available from research of bora winds in Croatia (Picek and Tutiš, 1996, Jurčec and Brzović, 1995, Klemp and Durran, 1987) and of similar events appearing in the United States (Lilly, 1978). It was shown that the phenomenon of downslope windstorm can be described analytically (see e.g. textbooks of Holton, 1992 and Stull, 2003). Numerical simulations proved that the wind of this kind is induced by mountain waves of large

amplitudes and by breaking of mountain waves (Clark and Peltier, 1977, Laprise and Peltier, 1989). Another works examined both wavy and hydraulic origin (Smith, 1985) of the wind amplification giving a unified concept of downslope windstorms (Durran, 1986). Currently, limited area models as ALADIN or MM5 provide operationally mesoscale analysis and forecasts of wind and pressure. This enabled to forecast severe bura events in Dalmatia by using the so called dynamical adaptation (Ivatek-Šahdan and Tudor, 2004, Kraljević and Tudor, 2005).

The study presented in this paper shows the possibility of high resolution numerical simulation and forecasting of the 19 November 2004 windstorm. The main motivation of the research was to see, how much a hydrostatic model can improve the forecast of this event and if a non-hydrostatic approach produces forecasts of better quality. Another point was the effectiveness of several computational approaches including the dynamical adaptation of the ALADIN model. Finally, numerical analysis and forecasts of several meteorological parameters at high resolution grid were expected to provide more information about the nature of the event.

The paper is divided in seven parts. The next section gives a brief description of the macro-synoptic situation and local meteorological conditions inferred from surface observations. Section 3 is an overview of research methods and used versions of numerical models. Section 4 presents the results of the model ALADIN operational at 19 November 2004 which are compared with outputs of both hydrostatic and non-hydrostatic high resolution runs in section 5. Section 6 shows the availability of mesoscale diagnostics of downslope windstorms. Future plans and consequences for operational forecasting are discussed in the conclusion (section 7).

2. OBSERVATIONS AND SYNOPTIC ANALYSIS

In the morning of 19 November, 2004, the territory of Slovakia was situated in polar air-mass with prevailing westerly flow between the area of low pressure over Baltic Sea and Scandinavian Peninsula and the area of high pressure over Mediterranean. In the upper troposphere a jet stream was spread from Northern Atlantic over British Isles and exiting over France and Germany with north-westerly wind of speed exceeding 50 m/s along the axis. Between 00 and 06 UTC a cyclone started to develop in elongated trough of low pressure over Germany and Benelux. It deepened quickly and moved over northern part of Czech Republic and southern Poland eastwards. A cold front was quickly passing the territory of Slovak Republic between 11 and 16 UTC when the centre of the low was propagating through southern Poland. The passage of the front was associated with remarkable advection of cold air-mass and with turn of the wind direction from south-westerly to westerly and north-westerly, respectively.

The majority of the stations measured the maximum wind speed during or shortly after the passage of the front. For instance, the peak wind gust was recorded at Poprad station at 1321 UTC (34 m/s from west). However, the start of the windstorm according to observations in High Tatras (Stará Lesná station, 810 m above sea level) can be placed after 1420 UTC. It was marked by sudden increase of both average wind speed and speed of the wind gusts and by turn of the wind from westerly to north-westerly direction. At that time the region of High and Low Tatras was already situated on the rear side of the low. The north and north-western flanks of the mountains were windward and the south and south-eastern flanks leeward according to the mean low and middle tropospheric flow. The gusty character of the wind is underlined by big difference between the hourly mean wind speed (almost 20 m/s) and maximum measured wind gusts (45 m/s at Stará Lesná at 1628 UTC and 54 m/s at Skalnaté Pleso at 1754 UTC). Wind gusts were accompanied by fast oscillations of the atmospheric pressure in order of 3 hPa (from records of the station Stará Lesná belonging to the Geophysical Institute of Slovak Academy of Sciences). The speed of the wind gusts in the Poprad Valley remained during the event mostly below 30 m/s (station Poprad airport and station Poprad Gánovce). The wind speed was even continuously decreasing during 15 and 17 UTC because this region was not directly affected by the windstorm. The end of the event at High and Low Tatras can be situated to 20 UTC. Later the speed of the gusts at most of the stations decreased below 30 m/s and the wind has lost its severity.

3. NUMERICAL WEATHER PREDICTION TOOLS

The limited area hydrostatic model ALADIN used at SHMÚ was operationally running on 19th of November 2004 with the ALADIN cycle 25t2. Horizontal resolution was 9km with 37 vertical levels. The model takes the initial and boundary conditions from global model ARPÈGÈ with 3 hour coupling frequency. Model is initialised via digital filter (see more details about ALADIN model in Radnóti et al., 1995). After the event, the test with 2.5 km horizontal resolution was carried out with hydrostatic version of the model ALADIN (further denoted as DADA). It used the physical parameterisation from reference operational model version with convection parameterisation switched off. The initial and boundary conditions were taken from the operational run with 1 hour coupling frequency.

The second experimental run used the non-hydrostatic ALADIN dynamics and the physical parameterisation of the ALADIN model from cycle 29. Here the coupling strategy was the same as in the DADA experiment. All experimental runs were based on 19 November 2004 00 UTC analysis and the evaluated forecasting period was 0 to 36 hours (valid for short range and very short range forecasting).

The last test was performed with the so called dynamical adaptation approach. The model was running for 30 minutes and for 60 minutes, respectively, using only 15 vertical levels adjacent to the model surface. It was expected that even simplified and computationally effective hydrostatic simulation at short time ranges keep a good representation of interaction of atmospheric flow with the terrain. This approach enables to forecast the mesoscale distribution of wind field, except of events, where explicit non-hydrostatic simulation and more sophisticated physical parameterisation are necessary (for instance by convection). By dynamical adaptation, the model is integrated from forecasts of the operational 9.0 km ALADIN model at every hour (e.g. at times 00, 01, 02 UTC …). The 30 minute integration with time constant coupling is time inconsistent because its final output is approximated as the state of the atmosphere at the beginning of the integration. The 60 minutes integration is time consistent, hence, providing better estimates for minimal and maximal values in the given period.

4. RESULTS OF THE OPERATIONAL FORECAST

The forecasts of the ALADIN model with cycle 25t2 provided very satisfying results for the case of the 19 November 2004 windstorm. The situation was well forecasted already by the run based on 18 November 2004 00 UTC. Forecasts of the 10 m wind and wind gusts from this run enabled to issue warning on wind speed exceeding 100 km/h more than 36 hours in advance. The reference run in this study based on 19 November 2004 00 UTC forecasted peak wind gusts of 40 m/s with maximum situated in the region of High Tatras. Time course of the values forecasted and interpolated to the locality of Lomnický štít (2635 m above sea level) were compared with records of the meteorological station (Fig.1). The start of the event was predicted with small time shift (1 hour) but the overall tendency fits very well the observations. The horizontal distribution of wind field was less precise – overestimating the magnitude of the wind in Poprad Valley and underestimating certain regions, e.g. Low Tatras (Fig.2). Generally speaking, this forecast gave a good possibility to estimate severe wind occurrence. However, at 9 km resolution it was not possible to sufficiently localise the position of the event (e.g. to distinguish if the wind maximum is more likely on the peaks or on the slopes of the mountains).

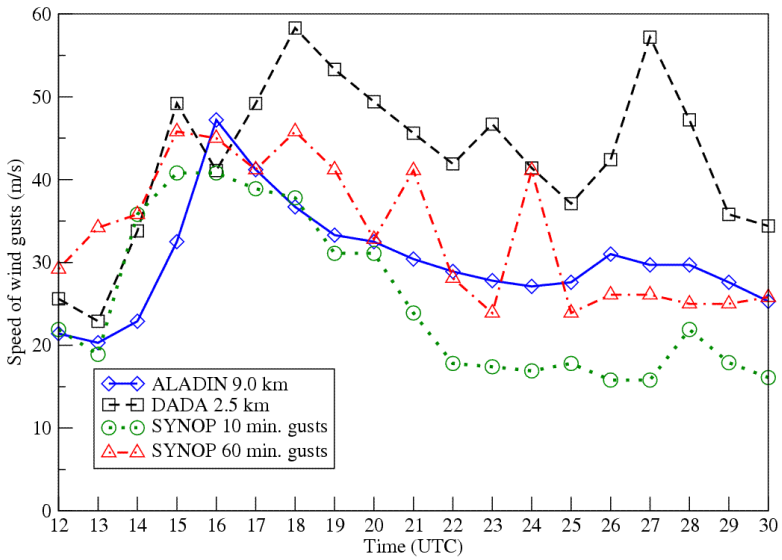


Fig. 1 Time course of ALADIN model forecast of wind gusts for operational run (solid line) and for the experimental run DADA (dashed line) as approximated for the Lomnický štít station (2633 m above sea level). Dotted and dash-dotted lines are maximum wind gusts recorded for the previous 10 minutes and 1 hour, respectively (SYNOP observations).

Obr. 1 Časový priebeh predpovede nárazov vetra modelu ALADIN z operatívnej integrácie (plná čiara) a z experimentu DADA (prerušovaná čiara) aproximovaný pre stanicu Lomnický štít (2633 m.n.m.). Bodkovaná čiara znázorňuje maximálny náraz vetra zaznamenaný za predchádzajúcich 10 minút a bodko-čiarkovaná čiara vyznačuje priebeh maximálnych nárazov vetra za predchádzajúcu hodinu (zo správy SYNOP).

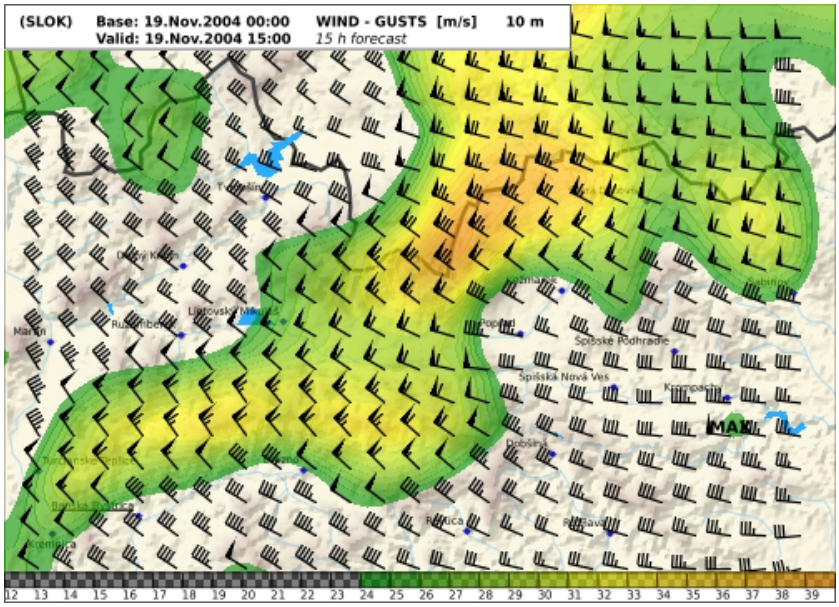


Fig. 2 Operational forecast of ALADIN SLOVAKIA model of the wind gust field at 10 m height AGL (wind barbs) and of the wind gust magnitude (in colour) based on 19 November 2004, 00 UTC and valid for 19 November, 15 UTC. Unit is m/s.

Obr. 2 Operatívna predpoveď nárazov vetra z modelu ALADIN SLOVAKIA pre výšku 10 m nad terénom. Pole vetra je znázornené šípkami a veľkosť rýchlosti je vo farebnej škále. Predpoveď bola iniciovaná 19. Novembra 2004 o 00 UTC a platí pre 19. November 15 UTC. Jednotkou je m/s.

5. HIGH RESOLUTION FORECASTS

The resolution of the horizontal grid is very important by numerical simulation of small scale events. In the operational model configuration at 9 km resolution, the area of High Tatras is represented only by few grid points. Hence, models with higher resolution should describe better the spatial distribution of the wind and should localize the wind speed maxima with higher precision. Outputs of the hydrostatic run at 2.5 km fulfilled these expectations. The distribution of the wind gust field (Fig. 3a) coincides with the stationary observations and information from damage survey better than the operational run with lower resolution. Maximum predicted wind gust at south-eastern flank of High Tatras was 50 m/s what was observed at some locations (e.g. Skalnaté Pleso). Better is the representation of Poprad Valley, where the wind is weaker against the reference outputs and the second maximum located at southern slopes of Low Tatras seems to be realistic as well (it corresponds with reports about damages observed in this region). Forecasts of the high resolution model show very interesting features in the field of mean sea level pressure and wind at 10 m height (Fig.3b). A mesoscale cyclone forms on the lee side of High Tatras and a ridge of high pressure on the windward side. This configuration creates significant pressure gradient on the southern slopes of the mountains. The wind in this region is cross-isobaric, hence, the forcing is characterized by strong pressure drag what is typical for downslope windstorms (Tutiš and Picek, 1991, Picek and Tutiš, 1995).

Vertical cross-sections of wind and potential temperature field in direction perpendicular to the ridge of High Tatras show other evidence about the presence of an intense downslope wind. Areas with wind speed exceeding 30 m/s are located in the close vicinity of the south-eastern slopes of mountains. Analysis of potential temperature shows a deformation of isotherms in this region (Fig.4a). If we expect an adiabatic motion of the air parcel following the surfaces of constant potential temperature, intense downward vertical motions are necessary on the lee side of the mountain. This is accompanied by shrinking of the vertical air column, hence, with large increase of the static stability. Further downstream, the parcel is forced to rise, what is related to decrease of static stability. Diagnostics of the vertical velocity field indicates downward motions faster than 50 Pa/s and upward motions of velocity higher than 25 Pa/s. This is much in excess of usual vertical wind speed in non-convective environment (in order of 0.1-1 Pa/s). The effect of creating strong vertical motions by airflow over obstacle is called hydraulic jump (see e.g. Holton, 1992) and it is discussed with more details in the next section.

Non-hydrostatic simulation of the 19 November wind storm showed qualitatively similar results as the DADA experiment according to the vertical profiles of potential temperature and simulation of the hydraulic jump (Fig. 4b). However, the start of the event is shifted forward almost by three hours against the reference operational run. This leads to differences in the wind field distribution of the 15 hour forecast and weaker wind gusts (maximum speed of 35 m/s). The forecast valid for 18 UTC shows already results similar to 2.5 km hydrostatic run and higher speed of wind gusts up to 50 m/s (Fig.5a). The reason of this time shift is not yet completely understood. Probably it is related to physical parameterisation used for the experiment with non-hydrostatic run that was different from the reference run of cycle 25t2. Tests with current operational configuration (cycle 28) showed a considerable dependence of the forecasted wind field on the used version of the model including changes in physical parameterisation, diagnostic scheme of wind gusts, and representation of the model orography (Simon and Vivoda, 2005, Drvar et al., 2005).

The dynamic adaptation of the ALADIN model forecasted strongest wind gusts (58 m/s) from all high resolution runs (Fig.5b). The distribution of this parameter is in principle equal to the output of the DADA experiment. Despite of the time inconsistency, the dynamical adaptation using 30 minute integration valid to 15 UTC described the situation better than the time consistent version with one hour integration valid for the same time. In the latter case, the start of the windstorm was predicted with one hour delay. This experience suggests that the dynamical adaptation is very dependent on the initial and boundary conditions obtained from the reference run. Hence, the one hour integration of dynamical adaptation is probably not able to give a good forecast until the mesosynoptic conditions for the windstorm are not established in the initial input file taken from the reference run.

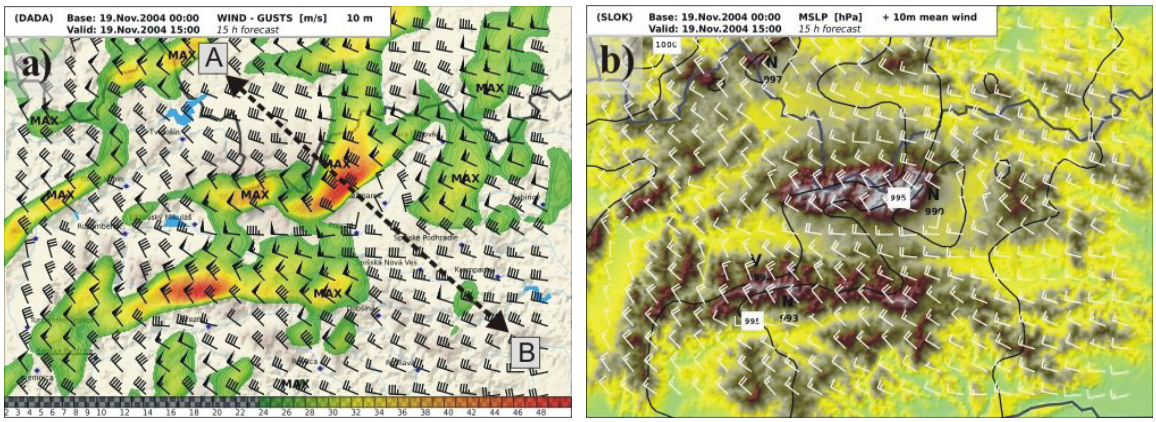


Fig.3 a) The same as in Fig. 2 except for the experimental model DADA. The AB line denotes the sense of the cross-section in Fig. 4.

b) Forecast of the wind field at 10 m height AGL (wind barbs) and of the mean sea level pressure in hPa (thin black line). The background shows the orography in the region of High Tatras (centre of the figure) and Low Tatras (southerly from High Tatras). Border with Poland is marked by thick grey line. Note the mesocyclone at south-eastern flank of the High Tatras (990 hPa in the centre of the low).

Obr. 3 a) To isté ako v obrázku 2 ale pre experimentálny model DADA. Čiara AB znázorňuje smer vertikálneho rezu na obr. 4.

b) Predpoveď poľa vetra vo výške 10 metrov nad terénom (šípky) a poľa prízemného tlaku vzduchu v hPa (tenká čierna čiara). Pozadie znázorňuje orografiu v okolí Vysokých Tatier (v strede obrázku) a Nízkych Tatier (južne od vysokých Tatier). Hranica s Poľskom je znázornená hrubou šedou čiarou. Za zmienku stojí mezocyklóna situovaná na juhovýchodnom okraji Vysokých Tatier (990 hPa v strede níže).

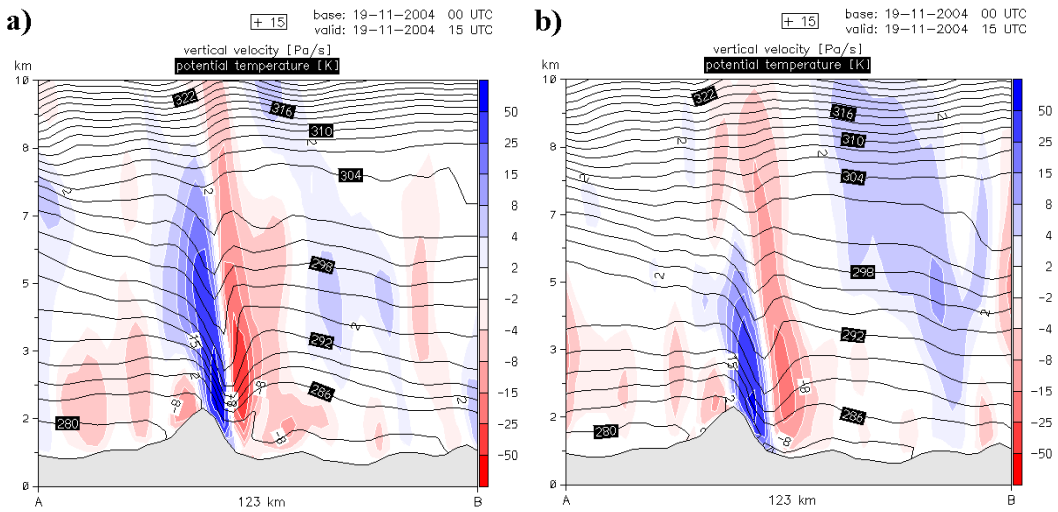


Fig. 4 a) Vertical cross section through the field of potential temperature in Kelvins (solid lines) and vertical velocity in Pa/s (in colour) as derived from the forecast of the DADA experimental model based on 19 November 2004 00 UTC and valid for 19 November 2004 15 UTC. The sense of the AB cross section is from north-west to south-east (marked in Fig. 3a).

b) The same as in a) except for the non-hydrostatic model.

Obr. 4 a) Vertikálny rez poľom potenciálnej teploty v Kelvinoch (plné čiary) a vertikálnej rýchlosti v Pa/s (farebné odtiene) odvodený z predpovede experimentálneho modelu DADA iniciovaného 19. novembra 2004 00 UTC a s platnosťou pre 19. November 2004 15 UTC. Rez AB je vedený od severozápadu na juhovýchod (znázornený na obrázku 3a).

b) to isté ale pre nehydrostatický model

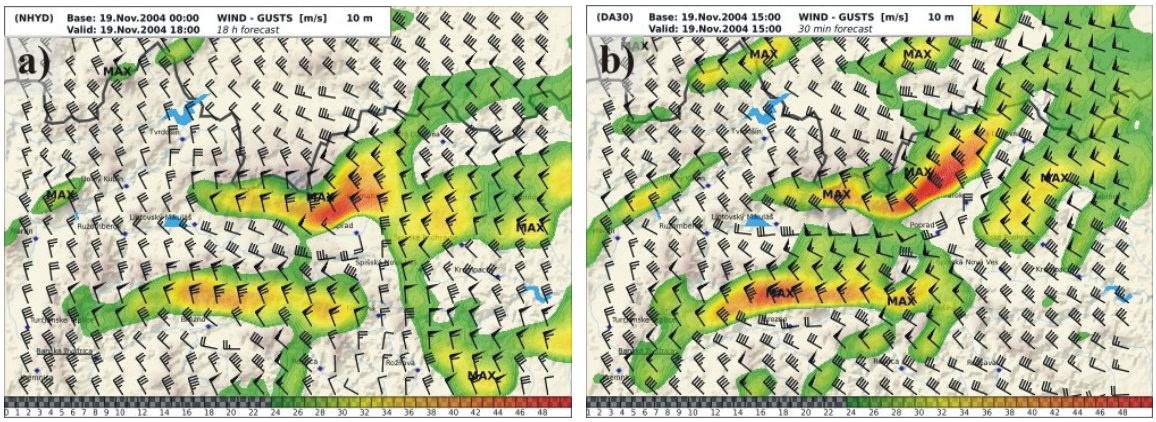


Fig. 5 a) The same as in Fig. 2 except for the non-hydrostatic model and for 18 UTC.
b) The same as in Fig. 2 except for the time inconsistent dynamical adaptation valid for 15 UTC.

Obr. 5 a) To isté ako v obrázku 2 ale pre nehydrostatický model a s platnosťou pre 18 UTC.
b) To isté ako v obrázku 2 ale pre časovo nekonzistentnú dynamickú adaptáciu s platnosťou pre 15 UTC.

6. MESOSCALE DIAGNOSTICS

Several analytical models describe the onset and characteristics of downslope windstorms. The simplest possible solution can be obtained from the shallow water equations (Holton, 1992). It can be shown that by certain ratio of the wind speed and mean static stability, the air starts to flow over the obstacle and to create mountain waves. The amplitude of the waves is increasing when the mean kinetic energy of the air parcels on the windward side of the mountain is approaching the potential energy needed to overcome the mountain. The ratio of the mentioned kinetic and potential energy is the square of the so called Froud number.

When the Froud number is higher or very close to one, the flow is called supercritical. In this case the potential energy is converted into kinetic energy during the entire period that the air column flows over the crest of the mountain and falls down on its lee side (Durran, 1986). In the upslope part of the wave, the flow is adjusted to ambient subcritical conditions via turbulent (hydraulic) jump.

The Froud number can be expressed in several ways, according to the used analytical model. In this study a linear approximation of shallow water model was evaluated with Froud number defined

$$F_r = \frac{U}{NH} \tag{1}$$

where F_r is the Froud number, U is the component of the mean speed of the flow in direction perpendicular to the mountain ridge, N is the mean Brunt-Väisälä frequency and H is the height of the obstacle (considered as a variable depth over the surface in this computation). The means of the wind speed and static stability were computed for the layer of depth H. The Froud number was evaluated over selected point in the windward side of High Tatras in order to make diagnostics of conditions to create downslope windstorm (Fig.6). The Froud number is decreasing with increase of the height of the obstacle. However, by corresponding wind speed and stratification of the atmosphere the air parcels would be able to rise along the slopes of the mountains even to heights of 3000 m above the sea level. From this point of view, conditions for downslope windstorm were fulfilled.

Visualization of the horizontal distribution of the Froud number is computationally more difficult (because of subtracting the wind component); however, by replacing U with the magnitude of the wind vector we obtain at least a simplified version, partially useful as a precursor of downslope wind generation. Horizontal distributions of the mean Brunt-Väisälä frequency of the layer 1200 m over surface were also examined and showed considerable increase of the static stability on the lee side of High Tatras replaced by decrease of this parameter further downstream in the area of the hydraulic jump. Similar parameters could help the forecasters to recognize the features of the downslope windstorm.

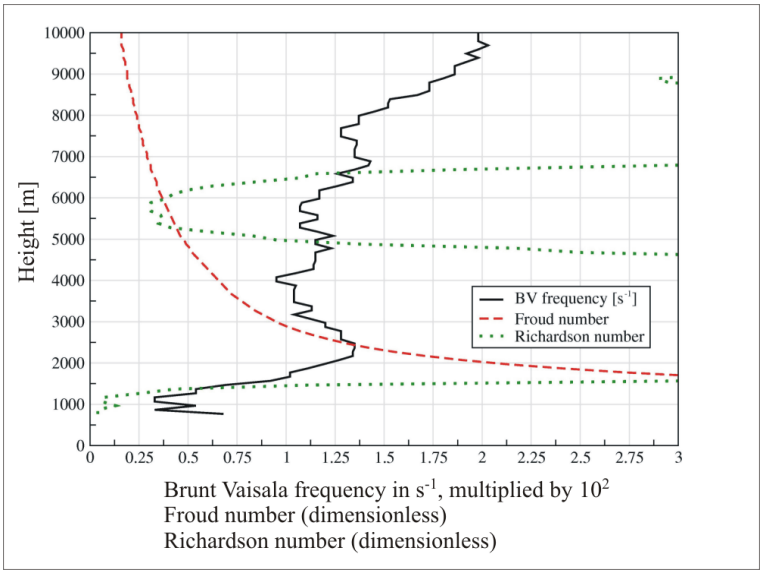


Fig. 6 Vertical course of several stability parameters derived from the forecast of the DADA experimental model valid for 19 November 2004 15 UTC and for the point over Zakopane (in Poland, at windward side of High Tatras). Solid black line denotes the Brunt Väisälä frequency (in s^{-1}, multiplied by 10^2), dashed red line is the dimensionless Froud number and dotted green line the dimensionless Richardson number. The vertical axis indicates height above sea level (in meters).

Obr. 6 Vertikálny priebeh niekoľkých parametrov stability vypočítaný z predpovede experimentálneho modelu DADA s platnosťou pre 19. november 2004, 15 UTC, pre bod nad Zakopane (v Poľsku, na náveternej strane Vysokých Tatier). Plná čierna čiara reprezentuje Brunt Väisäläovu frekvenciu (v s^{-1}, vynásobená 10^2), prerušovaná červená čiara je bezrozmerné Froudovo číslo a bodkovaná čiara bezrozmerné Richardsonovo číslo. Vertikálna os ukazuje výšku nad hladinou mora (v metroch).

7. SUMMARY AND CONCLUSION

Results of the study presented in this paper imply several consequences for future development and for the operational suite in numerical weather prediction. It was shown that models with sufficiently high resolution are able to forecast extreme mesoscale event as was the 19 November 2004 windstorm. Further, hydrostatic approximation seems to be fully sufficient to simulate the effect of intense downslope winds. It turned out that already the dynamical adaptation of the ALADIN model provides at 2.5 km resolution satisfying outputs and better horizontal distribution of the wind field in comparison to the reference run on lower resolution. This is important for the operational suite, because the dynamical adaptation is computationally more effective than conventional integration of the model with full number of vertical levels. On the other hand, the results of high resolution runs are dependent on the performance of the model giving the initial and boundary conditions. It was shown that the success of the reference run was linked with optimal setup of physical parameterisation used in the cycle 25. Different schemes of horizontal diffusion or the parameterisation of turbulence might have considerable influence on both low and high resolution simulations. Hence, the case of the 19 November 2004 should be used to test the future versions of model dynamics and physics to keep the performance of forecasting windstorms of these types.

From the forecasters point of view it is important that all model forecasts with high resolution showed typical features of a downslope windstorm (e.g. the hydraulic jump). Forecasters in Slovakia do not have many experiences with extreme events similar to the 19 November 2004 windstorm, because downslope wind of this intensity occurs rarely in Slovakia. The density of available surface observations is also not sufficient to get complete information from scales less than 10 km in horizontal. Hence, forecasters are forced to accept and rely on the model results what is easier if the dynamical reasons of the windstorm are known and better understood.

Results of the mesoscale diagnostics should be considered as very preliminary. Computation of the vertically averaged Froud number or Brunt-Väisälä frequency could be useful in forecasting praxis; however, more sophisticated diagnostic parameters are required to identify the events as the 19 November 2004 windstorm.

Future activities related to study of downslope windstorms will continue with more detailed sensitivity tests in different parts of the physical parameterisation (e.g. on the influence of the mixing length and critical Richardson number in parameterisation of the turbulent fluxes). Several available analytical models will be carefully examined to find appropriate parameters for fast diagnostics of downslope windstorms or mountain waves phenomena. It can be concluded that high resolution models are necessary to provide early warnings on extreme weather events with sufficient precision. Because of computational limitations, models with hydrostatic dynamics will be used in the near future. However, realistic simulations of windstorms in general, will require further development of non-hydrostatic models.

References

Clark, T.L., Peltier, W.R. (1977): On the Evolution and Stability of Finite-Amplitude Mountain Waves, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1715-1730

Drvar, D., Stiperski, I., Tudor, M., Tutiš, V. (2005): ALADIN/HR: Testing the New Sub-Grid Scale Orography Representation on Bura Cases, *Croatian Meteorological Journal* 40, 304-307

Durran, D.R. (1986): Another look at downslope windstorms. Part I: The development of analogs to supercritical flow in infinitely deep continuously stratified fluid. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2527-2543

Holton, J.R. (1992): *An Introduction to Dynamic Meteorology*, ACADEMIC PRESS, third edition, 282 – 287

Ivatek-Šahdan, S., Tudor, M. (2004): Use of high-resolution dynamical adaptation in operational suite and research impact studies, Meteorol. Z., 13, 99-10

Jurčec, V., Brzović, N. (1995): The Adriatic bora: special case studies, *Geofizika*, 12, 15-32

Klemp, J.B., Durran, D.R. (1987): Numerical Modelling of Bora Winds, *Meteorol.Atmos.Phys.*, 36, 215-227

Konček, M. (1944): *Meteorologické podmienky katastrofálnej víchrice na Slovensku v jeseni roku 1941* (Die meteorologischen Vorbedingungen des katastrophalen Sturmes in der Slowakei im Frühherbst 1941. Meteorological circumstances of catastrophic windstorm in Slovakia during autumn of 1941. In Slovak, with abstract in German language), Prírodovedecká fakulta Slovenskej university, Bratislava, 44 pp.

Koreň, M. (2005): Vetrová kalamita 19. novembra 2004 – nové pohľady a konsekvencie (Wind calamity of 19 November 2004 – new points of view and consequences, in Slovak), *Vysoké Tatry*, special issue, 15, 6-28

Kraljević, L., Tudor, M. (2005): High Resolution Simulation of a Severe Bura Event – an Intercomparison of Two Models, presentation, 15th ALADIN workshop, Bratislava

Laprise, R., Peltier, W. R. (1989): The structure and energetics of transient eddies in a numerical simulation of breaking mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, 46, 565-585

Lilly, D.K. (1978): A Severe Downslope Windstorm and Aircraft Turbulence Event Induced by a Mountain Wave, *J. Atmos. Sci.*, 35, 59-77

Otruba, J. (1964): *Veterné pomery na Slovensku* (Wind conditions in Slovakia. In Slovak), SAV, Bratislava, 130-134

Otruba, J. and Wiszniewski, W. (1974): in: *Klíma Tatier* (Climate of Tatras. In Slovak, edited by Konček, M.), Veda, Bratislava, 328-339

Picek, B.I., Tutiš, V. (1995): Mesoscale Bora flow and mountain pressure drag, *Meteorol. Zeitschrift*, 4, 119-128

Picek, B.I., Tutiš, V. (1996): A case study of a severe Adriatic bora on 28 December 1992, *Tellus*, 48A, 357-367

Radnóti, G., Ajjaji, R., Bubnová, R., Caian, M., Cordoneanu, E., et al. (1995): The spectral limited area model Arpègè-Aladin. In: PWPR report series n.7 – WMO TD n. 699, pp. 111-118

Rak, J. (1967): Víchrica v oblasti Tatier v novembri 1964 (The gale in the Tatra region - in November, 1964. In Slovak, with abstract in Russian, English and German language.), *Sborník prác o Tatranskom národnom parku*, 10, 49-64

Simon, A., Vivoda, J. (2005): Downslope windstorm in High Tatras 19 November 2004, presentation, 15th ALADIN workshop, Bratislava

Smith, R.B. (1985): On Severe Downslope Winds. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2597-2603

Stull, R.B. (2003): *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 601-609

Tutiš, V., Picek, I.B. (1991): Pressure Drag on the Dinaric Alps During the ALPEX SOP, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 47, 73-81

WWF position paper (2004): *Storm in Tatras National Park (Slovakia)*, web page of WWF organisation

Authors

André Simon, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, andre.simon@shmu.sk
Jozef Vivoda, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, jozef.vivoda@shmu.sk