

Univerzita Karlova v Praze  
Matematicko-fyzikální fakulta

# BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Ondřej Žáček

## **Blokování západního proudění nad střední Evropou**

Katedra fyziky atmosféry

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

Studijní program: Fyzika

Studijní obor: Aplikovaná fyzika

Praha 2016

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova v Praze má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle § 60 odst. 1 autorského zákona.

V Praze dne 20. 5. 2016

Rád bych poděkoval svému vedoucímu bakalářské práce Mgr. Michalu Žákovi, Ph.D. za čas věnovaný konzultacím bakalářské práce, odborné rady a cenné připomínky v průběhu vypracování bakalářské práce.

Ondřej Žáček

Název práce: Blokování západního proudění nad střední Evropou

Autor: Ondřej Žáček

Katedra / Ústav: Katedra fyziky atmosféry

Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Michal Žák, Ph.D., Katedra fyziky atmosféry

## **Abstrakt**

Tato práce se zabývá atmosférickým blokováním, což je jev, při kterém dochází k přerušení západního proudění tlakovou výší, a jeho vlivem na počasí v Evropě s důrazem na Českou republiku. Cílem bakalářské práce je poskytnout ucelené informace o blokování, jeho vzniku, způsobu detekce, klimatologii, ročním chodu a meziroční proměnlivosti. Byla provedena korelační analýza frekvencí různých intenzit blokování v sektoru  $60^\circ \text{ W} - 60^\circ \text{ E}$  (s krokem  $15^\circ$ ) a měsíčních průměrů denní průměrné, minimální, resp. maximální teploty vzduchu na stanicích Praha-Klementinum a Olomouc.

Zjistili jsme, že frekvence blokování má výraznou meziroční proměnlivost a roční chod pro všechny námi definované intenzity blokování. Na základě provedené korelační analýzy jsme pro obě stanice zjistili výraznou zápornou korelaci mezi průměrnou měsíční teplotou a frekvencí blokování v zimním období, na podzim a na jaře klesá její výraznost, v letních měsících se pro některé zeměpisné délky vyskytuje korelace kladná. Pro měsíční průměry minimální a maximální teploty dochází k drobným modifikacím. Rozdíly korelací mezi Prahou-Klementinem a Olomoucí nejsou výrazné, v Praze-Klementinu jsou v průměru korelace o něco nižší.

Klíčová slova: atmosférické blokování, počasí v České republice, korelace

Title: Blocking of westerly flow over Central Europe

Author: Ondřej Žáček

Department: Department of Atmospheric Physics

Supervisor: Mgr. Michal Žák, Ph.D., Department of Atmospheric Physics

## **Abstract**

This bachelor thesis analyses atmospheric blocking and its influence on European weather, with focus on Czech Republic. Atmospheric blocking is a phenomenon when western flow is interrupted by high pressure centre. The research subjects are summarising information about blocking, its formation, detection, climatology, annual cycle and interannual variability. At stations Praha-Klementinum and Olomouc was made correlation analyses different strengths of blocking in sector  $60^\circ \text{W} - 60^\circ \text{E}$  (with step  $15^\circ$ ) and monthly mean daily average, minimum, maximum temperature.

We find out, that blocking frequency has significant interannual variability and annual cycle for all strengths of blocking which we defined. Based on correlation analyses we found out for both stations significant negative correlation between average monthly temperature and frequency of blocking in winter, in spring and autumn negative correlation is less significant and in summer for some longitudes positive correlation was found. If we use for correlation analyses monthly mean of minimum or maximum temperature, differences are insignificant. Differences of correlations between Praha-Klementinum and Olomouc are slight, at Praha-Klementinum station is correlations slightly lower.

Keywords: atmospheric blocking, Czech Republic weather, correlation

# Obsah

1	Úvod.....	7
2	Teoretická část .....	8
2.1	Charakter proudění ve středních zeměpisných šířkách .....	8
2.2	Tlakové útvary.....	8
2.2.1	Tlakové výše .....	8
2.2.2	Tlakové níže .....	9
2.2.3	Proudění v tlakových útvarech.....	10
2.3	Jet stream .....	11
2.4	Blokování západního proudění.....	12
2.4.1	Definice blokování .....	12
2.4.1.1	Jednodimenzionální vzorec založený na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa.....	13
2.4.1.2	Zobecnění do dvou dimenzí.....	13
2.4.1.3	Indexy blokování založené na potenciální vorticitě .....	14
2.4.2	Vznik blokování .....	15
2.4.3	Troposférické vlny .....	15
2.4.3.1	Charakteristika troposférických vln.....	15
2.4.3.2	Souvislost troposférických vln a blokování.....	16
2.4.4	Blokování a kvaziperiodické oscilace.....	17
2.4.4.1	Souvislost ENSO (El-niño jižní oscilace) a blokování.....	18
2.4.4.2	Souvislost AO (Arktické oscilace) a blokování.....	18
2.4.4.3	Souvislost NAO (Severoatlantické oscilace) a blokování .....	19
2.4.5	Vliv blokování na počasí v Evropě .....	20
2.4.6	Blokování a změna klimatu.....	21
2.4.6.1	Změny za posledních 50 let .....	21
2.4.6.2	Předpokládané změny v budoucnu .....	22

3	Použitá data a metodiky .....	23
3.1	Použitá data .....	23
3.2	Kritéria intenzity blokování.....	23
3.3	Postup výpočtu intenzit blokování .....	24
3.4	Metoda zkoumání vlivu blokování na počasí v ČR .....	24
4	Výsledky práce.....	27
4.1	Dlouhodobé průměry blokování.....	27
4.2	Variabilita blokování v jednotlivých letech .....	28
4.3	Roční chod blokování.....	30
4.4	Příklad Časového průběhu blokování v Atlantském sektoru .....	31
4.5	Souvislost mezi blokováním a teplotou vzduchu v zimě nad Evropou.....	34
4.5.1	Zima 2006/2007 .....	34
4.5.2	Zima 2009/2010 .....	36
4.6	Blokování a teplota vzduchu v ČR.....	38
4.6.1	Praha-Klementinum .....	38
4.6.2	Olomouc.....	40
4.6.3	Maximální a minimální teploty.....	41
5	Diskuze výsledků .....	45
6	Závěr .....	48
	Poděkování.....	51
	Seznam použité literatury.....	52
	Seznam zkratk .....	55

# 1 Úvod

Studium klimatu patří v meteorologii mezi důležité obory, neboť klima je určující pro život na Zemi. Díky znalosti klimatu můžeme efektivněji plánovat mnohé lidské aktivity, jako jsou např. rostlinná a živočišná výroba. Jedním z faktorů, které ovlivňují klima v Evropě včetně České republiky, je atmosférické blokování. Atmosférické blokování nastává v případě, že západní proudění, které v mírných zeměpisných šířkách převažuje, je přerušeno tlakovou výší (anticyklónou). Při blokování dochází k výrazné meridionální výměně vzduchových hmot, což na severní polokouli znamená, že teplý vzduch se dostává daleko na sever a studený vzduch daleko na jih (na jižní polokouli je to přesně opačně).

Bakalářská práce se zabývá blokováním západního proudění, zejména pak blokováním nad Atlantikem a evropským kontinentem. Hlavním zdrojem dat pro tuto práci byla data z NCEP/NCAR reanalysis, z nichž jsme využili výšku geopotenciální hladiny 500 hPa a to od roku 1948 do roku 2015, z níž byl vypočten blokační index.

Cílem práce je jednak zjistit, jak se mění charakter blokování v průběhu posledních několika desetiletí a pokusit se odhadnout budoucí vývoj, dále zjistit jaký vliv má blokování západního proudění na počasí v České republice. Je pravděpodobné, že blokování ovlivňuje počasí v ČR, vliv blokování se bude lišit v závislosti na ročním období a na poloze blokující anticyklóny.

Ke studování vztahu frekvencí blokování a počasí v ČR byly vybrány dvě stanice a to Praha-Klementinum a Olomouc. Byly zkoumány vztahy frekvencí různých intenzit blokování na různých zeměpisných délkách v Atlantském sektoru a měsíčních průměrů denních průměrných, maximálních a minimálních teplot.

Výsledkem studia jsou korelační tabulky frekvencí různých intenzit blokování a měsíčních průměrů denních průměrných, maximálních, resp. minimálních teplot vzduchu pro obě stanice a to pro jednotlivé měsíce a pro devět různých zeměpisných délek v Atlantském sektoru.



## **2 Teoretická část**

### **2.1 Charakter proudění ve středních zeměpisných šířkách**

V rámci všeobecné cirkulace atmosféry se mírné zeměpisné šířky nacházejí pod vlivem tzv. Ferrelovy buňky. Existuje zde výrazný teplotní kontrast mezi vzduchem subtropickým a vzduchem polárním. Dochází zde k tvorbě cyklón, nejdůležitější pro ČR je tzv. Islandská tlaková níže. Přebývá západní proudění a to jak v nízkých hladinách, tak v horní troposféře. Proudění je na severní polokouli časově a prostorově velmi proměnlivé, na jižní polokouli je v důsledku absence pevnin v mírných zeměpisných šířkách proudění stálější. Ve vyšších hladinách atmosféry se na styku polárního a subtropického vzduchu vyskytuje polární jet stream. Více o jet streamu viz kap. 2.3.

### **2.2 Tlakové útvary**

Tlakovým útvarem rozumíme oblast s charakteristickým rozdělením tlaku vzduchu a s tím spojeným prouděním, které probíhá přibližně podél izobar (na přízemní mapě), nebo izohyps (na výškové mapě). Rozlišujeme sedm základních tlakových útvarů a to tlakovou níže (cyklónu), tlakovou výši (anticyklónu), okrajovou cyklónu, brázdou nízkého tlaku vzduchu, hřeben vysokého tlaku vzduchu, barické (tlakové) sedlo a přímočaré izobary. První dva vyjmenované tlakové útvary, tj. tlaková výše a tlaková níže, mají uzavřenou alespoň jednu izobaru popř. izohypsu dělitelnou pěti a nazývají se základními tlakovými útvary (Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 2016).

#### **2.2.1 Tlakové výše**

V anticyklónách panuje zpravidla málo oblačné počasí, v zimním půlroce se nad pevninou často vyskytují mlhy či nízká oblačnost typu St (stratus), nebo Sc (stratokumulus). V anticyklónách existují velkoprostorové sestupné pohyby, tzv. subsidence, které brání vzniku konvekční oblačnosti. Pokud se do anticyklóny dostane frontální oblačnost, rychle se rozpouští. Rozdělujeme je na anticyklóny subtropické, zimní kontinentální a na putující výběžky a hřebeny. Subtropické, teplé anticyklóny zasahující přes celou troposféru, existují v průběhu celého roku. V zimě se nad kontinenty vlivem radiačního ochlazování vytvářejí zimní, studené

anticyklóny, které nejsou vertikálně příliš mohutné (do 2 km) (Kopáček a Bednář, 2005).

### 2.2.2 Tlakové níže

Cyklóny lze rozdělit na tropické a mimotropické. Mimotropické cyklóny dále dělíme na frontální a termické.

Tropické cyklóny vznikají nad teplými vodami oceánů s teplotou vody nad 26° C, dále musí být dostatečný teplotní gradient a vlhkost vzduchu. Vznikají od 5° severní či jižní zeměpisné šířky (na rovníku nemohou vzniknout z důvodu absence urychlující složky Coriolisovy síly). Spouštěcím mechanismem bývají často vlny ve východním proudění. Podle dosažené rychlosti větru je dělíme na tropické deprese (do 65 km/h), tropické bouře (65–118 km/h) a tropické cyklóny (nad 118 km/h). Tropické cyklóny se podle rychlosti větru dělí do pěti kategorií pomocí Safir-Simpsonovy stupnice. Jedná se o teplé cyklóny, ve výšce jsou vyplněny teplým vzduchem, na výškových mapách horní troposféry již nejsou patrné.

Ve frontálních cyklónách převládá oblačné počasí, stav počasí závisí na tom, v které části cyklóny se nacházíme a v jakém je stádiu vývoje (stádia vývoje popsána níže). V cyklónách existují velkoprostorové vzestupné pohyby, které podporují vznik oblačnosti. Frontální cyklóny vznikají na přední straně výškové brázdy. Rychlosti větru jsou v nich zpravidla nižší, než v tropických cyklónách, jejich průměr je však větší od několika set do cca 2500 km. Jedná se zpravidla o tzv. studené cyklóny, které jsou ve vyšší troposféře vyplněny studeným vzduchem, a mají proto vertikální rozsah přes celou troposféru. Tyto cyklóny jsou určující pro počasí ve středních zeměpisných šířkách. Zajišťují výměnu energie a hybnosti. Pohyb cyklóny souvisí s polohou jet streamu, nejčastěji se pohybují od západu na východ. Vznikají nejčastěji na polární stacionární frontě, nejprve jako frontální vlna. Pokud jsou příznivé podmínky pro cyklonogenezi vzniká mladá cyklóna, která má již rozlišenou oblačnost teplé a studené fronty. Prostor mezi teplou a studenou frontou se nazývá teplým sektorem. Vzhledem k faktu, že studená fronta postupuje rychleji než fronta teplá, dojde k spojení obou front a vzniká fronta okluzní. V momentě, kdy vzniká okluze, přechází cyklóna do stádia okludované cyklóny. Okludovaná cyklóna se může ještě určitou dobu po vzniku okluze prohlubovat, ale jak postupně dochází

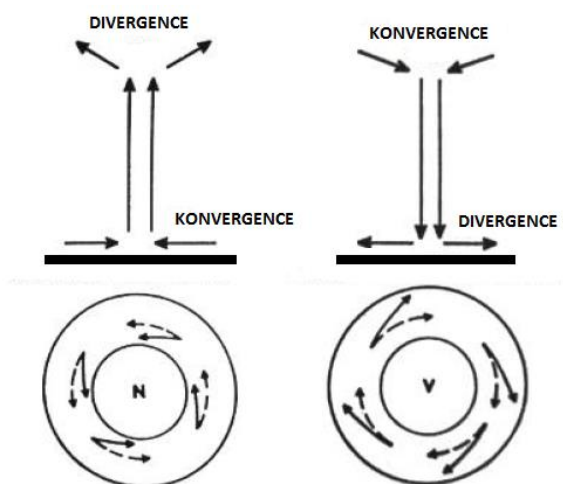
k uzavírání teplého sektoru, začne se dříve či později vyplňovat. Cyklóna se vyplňuje a časem zaniká, ale za vhodných podmínek může dojít k její regeneraci.

Termické cyklóny vznikají nad silně prohřátými kontinenty v letním období. Jedná se o mělké, ale někdy značně rozsáhlé tlakové níže. Nevyskytují se v nich frontální systémy (Kopáček a Bednář, 2005).

### 2.2.3 Proudění v tlakových útvarech

Podíváme-li se na proudění vzduchu v TN (tlaková níže, cyklóna) a TV (tlaková výše, anticyklóna) v závislosti na výšce zjistíme, že v TN existuje v přízemních hladinách konvergence a ve vyšší troposféře divergence, což má za následek vznik velkoprostorových vzestupných pohybů. U TV je tomu naopak, tj. v přízemních hladinách se vyskytuje divergence a ve vyšší troposféře konvergence, následkem čehož vznikají velkoprostorové sestupné pohyby.

Pro oba tlakové útvary platí, že ve volné atmosféře, tj. výše než 2 km, probíhá proudění s dobrým přiblížením podél izobar, tj. gradientové proudění (na obr. 2.1 znázorněno čárkovanou čarou). V nižších hladinách se projevuje vliv tření o zemský povrch, který způsobuje ztráty kinetické energie, tato ztráta je kompenzována vznikem složky proudění kolmou na izobary (na obr. 2.1 znázorněno plnou čarou) (Kopáček a Bednář, 2005).



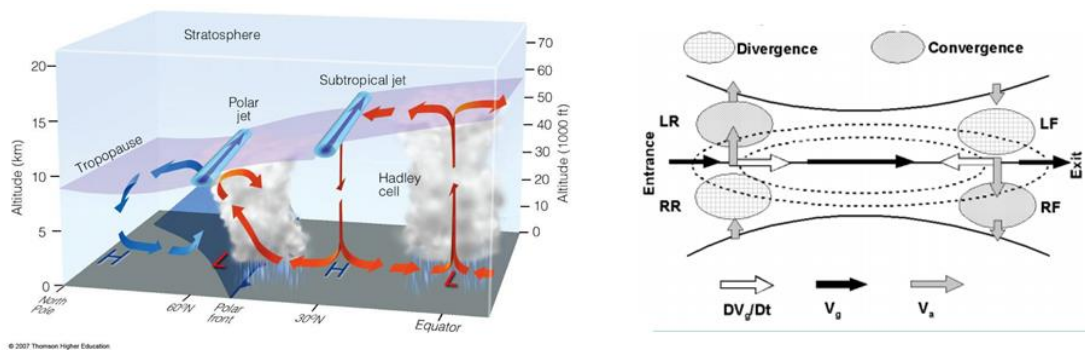
Obrázek 2.1: Proudění v cyklóně a anticyklóně (Bednář, 2009), upraveno.

## 2.3 Jet stream

Jet stream, česky tryskové proudění, je proud vzduchu ve tvaru zploštělé trubice s kvazihorizontální osou. Jet stream se vyznačuje rychlostí větru přesahující 30 m/s, vyskytuje se zde taktéž velký horizontální (alespoň 5 m/s na 100 m) i vertikální (alespoň 10 m/s na 1 km) stříh větru. Jet stream má rozměry na délku tisíce kilometrů, na šířku stovky kilometrů, vertikální rozměr jsou jednotky kilometrů (Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 2016).

Nejvýznamnějšími jety jsou polární jet a subtropický jet. Vyskytují se na obou polokoulích celoročně, vanou od západu na východ. Polární jet se vyskytuje v průměru mezi 45–60° N ve výškách 9–11 km s rychlostí větru 150–370 km/h. Subtropický jet se vyskytuje mezi 25–35° N, s nižší rychlostí větru než polární jet, 150–220 km/h. Oba zmíněné jety často meandrují, polární jet více než subtropický, někdy také dochází k rozdělení jetů na jednotlivé větve. Z pohledu všeobecné cirkulace atmosféry vzniká polární jet na rozhraní Polární a Ferrelovy buňky, subtropický jet na styku buňky Hadleyho a Ferrelovy, což je znázorněno na obrázku 2.2. V jet streamu se vyskytují jet streaky, což jsou místa se zvýšenou rychlostí větru (Kopáček a Bednář, 2005).

Na obrázku 2.2 (Notes, 2016) je znázorněn řez jet streakem.  $V_g$  značí rychlost geostrofického proudění,  $Dv_g/Dt$  změnu této rychlosti podél jet streaku,  $V_{ag}$  značí rychlost ageostrofického proudění. Z rozdílů ageostrofických složek větru vyplývají oblasti konvergence a divergence, které hrají významnou úlohu při formování tlakových útvarů. Čerchovaně jsou vyznačeny izotachy, tj. čáry spojující oblasti stejných rychlostí větru.



Obrázek 2.2: Vlevo poloha polárního a subtropického jetu vzhledem k všeobecné cirkulaci atmosféry (Atmospheric Sciences, 2016), vpravo řez jet streakem (Notes, 2016).

## 2.4 Blokování západního proudění

### 2.4.1 Definice blokování

Blokování západního proudění je komplexní meteorologický jev. Přesná definice blokování není stanovena, nejznámější je definice D. F. Rexe. K tomu, aby bylo možné označit situaci jako blokování, musí být podle D. F. Rexe splněna následující kritéria (Lejenas a Okland, 1983):

- 1) Západní proudění se musí rozdělit na dvě větve, přičemž každá z větví musí transportovat velké množství vzduchové hmoty.
- 2) Výše zmíněný dvouproudý systém musí být dlouhý nejméně 45° zeměpisné délky.
- 3) U obou větví je pozorován přechod ze zonálního proudění na meridionální.
- 4) Výše popsaná situace musí trvat nejméně deset dní.

Jiná definice blokování, podle českého meteorologického slovníku, zní následovně:

Při blokování dochází k zastavení postupu putujících cyklón a anticyklón v mírných zeměpisných šířkách. Blokování je charakterizováno teplou anticyklónou ve vysokých zeměpisných šířkách, v nižších zeměpisných šířkách se nachází jedna nebo více cyklón. Při této synoptické situaci je proudění meridionální, délka trvání je často více než sedm dní a systém je po tuto dobu bez výraznějšího pohybu. Blokování nejčastěji vzniká vysunutím azorské TV k severu v oblasti Britských ostrovů (Meteorologický slovník výkladový a terminologický, 2016).

Problémem výše zmíněných definic je subjektivita posuzování a navíc špatná přeložitelnost do počítačového programu.

Z důvodu objektivizace se k určení, zda se dá situace považovat za blokování, se používají různé indexy. Nejčastěji jsou založeny na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa, novější indexy využívají potenciální vorticity.

#### **2.4.1.1 Jednodimenzionální vzorec založený na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa**

V této práci byl k výpočtům použit níže uvedený jednodimenzionální vzorec.

Pro každou zeměpisnou délku je vypočítán severní, resp. jižní gradient výšky geopotenciální hladiny 500 hPa (GHGN) resp. (GHGS) a to následujícím způsobem (Tibaldi a Molteni, 1990):

$$GHGS = \frac{Z(\phi_o) - Z(\phi_s)}{\phi_o - \phi_s} \quad (1)$$

$$GHGN = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_o)}{\phi_n - \phi_o} \quad (2)$$

Kde  $\phi_n = 80^\circ \text{ N} + \delta$ ,  $\phi_o = 60^\circ \text{ N} + \delta$ ,  $\phi_s = 40^\circ \text{ N} + \delta$ ,  $Z(\phi_n)$ ,  $Z(\phi_o)$ ,  $Z(\phi_s)$  značí výšku geopotenciální hladiny 500 hPa v dané zeměpisné šířce,  $\delta = -5^\circ, 0^\circ, 5^\circ$ .

Proudění v dané zeměpisné šířce je považováno za blokové, pokud pro alespoň jednu hodnotu  $\delta$  platí:

1.  $GHGS < 0$

2.  $GHGN < -10 \text{ m}^\circ$  zeměpisné délky

Hodnoty  $\delta$  i hodnoty zeměpisných šířek se v různých pracích mohou lišit, v této práci byly použity hodnoty uvedené výše.

#### **2.4.1.2 Zobecnění do dvou dimenzí**

Vzorci (1) a (2) nám dávají informaci, jestli je daná zeměpisná délka blokována či ne, ale neříkají nám nic o tom, v jaké zeměpisné šířce k blokování dochází. Vzorci (1) a (2) se dají zobecnit do dvou dimenzí, způsobů je více, my zde uvedeme zobecnění podle (Scherrer, 2016).

Vzorce (1) a (2) zůstávají stejné, stejně zůstávají také významy jednotlivých veličin i kritéria, kdy dochází k blokování, ale za hodnotu  $\delta$  uvažujeme pouze hodnotu 0. Rozdíl mezi  $\phi_n$  a  $\phi_o$  resp.  $\phi_0$  a  $\phi_s$  se volí  $15^\circ$  místo  $20^\circ$  v jednodimenzionálním případě. Hodnota  $\phi_0$  se volí od  $35^\circ$  N do  $75^\circ$  N s krokem  $2,5^\circ$ . Zbylé hodnoty jsou dopočteny tak, aby byl rozdíl  $15^\circ$  (Scherrer, 2016).

Výsledkem je dvou dimenzionální mapa, kde frekvence blokování závisí jednak na zeměpisné délce a na rozdíl od jednodimenzionálního případu i na zeměpisné šířce.

### 2.4.1.3 Indexy blokování založené na potenciální vorticitě

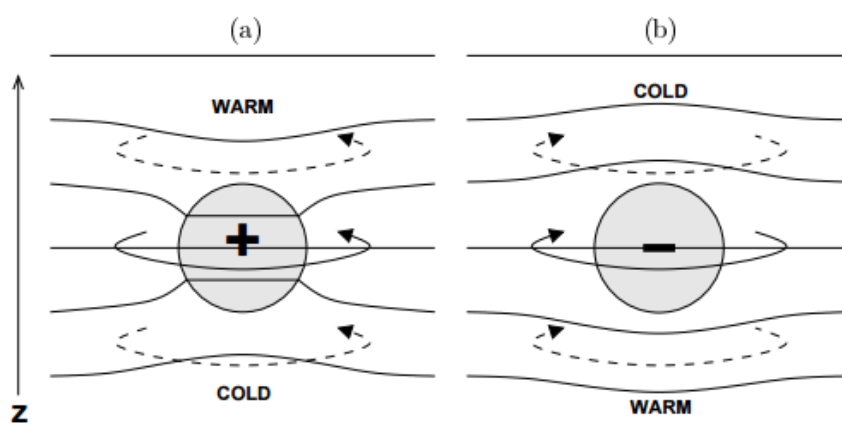
Definujme si potenciální vorticitu (PV) jako vztah (Ertel, 1942):

$$PV = \frac{1}{\rho} \xi \cdot \nabla \theta \quad (3)$$

kde  $\rho$  je hustota vzduchu,  $\xi$  je vektor absolutní vorticity,  $\theta$  je potenciální teplota.

Potenciální vorticity se často udává v PVU (potential vorticity unit) a ta je rovna  $10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ .

Potenciální vorticity může být kladná i záporná, vztah znaménka vorticity, teploty a cirkulace znázorňuje obrázek 2.3.



Obrázek 2.3: Cirkulace a teplota v případě a) pozitivní, b) negativní potenciální vorticity. Plné čáry značí izentropy (Pellz, 2001).

Z obrázku je patrné, že případ a) odpovídá cykloně a případ b) anticykloně. Tohoto faktu se dá využít při hledání oblastí, kde dochází k blokování.

Při hledání blokování postupujeme následovně. Hledáme oblasti, kde je odchylka od normálu menší než  $-1,3$  PVU a to mezi hladinami 500 hPa a 150 hPa za námi zvolené referenční období. Tyto anomálie PV jsou sledovány v čase a pokud trvají déle než určitý časový interval (často se volí 10 dní), došlo v těchto oblastech k blokování (Sillmann a Croci-Maspoli, 2009).

Výhodou indexů blokování založených na potenciální vorticitě je fakt, že se v těchto indexech může zeměpisná šířka, kde dochází k blokování, měnit se zeměpisnou délkou, kdežto v indexech založených na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa a to 1dimenzionálních i 2dimenzionálních se zeměpisné šířka, kde dochází k blokování, se zeměpisnou délkou nemění (Sillmann a Croci-Maspoli, 2009).

## **2.4.2 Vznik blokování**

Vznik blokování úzce souvisí s existencí Rossbyho vln. Rossbyho vlny vznikají ve výškovém západním proudění v oblasti polární fronty. Vývoj Rossbyho vln má opakující se charakter a prochází třemi vývojovými stádii.

- 1) Počáteční stádium – amplituda Rossbyho vln je malá, cirkulace je zonální, meridionální výměna VH (vzduchová hmota) je malá.
- 2) Přejícnové stádium – amplituda Rossbyho vln roste, zesiluje meridionální výměna VH, ale stále existuje západní složka proudění.
- 3) Koncové stádium – dochází k fragmentaci proudění, teplé VH jsou transportovány daleko na sever a studené VH na jih (pro jižní polokouli opačně). Tento transport se děje díky mohutným anticyklónám ve středních zeměpisných šířkách. Západní složka proudění je buď nevýrazná, nebo dochází ke změně směru proudění na východní. Pokud tato fáze trvá na určitém území delší dobu, mluvíme o blokování.

Další vývoj vede k tomu, že dříve či později dochází k slábnutí blokující anticyklóny (Lejenas a Okland, 1983), (Allaby, 2007).

## **2.4.3 Troposférické vlny**

### **2.4.3.1 Charakteristika troposférických vln**

Zatímco v nižších hladinách troposféry dominují tlakové útvary kruhového či oválného tvaru s rozměry řádově stovky až tisíce km, ve střední a vyšší troposféře dominují Rossbyho vlny. Rossbyho vlny začínají být patrné ve výšce kolem 700 hPa,



s rostoucí výškou roste jejich amplituda, maximální amplituda se nachází v hladině kolem 200–300 hPa. Rossbyho vlny mají vlnovou délku přes 5000 km, jsou patrné jak v poli geopotenciálu, tak v teplotním poli.

Vlnová čísla, tj. počet Rossbyho vln vyskytující se na dané hemisféře, se pohybují od 3 do 7, nejčastěji jsou to vlnová čísla 4 a 5. Rossbyho vlny se většinou pohybují pomalu ve směru základního proudění, někdy se stávají stacionárními, vzácně může dojít k otočení pohybu vln a ty se pak pohybují proti směru základního proudění, tzv. retrogrese. Jak jsme se již zmínili, Rossbyho vlny jsou patrné jak v teplotním poli, tak v poli geopotenciálu. Geopotenciální a teplotní vlna však nemusí být ve stejné fázi.

Pokud jsou ve stejné fázi nebo ve fázi opačné, nedochází ke změně amplitudy. Pokud se teplotní vlna zpožďuje o přibližně  $\frac{1}{4}$  vlnové délky oproti geopotenciální amplituda vlny roste (studená advekce dominuje v oblasti nízkého geopotenciálu, což vede k dalšímu snižování geopotenciálu, teplá advekce dominuje v oblasti vysokého geopotenciálu, což vede k dalšímu zvyšování geopotenciálu). Pokud naopak leží teplotní vlna o  $\frac{1}{4}$  vlnové délky před vlnou geopotenciálu, vede to k zmenšování amplitudy dlouhé vlny.

Kromě Rossbyho vln existují i krátké vlny pohybující se oproti Rossbyho vlnám rychle, přibližně  $10^\circ - 30^\circ$  zeměpisné délky za den. Tyto krátké vlny jsou namodulovány na Rossbyho vlnách, což vede k zesilování a slábnutí dlouhých vln.

Obecně se dá o chování Rossbyho vln říci následující. Aktuální počet Rossbyho vln vyskytující se na polokouli se jen zřídka liší o více než jedna od počtu stacionárních Rossbyho vln (nejčastěji 4 a 5). Počasí na konkrétním místě je podmíněno aktuální pozicí Rossbyho vln. Pro delší časové období se dá tvrdit, že po většinu času zůstává počet hemisférických Rossbyho vln konstantní, ke změnám dochází pouze během jedné třetiny času. Veškeré změny Rossbyho vln jsou spojeny s intenzivním vývojem cyklón a anticyklón v přízemním poli (Kurz, 1998).

#### **2.4.3.2 Souvislost troposférických vln a blokování**

Mezi blokováním a Rossbyho vlnami existuje souvislost. K vývoji blokování je potřeba nestabilní vlny, tzn. situace, kdy se teplotní vlna nachází za vlnou geopotenciální. Toto rozložení vede k nárůstu amplitudy jak teplotní, tak

geopotenciální vlny a zmenšování jejich vlnových délek. Nakonec amplituda naroste natolik, že je teplý i studený vzduch uzavřen, teplý vzduch je tlačěn na sever a vytváří zde výškovou tlakovou výši, studený vzduch je tlačěn na jih a vytváří výškovou tlakovou níži. Zmíněná TV a TN vznikly takzvaným cut-off procesem.

V přízemním tlakovém poli dochází postupně ke stejným změnám jako v poli výškovém, tj. v oblasti výškové TV vzniká přízemní TV, to samé platí i pro TN. Výše popsany proces vedl ke vzniku blokující anticyklóny a tudíž tento proces je jeden z mechanismů vzniku blokování. Výsledný tvar proudění připomíná písmeno omega (Kurz, 1998).

#### **2.4.4 Blokování a kvaziperiodické oscilace**

Klimatický systém není stálý v prostoru ani čase. Můžeme se buď bavit o změně klimatu působenou vnějšími činiteli (její vliv na blokování viz kap. 2.4.6), nebo o vnitřní variabilitě klimatického systému, která je přítomna vždy a to i v případech, kdy nepůsobí žádný vnější forcing. Vnitřní variabilita klimatického systému je dána jeho nelineární povahou a zpětnými vazbami, projevuje se změnami charakteristik, např. průměrů, na různých časových a prostorových škálách, tyto změny se opakují v určitých periodách, avšak s různou délkou trvání jedné periody.

Protože jsou tyto změny periodické s různou délkou periody, a zpravidla jsou popsány jistými indexy, mluvíme o kvaziperiodických oscilacích.

Blokování západního proudění je proměnlivé v prostoru i čase. My se pokusíme najít vztah frekvence blokování a některých kvaziperiodických oscilací, a to takových, které mají vliv na počasí v oblastech, kde dochází k blokování, nebo které ovlivňují počasí na celém světě. Kvaziperiodických oscilací existuje celá řada, my se budeme podrobněji zabývat ENSO (El-niño southern oscillation, česky El-niño jižní oscilace), AO (Arctic oscillation, česky Arktická oscilace) a NAO (North atlantic oscillation, česky Severoatlantická oscilace). U těchto oscilací se dá předpokládat vliv na frekvenci blokování a to jak v Atlantickém tak Pacifickém sektoru. O konkrétním vlivu jednotlivých oscilací na frekvence blokování pojednávají následující tři kapitoly.

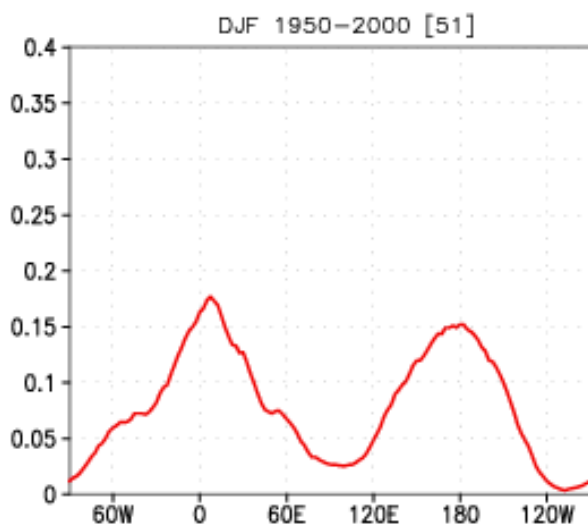
#### 2.4.4.1 Souvislost ENSO (El-niño jižní oscilace) a blokování

El-niño (jižní oscilace) je významnou kvaziperiodickou oscilací, která ovlivňuje počasí ve velké části světa. Na obrázku 2.4 vidíme frekvence blokování za období 1950–2000 DJF (tj., sezóna prosinec, leden, únor).

Podíváme-li na vztah frekvence blokování a ENSO zjistíme, že ve fázi El-niño dochází ve srovnání s obr. 2.4 k nárůstu frekvence blokování kolem  $60^\circ$  W a vzniká zde lokální maximum. V pacifickém sektoru dochází ke snížení frekvence blokování mezi  $160^\circ$  E a  $180^\circ$  E a maximum se posouvá na  $160^\circ$  W, obrázek viz (CPC, 2016).

Naopak ve fázi La-niña frekvence blokování ve srovnání s obr. 2.4 mezi  $60^\circ$  W a  $30^\circ$  E klesá, nejvýraznější je pokles kolem  $60^\circ$  W. V pacifické části jsou změny malé, dochází k lehkému posunu maxima směrem na západ, obrázek viz (CPC, 2016).

Obecně jsou změny ve frekvenci blokování výraznější ve fázi El-niño, než ve fázi opačné (CPC, 2016).



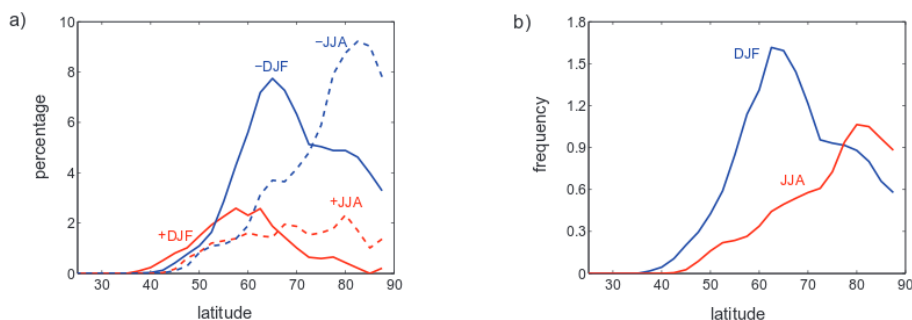
Obrázek 2.4: Frekvence blokování v zimní sezóně (DJF) mezi léty 1950-2000 (CPC, 2016).

#### 2.4.4.2 Souvislost AO (Arktické oscilace) a blokování

Arktická oscilace je kvaziperiodická oscilace. Jedná se o periodické změny tlaku vzduchu v oblasti severního pólu a oblastí kolem  $45^\circ$  N. Arktická oscilace má dvě fáze, kladnou fázi, kdy je v polární oblasti nízký tlak vzduchu, a zápornou fázi, kdy je tomu naopak. Kladná fáze je charakterizovaná silnými západními větry,

studený vzduch zůstává v polárních oblastech, této fázi se říká teplá fáze. Záporná fáze, nazývána též fází studenou, je charakterizována průniky arktického vzduchu do středních zeměpisných šířek (Allaby, 2007).

Fáze arktické oscilace má vliv na frekvenci blokování a na jeho polohu. Vliv v létě je jiný než v zimě. Na obrázku 2.5 je znázorněna frekvence blokování v závislosti na zeměpisné šířce. Pro danou zeměpisnou šířku je provedena sumace přes všechny zeměpisné délky. Z obrázku a) je patrná negativní korelace mezi AO a frekvencí blokování a to jak v období DJF, tak v období JJA (sezónní průměr červen, červenec, srpen), tj. při negativní fázi AO je frekvence několikanásobně vyšší, než v případě fáze kladné (Hassanzadeh a Kuang, 2015).

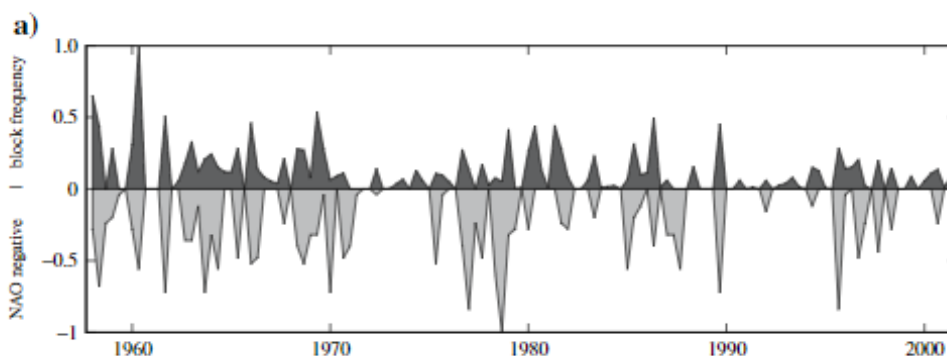


Obrázek 2.5: Frekvence blokování v závislosti na zeměpisné šířce v zimní sezóně (DJF) a v letní sezóně (JJA). Obrázek a) zvláště pro kladnou fázi AO (+), resp. zápornou (-), obrázek b) průměr frekvence blokování nezávislý na fázi AO (Hassanzadeh a Kuang, 2015).

#### 2.4.4.3 Souvislost NAO (Severoatlantické oscilace) a blokování

Severoatlantická oscilace je kvaziperiodická oscilace související s rozdíly mezi hlavními tlakovými útvary v Atlantiku, tj. Islandskou TN a Azorskou TV. Pokud je rozdíl tlaků mezi Azorskou TV a Islandskou TN větší než obvykle, mluvíme o kladné fázi NAO, pokud je tomu naopak, mluvíme o fázi záporné. Kladná fáze NAO, vyznačující se silným západním prouděním, má za následek mírné zimy ve střední a severní Evropě a sucha v oblasti Středomoří, záporná fáze má obvykle opačný efekt (Allaby, 2007), (CPC, 2012).

Vzhledem k definici se dá očekávat záporná korelace mezi NAO a frekvencí blokování, co potvrzuje obrázek 2.6. Na něm je vidět vztah NAO (dolní část obrázku) a frekvence blokování (horní část obrázku). Hodnoty jsou normalizované, tj. minimální hodnota NAO za celé časové období odpovídá -1, totéž platí i pro frekvenci blokování, s tím rozdílem, že maximální hodnota je +1 (Crocì-Maspoli et al., 2007).



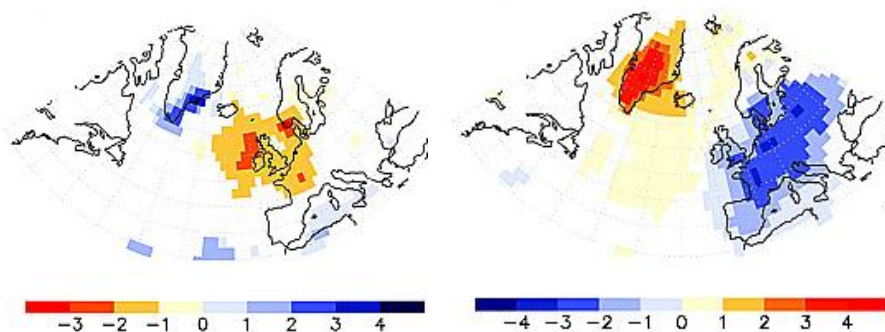
Obrázek 2.6: Vztah NAO a frekvence blokování v sektoru  $55^{\circ} - 65^{\circ} N$ ,  $70^{\circ} - 50^{\circ} W$  za období 1958–2002 (Crocì-Maspoli et al., 2007).

V kladné fázi NAO, kdy téměř nedochází k blokování nad Atlantikem, dochází k blokování nad Evropou v obvyklé míře, tj. frekvence blokování je přibližně rovna dlouhodobému průměru. Naopak v záporné fázi NAO se frekvence blokování v Atlantiku zvyšuje na dvojnásobek dlouhodobého průměru a nad střední Evropou k blokování téměř nedochází (Crocì-Maspoli et al., 2007).

#### 2.4.5 Vliv blokování na počasí v Evropě

Blokování výrazným způsobem ovlivňuje počasí v Evropě. Konkrétní projevy počasí závisí na oblasti, ve které k blokování dochází, v této kapitole je to oblast ohraničená  $15^{\circ} W - 30^{\circ} E$ ,  $50^{\circ} N - 70^{\circ} N$  (Sillmann a Crocì-Maspoli, 2009).

Byla zkoumána korelace (pomocí Spearmanova korelačního koeficientu) mezi odchylkami teploty vzduchu, resp. srážek od normálu 1961–2000 a blokování v námi definované oblasti. Zkoumané období bylo 1961–2000 a to v zimním období (DJF) (Sillmann a Crocì-Maspoli, 2009).



Obrázek 2.7: Kompozitní mapy anomálií srážek (mm/d) (vlevo), anomálií teplot (°C) (vpravo), během blokování v regionu ohraničeným 15° W – 30° E, 50° N – 70° N za období 1961–2010 v zimním období (DJF) (Sillmann a Croci-Maspoli, 2009).

Na obrázku vlevo jsou vidět výrazné záporné odchylky srážek, které se nacházejí v oblasti Velké Británie a západní Evropy, což je způsobeno TV, která se v této oblasti při blokování nachází. Nejvýraznější kladné odchylky srážek se nacházejí v jihovýchodním Grónsku.

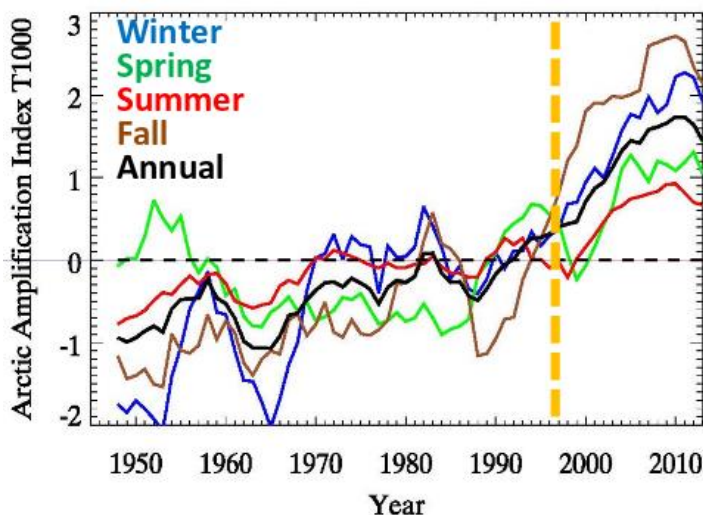
Na obrázku vpravo je vidět, že se záporné odchylky teplot se rozprostírají ve velké části evropského kontinentu, zejména ve střední a západní Evropě. Z toho se dá usuzovat, že i v České republice povede vyšší frekvence blokování ke chladnějším zimám, což bude zkoumáno dále. Výrazné kladné odchylky teplot se rozprostírají přes celé Grónsko, které se při blokování nachází na zadní straně TV (Sillmann a Croci-Maspoli, 2009).

## 2.4.6 Blokování a změna klimatu

### 2.4.6.1 Změny za posledních 50 let

Globální teplota na Zemi se zvyšuje, ale tato změna neprobíhá rovnoměrně. Největší oteplování je pozorováno v polárních oblastech severní polokoule, což je někdy nazýváno arctic amplification (AA). V důsledku AA dochází ke změnám blokování, jak ve frekvenci, tak v délce trvání. AAI (arctic amplification index) je definovaný jako rozdíl teplotních odchylek v polární oblasti a mírných šířkách. V posledních letech hodnota AAI roste a to nejvíce na podzim, nejméně v létě, což je patrné z obrázku 2.8. Vzhledem k definici AAI je patrné, že s jeho vzrůstající hodnotou dochází ke snižování teplotního gradientu mezi mírnými šířkami a polárními oblastmi. To má za následek slábnutí zonálního proudění, častěji dochází k jeho rozvlnění. Častěji dochází k vytvoření Rossbyho vln o velké amplitudě, navíc

tyto vlny jsou stabilnější než dříve, což má za následek dlouhotrvající vlny veder, chladu, sucha, či dešťů. Frekvence blokování i délka jeho trvání roste (Francis, 2015).



Obrázek 2.8: Vývoj AAI mezi léty 1948–2013 (Francis, 2015).

#### 2.4.6.2 Předpokládané změny v budoucnu

Budoucí vývoj je nejasný, závisí na použitém modelu a emisním scénáři. Jako příklad uvedme dva scénáře změny klimatu a to RCP2.6 a RCP8.5. Podle obou RCP (Representative concentration pathway) scénářů za použití modelů GCM (general circulation model) a IPSL-CM5A-MR (Institute Pierre-Simone Laplace Climate Model 5 with Medium Resolution) dojde k poklesu frekvence blokování na severní polokouli (NH) jako celku, ale v Euro-Atlantickém sektoru (EAs) dojde naopak k jejímu nárůstu.

Průměrné doba trvání blokování poklesne jak na NH tak v EAs, pro oba RCP scénáře, výjimkou je RCP2.6 v létě. Intenzita blokování by se měla v létě pro oba RCP scénáře klesnout, v zimě pro NH není trend ani pro jeden RCP scénář, zato pro EAs je předpovídán nárůst intenzity blokování, pro RCP8.5 je nárůst výraznější (Mokhov et al., 2014).

## 3 Použitá data a metodiky

### 3.1 Použitá data

K výpočtu indexu blokování podle vztahů (1) a (2) jsme použili data z NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996). Byla použita denní data výšky geopotenciální hladiny 500 hPa za období 1948–2015. Dále byla použita naměřená data ze stanic Olomouc a Praha-Klementinum. Jedná se o denní data a to maximální, průměrnou a minimální teplotu vzduchu ve dvou metrech nad zemským povrchem (dále jen teplotu vzduchu) za období 1948–2015. Z denních dat byly vypočteny měsíční průměry.

### 3.2 Kritéria intenzity blokování

Blokování západního proudění podle (1) a (2) nám poskytuje binární informaci, tzn. zda k blokování v daný čas v dané zeměpisné délce dochází, nebo ne. Toto rozdělení se nám jevílo nedostačující, proto jsme situace s blokováním rozdělili do tří kategorií podle jejich intenzity, dále jsme definovali kategorii subblokování a kategorii, kdy nedochází ani k subblokování ani k blokování. Následuje seznam definovaných kategorií:

- 1)  $\text{GHGS} < -5$  &  $\text{GHGN} > -8$ , k blokování podle (1) a (2) nedochází, daná situace má k blokování daleko, na obrázku 4.6 této kategorii odpovídá hodnota -1.
- 2)  $\text{GHGS} > -5$  &  $\text{GHGN} < -8$ , k blokování podle (1) a (2) nedochází, ale situace má k blokování blízko a může k němu během několika dnů vést, v grafech označováno jako subblokování, na obrázku 4.6 této kategorii odpovídá hodnota 0.
- 3)  $\text{GHGS} > 0$  &  $\text{GHGN} < -10$ , k blokování podle (1) a (2) dochází, v grafech označováno jako vlastní blokování, na obrázku 4.6 této kategorii odpovídá hodnota 1.
- 4)  $\text{GHGS} > 5$  &  $\text{GHGN} < -10$ , k blokování podle (1) a (2) dochází, blokování je silnější než v kategorii 3, v grafech označováno jako silné blokování, na obrázku 4.6 této kategorii odpovídá hodnota 2.



- 5)  $\text{GHGS} > 10$  &  $\text{GHGN} < -10$ , k blokování podle (1) a (2) dochází, blokování je silnější než v kategorii 4, v grafech označováno jako velmi silné blokování, na obrázku 4.6 této kategorii odpovídá hodnota 3.

Kategorie jsou definovány tak, že do kategorie 2 spadají i všechny následující kategorie, totéž platí i pro další kategorie s výjimkou první kategorie.

### 3.3 Postup výpočtu intenzit blokování

V předcházející kapitole jsme si definovali různé intenzity blokování, které jsou reprezentovány číslem. Pro každý den v roce a každou zeměpisnou délku (s krokem  $2,5^\circ$ ), byly podle vzorců (1) a (2) vypočteny hodnoty GHGS a GHGN, podle kritérií popsaných v předcházející kapitole se uložilo na pozici danou zeměpisnou délkou a dnem v roce příslušné číslo -1, 0, 1, 2 nebo 3. Výsledkem je dvoudimenzionální pole hodnot, na vodorovné ose je číslo dne v roce, na svislé ose je zeměpisná délka s krokem  $2,5^\circ$ . Tímto způsobem jsou zpracovány všechny analyzované roky, tj. 1948–2015.

V takto vytvořeném poli je možné sledovat časový vývoj jednotlivých blokujících událostí, čehož využijeme k porovnání časového průběhu blokování v zimní a v letní polovině roku. Pro každou z polovin roku byla vybrána jedna synoptická situace. Situace byly vybrány tak, aby k blokování docházelo přibližně ve stejné zeměpisné délce, a dále tak, aby se jednalo o synoptické situace z nedávné doby.

Výběr konkrétních synoptických situací s blokováním a časový průběh těchto blokujících událostí viz kap. 4.4.

### 3.4 Metoda zkoumání vlivu blokování na počasí v ČR

Blokování západního proudění je z hlediska prostorového měřítko velkoprostorový jev zasahující oblasti velikosti řádově tisíce kilometrů. Proto ke studiu vztahu blokování a teploty vzduchu v ČR byly vybrány pouze dvě stanice a to jedna v Čechách (Praha-Klementinum) a jedna na Moravě (Olomouc). Byl zjišťován vztah frekvencí blokování a měsíčních průměrů maximální, průměrné denní, resp. minimální teploty vzduchu. Obě stanice mají kompletní řady pozorování v období 1948–2015 ve všech sledovaných veličinách.

K výpočtu frekvencí blokování byla použita dvoudimenzionální pole obsahující údaje o různých intenzitách blokování, způsob jejich vytvoření viz kap. 3.3.

Dá se očekávat, že na teplotu vzduchu (pokud bude toto dále řečeno, rozumí se tím maximální, minimální i průměrná denní teplota) má blokování různý vliv pro různé měsíce v roce, s tím, že dále záleží na intenzitě blokování a na jeho poloze.

Vzhledem k tomuto předpokladu jsme zkoumali korelace měsíčních průměrů teploty vzduchu a frekvencí různých intenzit blokování a to pro devět zeměpisných délek pokrývajících Atlantický sektor. Rozsah zeměpisných délek je od 60° W do 60° E s krokem 15°. Výsledkem jsou čtyři korelační matice (každá pro jednu intenzitu blokování), na ose x je vyznačena zeměpisná délka, na ose y měsíc.

Námi zavedená konvence, je taková, že pokud se obrázek týká pouze Atlantského sektoru (v tomto případě) je západní zeměpisná délka značena záporně, východní kladně, nulu představuje greenwichský poledník. Obrázky, které se týkají celé severní polokoule, mají jinou konvenci, nula a zároveň 360 je greenwichský poledník, směrem na východ zeměpisná délka roste od 0 až do 360. Tuto konvenci budeme dodržovat ve všech následujících kapitolách.

Pro studium korelace byl použit Pearsonův korelační koeficient definovaný vztahem (4):

$$r_{xy} = \frac{\sum_i [(x_i - \bar{x}) * (y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2 * \sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4)$$

Kde  $x_i$  a  $y_i$  značí  $i$ -tou hodnotu veličiny  $x$  a  $y$ ,  $\bar{x}$ ,  $\bar{y}$  značí průměrné hodnoty veličin  $x$  a  $y$ . Čitatel má význam kovariance veličin  $x$  a  $y$ , jmenovatel jejich směrodatných odchylek (Anděl, 1998).

Vypočtený Pearsonův korelační koeficient nám ale neříká nic o tom, zdali je korelace statisticky významná anebo ne. K tomuto účelu provedeme statistický test Pearsonova korelačního koeficientu podle následujícího vztahu:

$$t = \frac{|r_{xy}| \sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}} \quad (5)$$

Kde  $r_{xy}$  má význam korelačního koeficientu definovaného vztahem (4),  $n$  je počet měření (v našem případě počet let). Toto hodnotu porovnáváme s hodnotou Studentova rozdělení s  $n-2$  stupni volnosti pro danou testovací hladinu. Za

předpokladu nulové hypotézy, tj. veličiny  $x$  a  $y$  jsou nezávislé, je hodnota  $t$  menší než hodnota Studentova rozdělení s  $n-2$  stupni volnosti na dané hladině.

V našem případě jsme si testovací hladinu zvolili 95%, proto budeme naši hodnotu  $t$  porovnávat s hodnotou Studentova rozdělení s 66 stupni volnosti na hladině 0,975 (z každé strany „ořízneme“ 2,5%, součet dá 5% a  $100\% - 5\% = 95\%$ , což je naše testovací hladina). V našem případě je kritická hodnota rovna dvěma (Anděl, 1998), což odpovídá hodnotě korelačního koeficientu 0,24 resp. -0,24. Pokud je korelační koeficient v intervalu  $(-0,24; 0,24)$ , korelace je statisticky nevýznamná, pokud je vně intervalu, korelace je statisticky významná.

## 4 Výsledky práce

### 4.1 Dlouhodobé průměry blokování

Na obrázku 4.1 je znázorněna průměrná frekvence blokování mezi lety 1948–2015. Zeměpisné délce 0 v grafu odpovídá nultý poledník, směrem doprava se posouváme na východ.

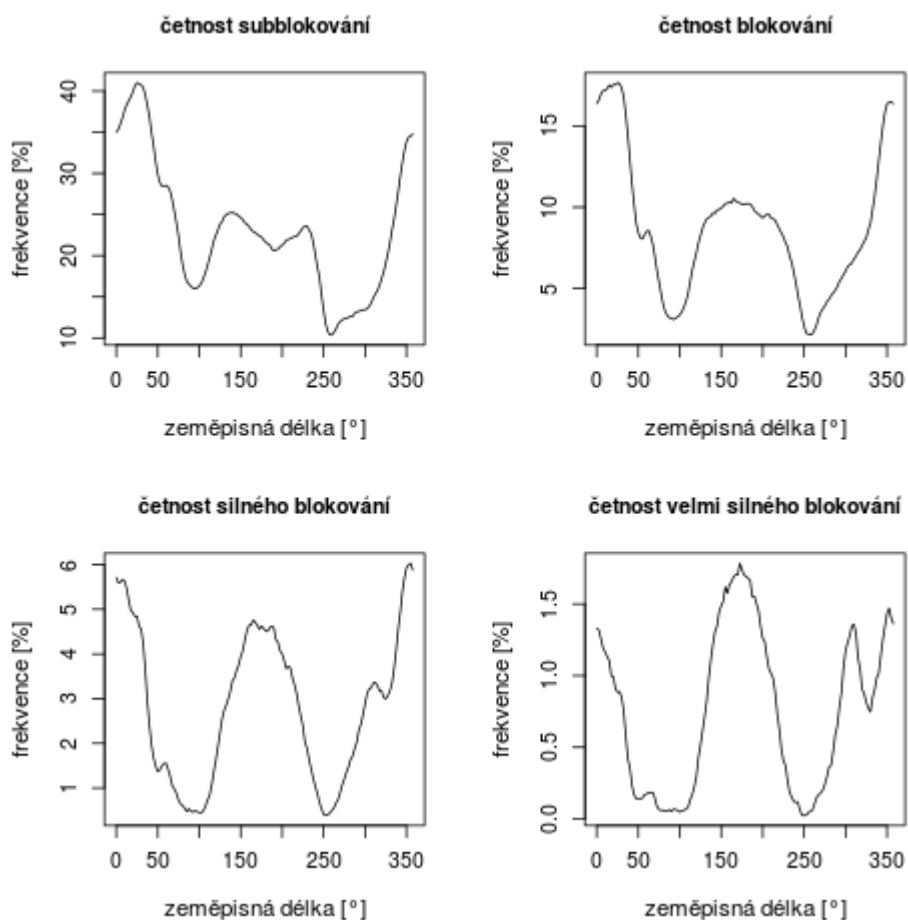
Na všech čtyřech obrázcích jsou patrná dvě maxima. Výraznější maximum kolem nultého poledníku nazýváme Atlantické nebo též Euro-Atlantické, méně výrazné maximum vyskytující se kolem 180 poledníku se nazývá Pacifické (Tibaldi a Molteni, 1990). Pro Evropu má klíčový význam Atlantické maximum

Podíváme-li na poměr Atlantického a Pacifického maxima zjistíme, že pro frekvenci vlastního blokování (obrázek vpravo nahoře) je poměr zhruba 5:3, maximální frekvence v Atlantické části je sedmnáct procent, v Pacifiku je to procent deset.

Frekvence silného blokování (obrázek vlevo dole) je poloviční až třetinová ve srovnání s vlastním blokováním, pacifické a Atlantské maximum je srovnatelné, přičemž Atlantické maximum je o něco výraznější.

Frekvence velmi silného blokování je přibližně o jeden řád nižší, než frekvence vlastního blokování, zajímavý je poměr Atlantického a Pacifického maxima, kdy Pacifické maximum je výraznější než maximum Atlantské. Z obrázků vyplývá, že s rostoucí intenzitou blokování se poměr Atlantského a Pacifického maxima mění ve prospěch Pacifického maxima. Velice zajímavé je lokální maximum u velmi silného blokování kolem 50° W. Vysvětlení, viz obrázek 4.2, z něhož plyne, že dominantní podíl na tomto maximu má rok 2010.

U Atlantického maxima dochází k jeho posunu v závislosti na intenzitě blokování. Pro subblokování je maximum kolem 30° E, kdežto pro velmi silné blokování je maximum posunuté směrem na západ k 10° W.



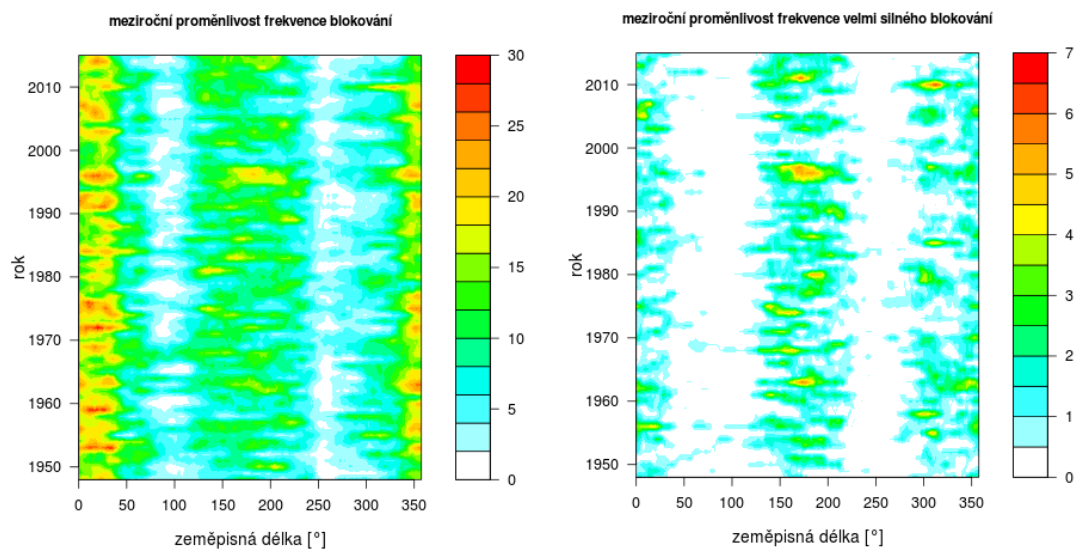
Obrázek 4.1: Průměrné frekvence různých intenzit blokování za období 1948–2015.

## 4.2 Variabilita blokování v jednotlivých letech

Na obrázku 4.2 jsou znázorněny frekvence vlastního blokování a frekvence velmi silného blokování v jednotlivých letech. Zeměpisné délce 0 v grafu odpovídá nultý poledník, směrem doprava se posouváme na východ. Na obou grafech jsou patrná dvě maxima, Atlantické a Pacifické, což je v souladu s obrázkem 4.1.

O frekvenci vlastního blokování (obrázek vlevo), dá se říct, že Atlantské maximum mění mezi roky svoji amplitudu mezi 15 a 30 %, Pacifické maximum mění amplitudu mezi 5 a 20 %.

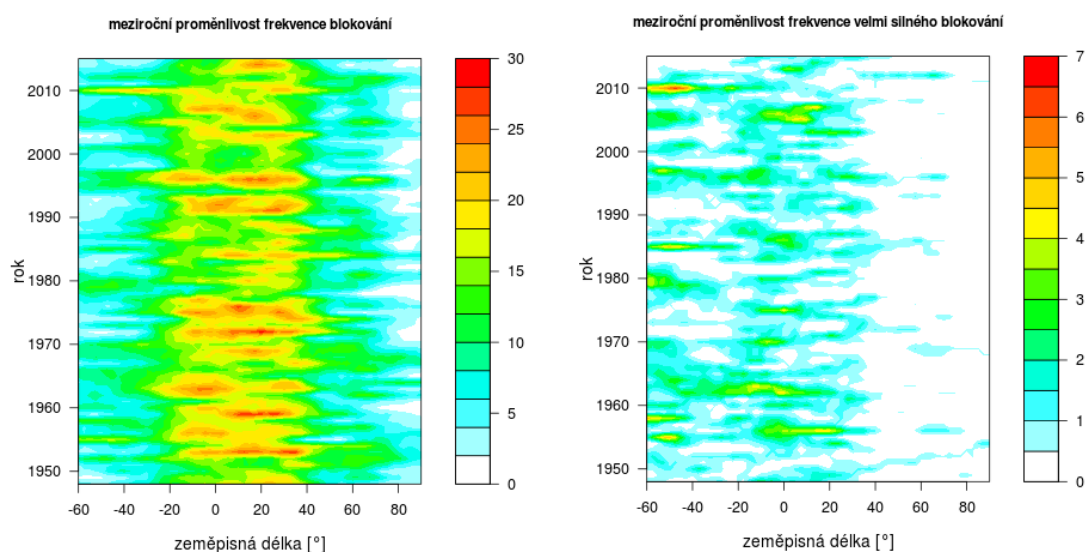
Pro velmi silné blokování (obrázek vpravo) platí v obou oblastech, že v některých letech k velmi silnému blokování téměř nedochází. Z grafů není patrná korelace mezi Atlantským a Pacifickým maximem, potvrzení této hypotézy by vyžadovalo provést statistický test, což není předmětem výzkumu této práce.



Obrázek 4.2: Meziroční proměnlivosti frekvence různých intenzit blokování za období 1948–2015 v %, vlastní blokování vlevo, velmi silné blokování vpravo.

Na obrázku 4.3 je znázorněn detail obrázku 4.2. Jedná se o výřez v rozsahu  $60^{\circ}$  W –  $90^{\circ}$  E, tj. Atlantické maximum. Platí konvence zavedená v kap. 3.4.

U obou grafů jsou patrné změny amplitudy v závislosti na roce. U frekvence velmi silného blokování dochází k rozštěpení maxima, hlavní maximum zůstává kolem nultého poledníku, objevuje se zde vedlejší maximum kolem  $50^{\circ}$  W. Zvláště patrné je to v roce 2010, kdy je v tomto sektoru dosaženo zdaleka nejvyšší frekvence za sledované období, cca 7%. Tato situace byla natolik výrazná, že se v obrázku 4.1 vpravo dole objevuje lokální maximum.



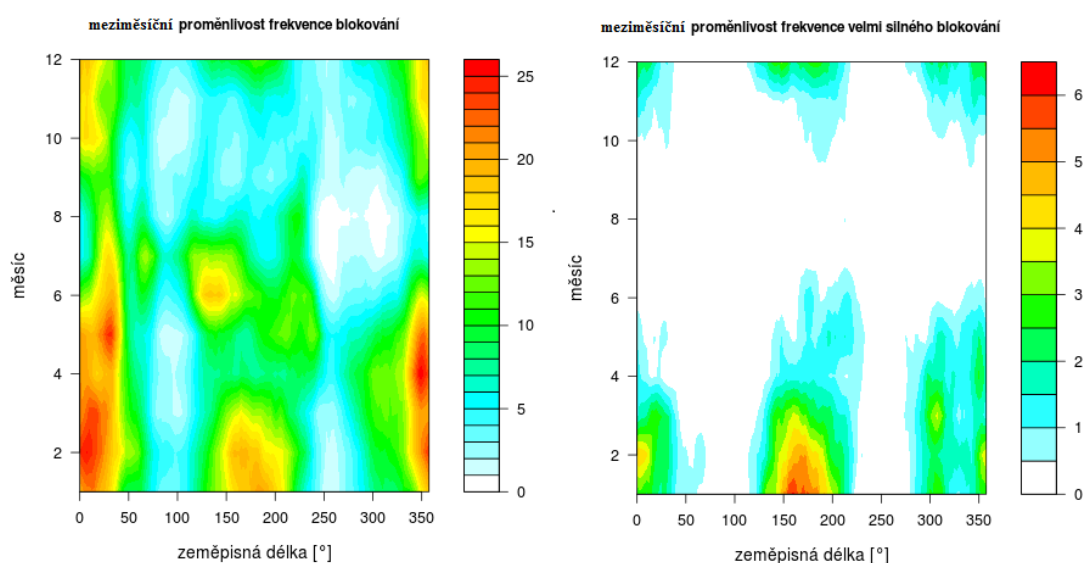
Obrázek: 4.3 Meziroční proměnlivosti blokování v Atlantickém sektoru ( $60^{\circ}$  W –  $90^{\circ}$  E) za období 1948–2015, vlastní blokování vlevo, velmi silné blokování vpravo.

### 4.3 Roční chod blokování

O ročním chodu frekvence vlastního blokování (obrázek vlevo), se dá obecně říct, že nejvyšší frekvence se vyskytuje v zimní období a na začátku jara, tj. leden až duben, nejnižší na konci léta a začátku podzimu (červenec, srpen, září), přičemž v některých zeměpisných délkách dochází k modifikaci tohoto chodu.

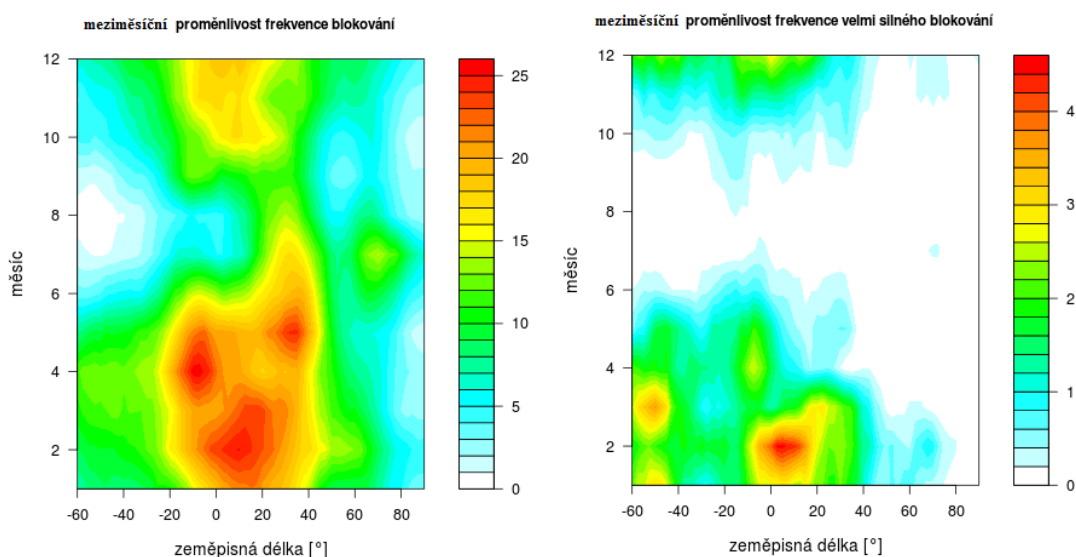
Nejvyšší hodnoty v průběhu celého roku se vyskytují kolem  $20^{\circ} - 40^{\circ} \text{ E}$ , tj. oblast východní Evropy, kde frekvence vlastního blokování v průběhu celého roku neklesá pod 10%. Zajímavý je průběh frekvence vlastního blokování u Pacifického maxima. V zimním období se vyskytuje maximum kolem  $180^{\circ} \text{ W/E}$ , což je v souladu s dlouhodobými průměry. Na jaře se vyskytuje lokální minimum, ale v červnu a červenci dochází opět k nárůstu frekvence, přičemž maximum je umístěno o něco západněji, tj.  $120^{\circ} \text{ E} - 160^{\circ} \text{ E}$ .

Průběh ročního chodu frekvence velmi silného blokování (obrázek vpravo), je podobný jako u frekvence vlastního blokování, jsou zde výraznější rozdíly mezi zimou a létem, kdy mezi červnem a říjnem prakticky nedochází k velmi silnému blokování na žádné zeměpisné délce. Maximum nastává o něco dříve, tj. výhradně v zimním období, přičemž Pacifické maximum je výraznější než Atlantské, na rozdíl od frekvence vlastního blokování, kde je tomu naopak. U Atlantského maxima je opět patrné jeho rozštěpení, hlavní maximum vyskytující se kolem nultého poledníku, vedlejší maximum kolem  $50^{\circ} \text{ W}$ .



Obrázek 4.4: Roční chod frekvence různých intenzit blokování v % za období 1948–2015, vlastní blokování vlevo, velmi silné blokování vpravo.

Na obrázku 4.5 je znázorněn detail obrázku 4.4. Jedná se o výřez v rozsahu  $60^{\circ}$  W –  $90^{\circ}$  E, tj. Atlantické maximum. Detail Atlantského sektoru potvrzuje závěry týkající se Atlantského sektoru popsané výše. Navíc je zde přehledně vidět, že na přelomu zimy a jara dochází k vlastnímu blokování s frekvencí nad 10% (obrázek vlevo) v největším rozsahu zeměpisných délek a to od  $60^{\circ}$  W do  $50^{\circ}$  E, v únoru až do  $70^{\circ}$  E. Ve východní části atlantského sektoru, tj.  $60^{\circ}$  E –  $80^{\circ}$  E (oblast Kazachstánu) se v letních měsících vyskytuje lokální maximum. U velmi silného blokování (obrázek vpravo) je na rozdíl od předcházejícího obrázku patrné, že nejvyšší frekvence velmi silného blokování hlavního maxima je v únoru, kdežto u vedlejšího maxima je to v březnu. Pokud srovnáme maxima frekvence vlastní blokování a velmi silného blokování zjistíme, že vlastní blokování má maximum ploché, tj. je dosahováno během několika měsíců, kdežto velmi silného blokování ho má naopak ostré, tj. je dosahováno pouze jeden konkrétní měsíc.



Obrázek 4.5: Roční chod frekvence různých intenzit blokování v Atlantském sektoru v % za období 1948–2015, vlastní blokování vlevo, velmi silné blokování vpravo.

#### 4.4 Příklad Časového průběhu blokování v Atlantském sektoru

V kap. č 3.3 jsme popsali metodiku výpočtu různých intenzit blokování. V této kapitole rozebereme časový průběh dvou blokujících událostí v Atlantském sektoru, jednu ze zimní poloviny roku, druhou z poloviny letní.

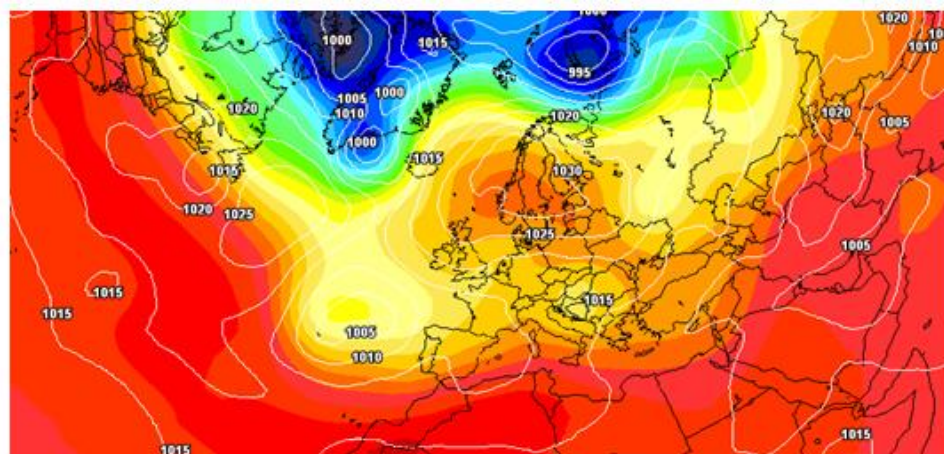


Na synoptických mapách je barevně znázorněna geopotenciální výška hladiny 500 hPa, čarami je zakreslen tlak přepočtený na hladinu moře. Horní část obrázku 4.6 je z 15. 9. 2014 a zachycuje charakteristický vývoj blokování v průběhu letní poloviny roku, časový průběh je zachycen vpravo dole. Prostřední část obrázku 4.6 zachycuje situaci 8. 2. 2015 jako charakteristický vývoj blokování v zimní polovině roku, časový průběh je zachycen vlevo dole.

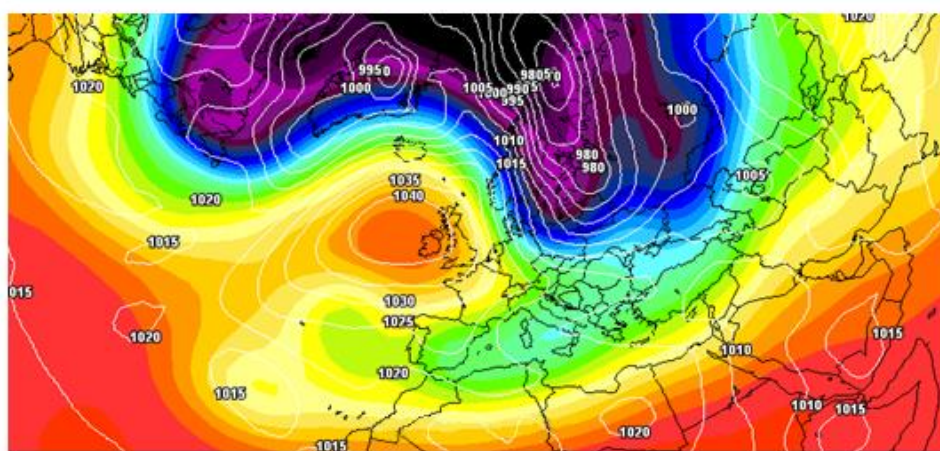
Na dolních částech obrázku 4.6 je na svislé ose vynesena zeměpisná délka, je dodržena konvence definovaná v kap. 3.4. Číselné hodnoty odpovídají jednotlivým kategoriím (intenzitám blokování) definovaných v kap. 3.2. Na časovém průběhu zimní situace (vlevo dole) je vidět silná, relativně ostře ohraničená blokující anticyklóna vyskytující se mezi  $30^{\circ}$  E –  $10^{\circ}$  W, s časem dochází k jejímu posunu na východ nad střední Evropu  $15^{\circ}$  E –  $30^{\circ}$  E.

Jasně patrný rozdíl je u letní situace (vpravo dole), kdy je blokující anticyklóna méně výrazná, není ostře ohraničená, a v celém časovém průběhu nedosáhne na kategorii silné či velmi silné blokování. Navíc je zde velký počet případů se subblokováním, kdy k blokaci podle (1) a (2) nedochází, ale situace se k ní blíží (kategorie 2 v kap. 3.2, v tabulce hodnota 0).

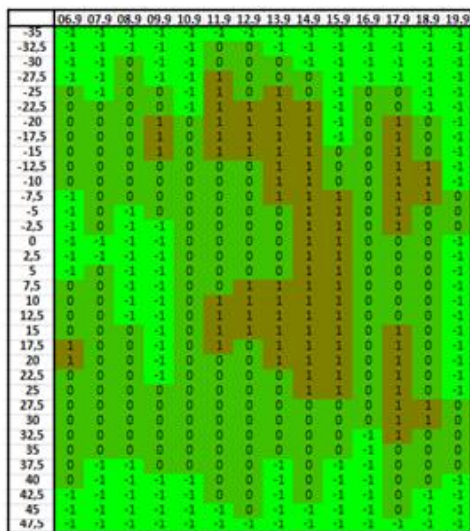
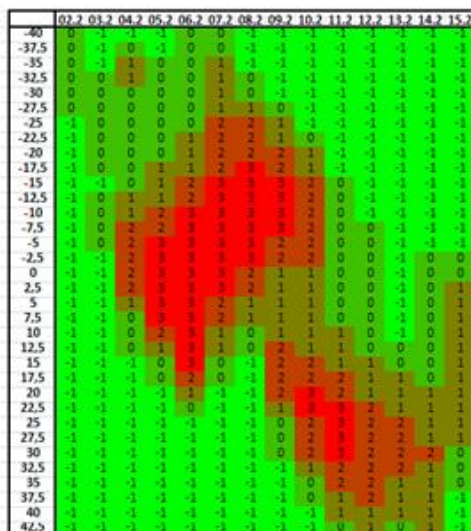
Tento rozdíl mezi zimní a letní synoptickou situací, kdy dochází k blokování, lze vysvětlit tím, že v zimním období jsou větší teplotní a tudíž i tlakové gradienty mezi mírnými šířkami a polární oblastí, z čehož vyplývá, že v průměru je blokování v zimě silnější a četnější.



Géop. Z500 & pression au sol



Géop. Z500 & pression au sol



Obrázek 4.6: Nahoře, resp. uprostřed synoptická situace v Evropě a okolí z 15. 9. 2014 resp. 8. 2. 2015 během blokování v Atlantickém sektoru (Meteociel.fr, 2016), upraveno. V dolní části obrázku jsou znázorněny časové vývoje těchto blokujících událostí s krokem jednoho dne (na vodorovné ose) a 2,5° zeměpisné délky (na svislé ose), vpravo průběh kolem 15. 9. 2014, vlevo průběh kolem 8. 2. 2015.

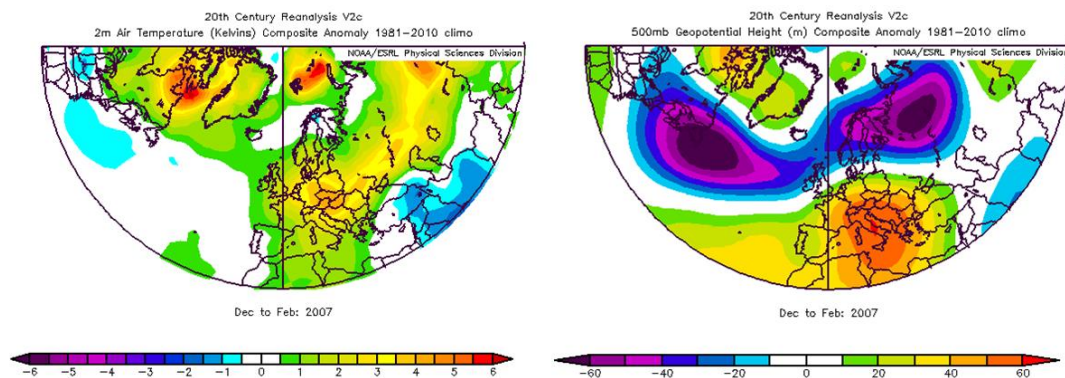
## **4.5 Souvislost mezi blokováním a teplotou vzduchu v zimě nad Evropou**

V této kapitole rozebereme dvě zimy. První studovanou zimou byla zima 2009/2010, protože jak je patrné z obrázku 4.3, v roce 2010 docházelo k vůbec nejvyšším frekvencím velmi silného blokování v Atlantském sektoru za celé sledované období, mimořádně vysoká byla také frekvence vlastního blokování v západní části Atlantské oblasti. Bylo zkoumáno, jak se tato anomálie projevila na odchylkách teploty vzduchu nad Evropou a také, jaké bylo pole geopotenciálu v hladině 500 hPa.

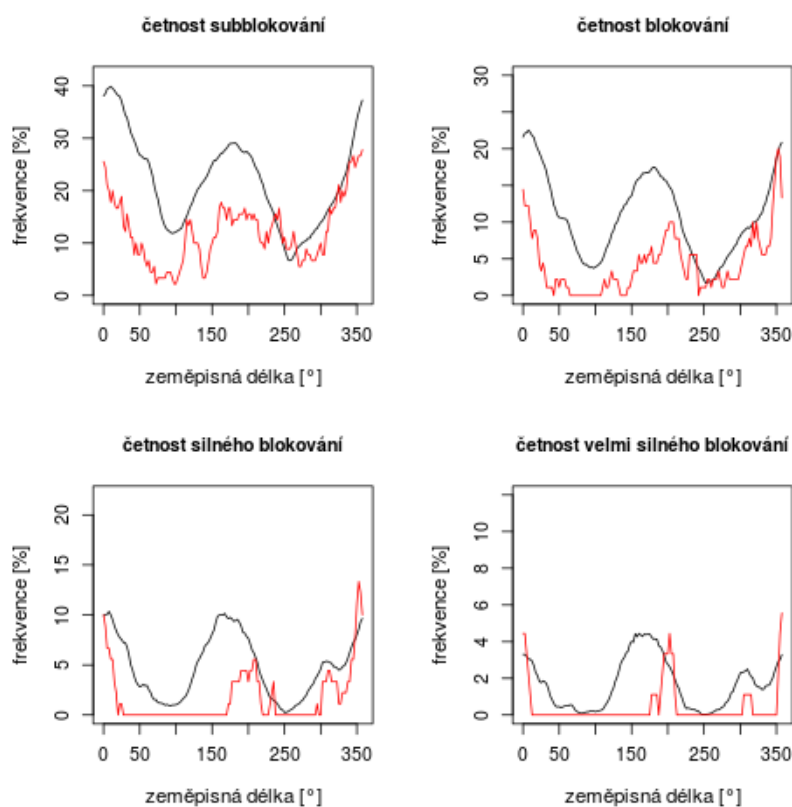
Ve druhé studované zimě 2006/2007 byl volen opačný přístup, tj. vyšlo se z teplotní anomálie, kdy víme, že tato zima patřila k nejteplejším v Evropě za dobu pozorování, v ČR šlo o zimu vůbec nejteplejší, a zkoumali jsme, jak se tyto anomálie projeví ve frekvencích různých intenzit blokování.

### **4.5.1 Zima 2006/2007**

Na obr. 4.7 je vidět, že se v zimě 2006/2007 (sezóna DJF) napříč Evropou rozprostírají výrazné kladné teplotní anomálie (obrázek vlevo) s maximem kolem 50° N. V poli geopotenciálu v hladině 500 hPa (obrázek vpravo) jsou patrné kladné odchylky geopotenciálu na jihu, tj. Azorská TV byla silnější než obvykle, a záporné odchylky geopotenciálu v oblastech kolem 60° N, tj. Islandská TN byla silnější než obvykle, tj. západní proudění bylo silnější, než obvykle.



Obrázek 4.7: Vlevo odchytky teploty v zimě 2006/2007 ve 2 m od normálu 1981–2010, vpravo odchytky geopotenciálu v hladině 500 hPa v zimě 2006/2007 od normálu 1981–2010 (Earth System Research Laboratory, 2016).



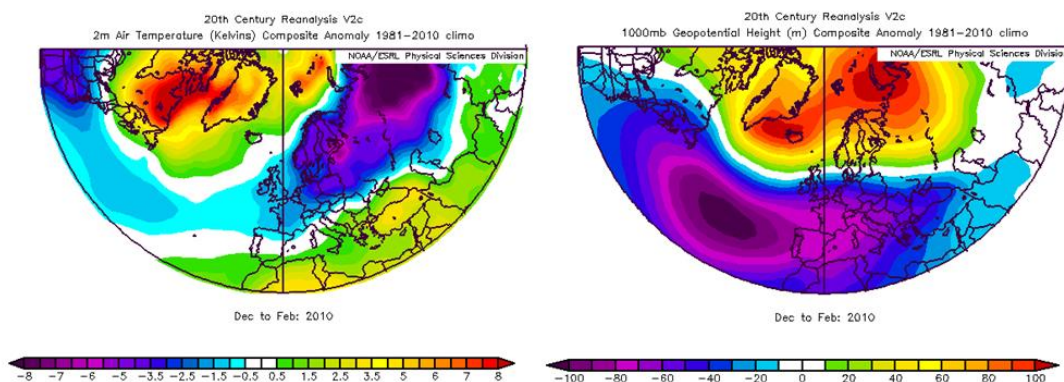
Obrázek 4.8: Porovnání frekvencí různých intenzit blokování v zimě 2006/2007 (červená čára) s dlouhodobým průměrem 1948–2015 (černá čára).

Z obrázku 4.8 je patrné, že v celém Atlantském sektoru byly frekvence všech intenzit blokování průměrné (západní část sektoru) nebo podprůměrné. Teplý oceánský vzduch proto snadno pronikal daleko na východ, což mělo za následek velmi teplé počasí ve většině Evropy.

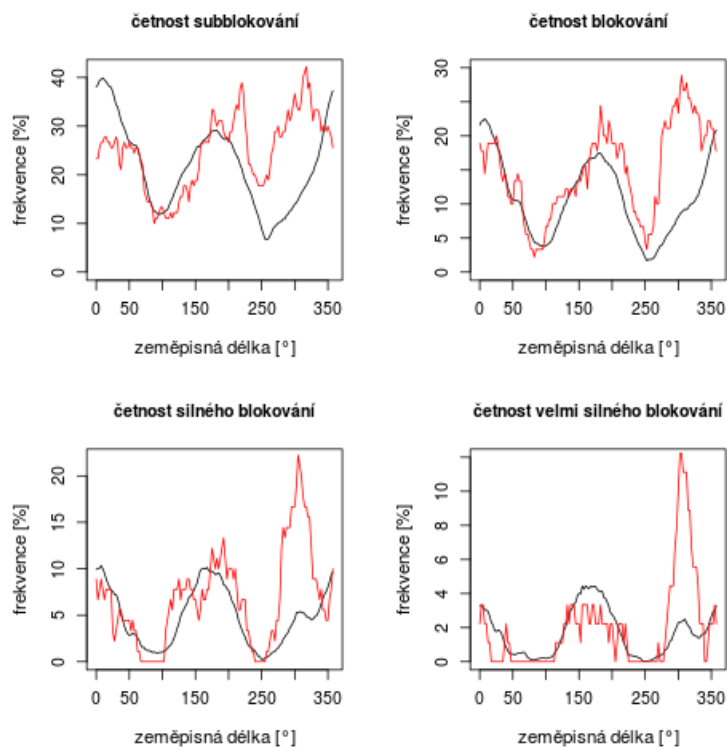


#### 4.5.2 Zima 2009/2010

V zimě 2009/2010 měla velká část Evropy teplotně podprůměrné počasí (viz obrázek 4.9 vlevo). Pouze v jihovýchodní Evropě se vyskytovaly slabé kladné anomálie. Nejvýraznější záporné odchylky od normálu 1981–2010 se vyskytovaly na severovýchodě kontinentu. V poli geopotenciální výšky v hladině 500 hPa (obrázek 4.9 vpravo) jsou výrazné záporné anomálie v oblasti Azorské TV a kladné anomálie v oblasti Islandské TN, tj. tlakový gradient mezi výše zmíněnými tlakovými útvary byl oproti normálu výrazně snížen, což vedlo k zeslábnutí západního proudění a tudíž k jeho častému blokování.



Obrázek 4.9: Vlevo odchylky teploty v zimě 2009/2010 ve 2 m od normálu 1981–2010, vpravo odchylky geopotenciálu v hladině 500 hPa v zimě 2009/2010 od normálu 1981–2010 (Earth System Research Laboratory, 2016).



Obrázek 4.10: Porovnání frekvencí různých intenzit blokování v zimě 2009/2010 (červená čára) s dlouhodobým průměrem 1948–2015 (černá čára).

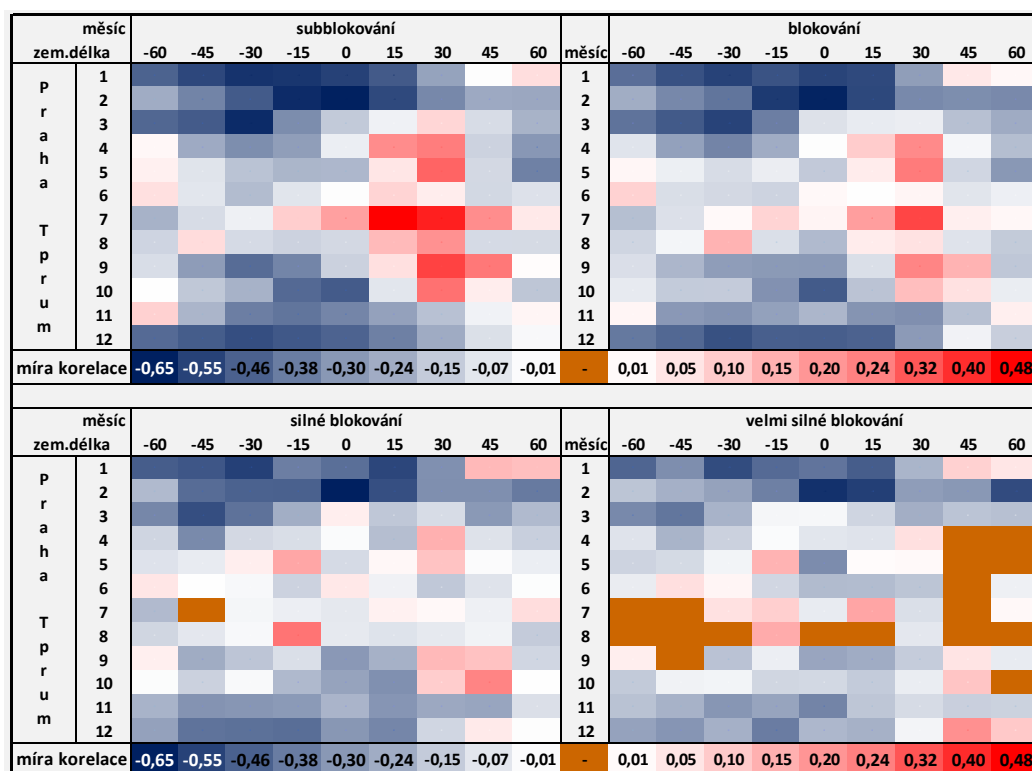
Na obrázku je vidět, že maximální frekvence různých intenzit blokování se nevyskytuje kolem 0° W/E, ale je posunuta výrazně k západu, tj. k 50° W. Navíc frekvence všech intenzit blokování je výrazně vyšší, než odpovídá dlouhodobému průměru z let 1948–2015, nejvíce je to patrné u velmi silného blokování. Tato anomálie vedla k neobvykle chladné zimě ve větší části Evropy. Naopak oblast Grónska a severní Kanady měla zimu velmi mírnou.

## 4.6 Blokování a teplota vzduchu v ČR

V předchozí kapitole jsme se zabývali souvislostí mezi blokováním a teplotou vzduchu v zimě nad Evropou. Podívejme se nyní, jaký vliv má blokování na počasí v ČR a to v průběhu celého roku. Rozebereme si stanice Praha-Klementinum a Olomouc.

### 4.6.1 Praha-Klementinum

Podívejme se nyní na korelaci frekvencí různých intenzit blokování a měsíčních průměrů průměrné denní teploty (v dalším textu této kapitoly korelaci) v Praze-Klementinu, což nám popisuje obrázek 4.11.



Obrázek 4.11: Korelace mezi průměrnými měsíčními teplotami za období 1948–2015 na stanici Praha-Klementinum a frekvencemi různých intenzit blokování pro různé zeměpisné délky.

Kladné korelace jsou značeny červeně, přibližně nulové bílé a záporné modře. Hnědá políčka znamenají, že tam korelace není definována, tj. směrodatné odchylky vyskytující se ve jmenovateli vztahu (4) jsou nulové. Fyzikální interpretace spočívá v tom, že pro daný měsíc a zeměpisnou délku nenastala daná intenzita blokování ani jednou za sledované období 1948–2015. Z tohoto důvodu se nedefinované hodnoty

vyskytují téměř výhradně u velmi silného blokování a to zejména v letních měsících, kdy se frekvence velmi silného blokování blíží nule, viz obr. 4.5.

Statisticky významné hodnoty korelačních koeficientů jsou na škále vyznačeny větším písmem.

Nyní se pokusíme fyzikálně interpretovat kladné a záporné korelace vyskytující se na obrázku 4.11. Začneme u kladných korelací, které se na obrázku 4.11 vyskytují výrazně méně často než korelace záporné.

Pro statisticky významné kladné korelace obecně platí, že se vyskytují pouze od dubna do října a to zejména pokud k blokování dochází na  $15^\circ$  E (blokující anticyklóna nad územím ČR),  $30^\circ$  E nebo  $45^\circ$  E (blokující anticyklóna nad východní Evropou). Tyto kladné korelace lze vysvětlit advekcí teplého vzduchu od jihozápadu. S rostoucí intenzitou blokování kladných korelací ubývá, což může souviset s tím, že silné a velmi silné blokování se v letních měsících vyskytuje velmi málo, nejsou pak splněny podmínky použití Pearsonova korelačního koeficientu, který předpokládá, že veličiny  $x$  i  $y$  mají Gaussovské rozdělení pravděpodobnosti.

Statisticky významné záporné korelace se vyskytují od října do dubna, nejvýraznější jsou v zimních měsících. Pro záporné korelace také platí, že s rostoucí intenzitou blokování jejich počet klesá, avšak ne tak výrazně jako v případě kladných korelací. Těžiště záporných korelací se nachází v oblasti  $30^\circ$  E –  $15^\circ$  W, tj. blokující anticyklóna se nachází západně od střední Evropy a dochází k proudění studeného vzduchu od SZ a S, nebo se nachází nad střední Evropou a vytváří se teplotní inverze. Oběma směry se stávají korelace méně výrazné, přičemž směrem na východ je tato tendence výraznější.

Zajímavý je měsíc únor, pro který jako jediný měsíc existují statisticky významné záporné korelace pro všechny zeměpisné délky a to pro všechny intenzity blokování. Zde může být souvislost s obrázkem 4.5, neboť únor je jediný měsíc, kdy v celém sektoru  $60^\circ$  W –  $60^\circ$  E je frekvence blokování nad 10%.

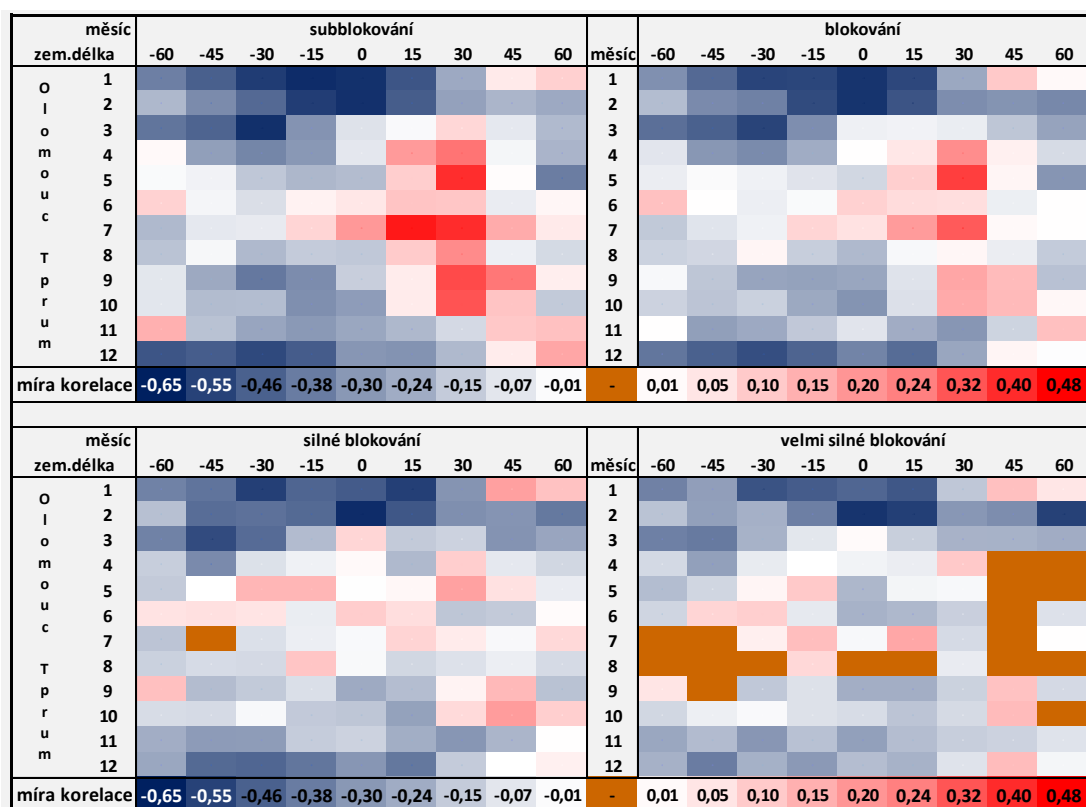
Na jaře a na podzim stále existují statisticky významné záporné korelace, ale pouze pro zeměpisné délky  $45^\circ$  W –  $0^\circ$  W, důvod je stejný jako v zimním období. Pro zeměpisné délky  $15^\circ$  E a dále na východ se vyskytují statisticky nevýznamné záporné i kladné korelace, neboť již nedochází tak často ke vzniku teplotních inverzí.



V oblastech, které nebyly zmíněny, se vyskytují statisticky nevýznamné korelace (kladné i záporné), popř. zde není korelace vůbec definována (týká se zejména velmi silného blokování).

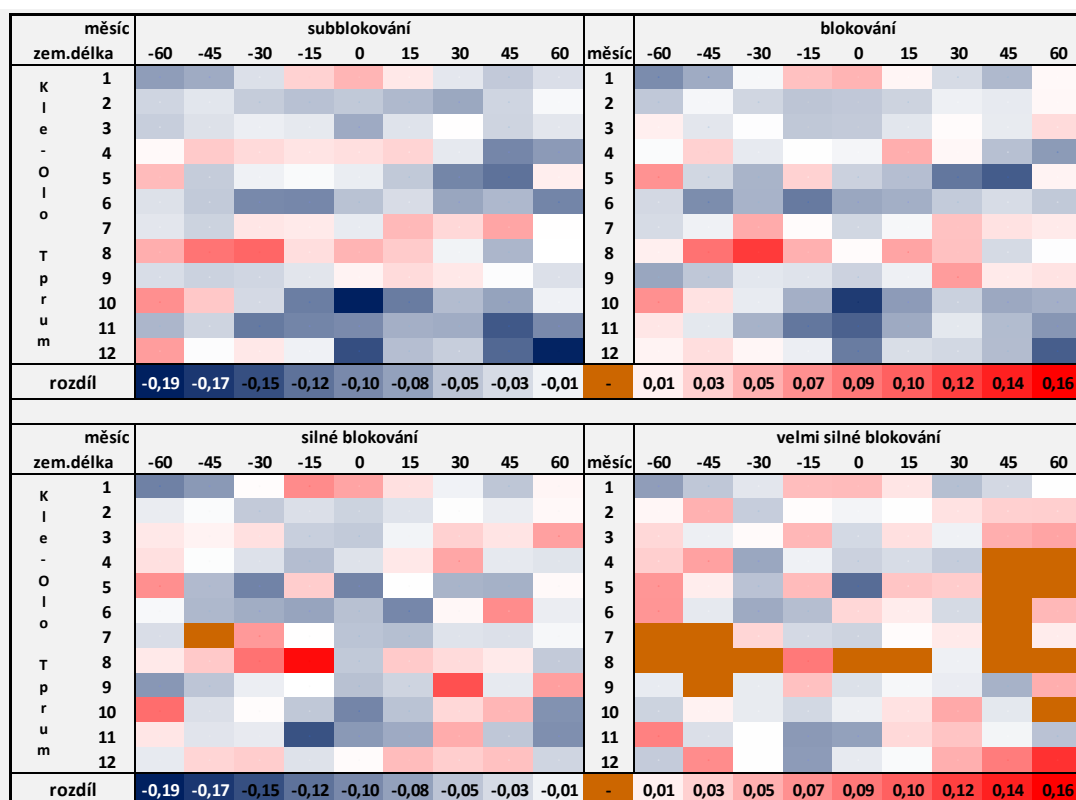
#### 4.6.2 Olomouc

Nyní budeme zkoumat korelaci frekvencí různých intenzit blokování a měsíčních průměrů průměrné denní teploty (v dalším textu této kapitoly korelaci) v Olomouci, což nám popisuje obrázek 4.12.



Obrázek 4.12: Korelace mezi průměrnými měsíčními teplotami za období 1948–2015 na stanici Olomouc a frekvencemi různých intenzit blokování pro různé zeměpisné délky.

Na první pohled je obrázek velice podobný Praze-Klementinu, hlavní rysy popsané pro Prahu-Klementinum tedy zůstávají zachovány. K zjištění a popisu odlišností mezi Prahou-Klementinem a Olomoucí byl udělán rozdíl korelací.



Obrázek 4.13: Rozdíl korelací v Praze-Klementinu a Olomouci.

Z obrázku výše je patrné, že pro subblokování a vlastní blokování výrazně převládají modré barvy, tj. v Praze-Klementinu jsou korelace nižší, než v Olomouci. Pro silné a velmi silné blokování jsou kladné a záporné rozdíly korelací přibližně v rovnováze.

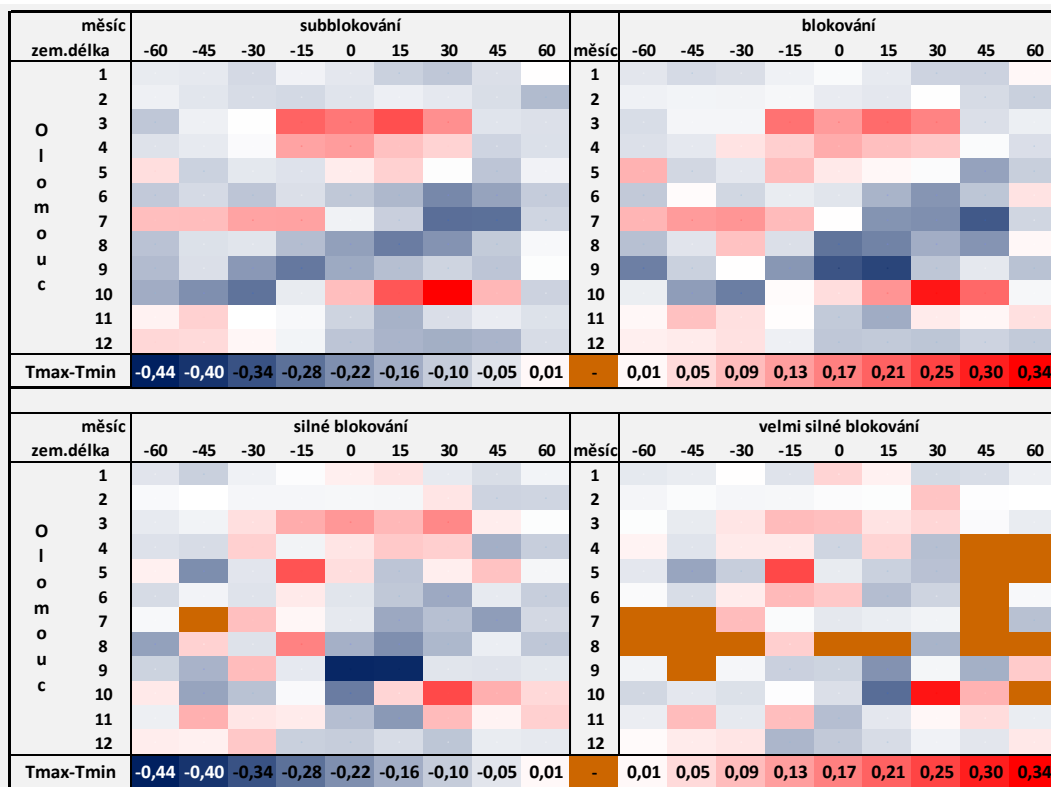
Kladné a záporné rozdíly korelací jsou rozmístěny nepravidelně až na podzimní záporné rozdíly korelací v oblasti  $15^{\circ}$  E –  $15^{\circ}$  W vyskytující se ve všech intenzitách blokování, nejvíce v subblokování, nejméně ve velmi silném blokování.

Možným vysvětlením této skutečnosti může být to, že v Praze Klementinu dochází častěji k utišení větru a tvorbě nízké inverzní oblačnosti.

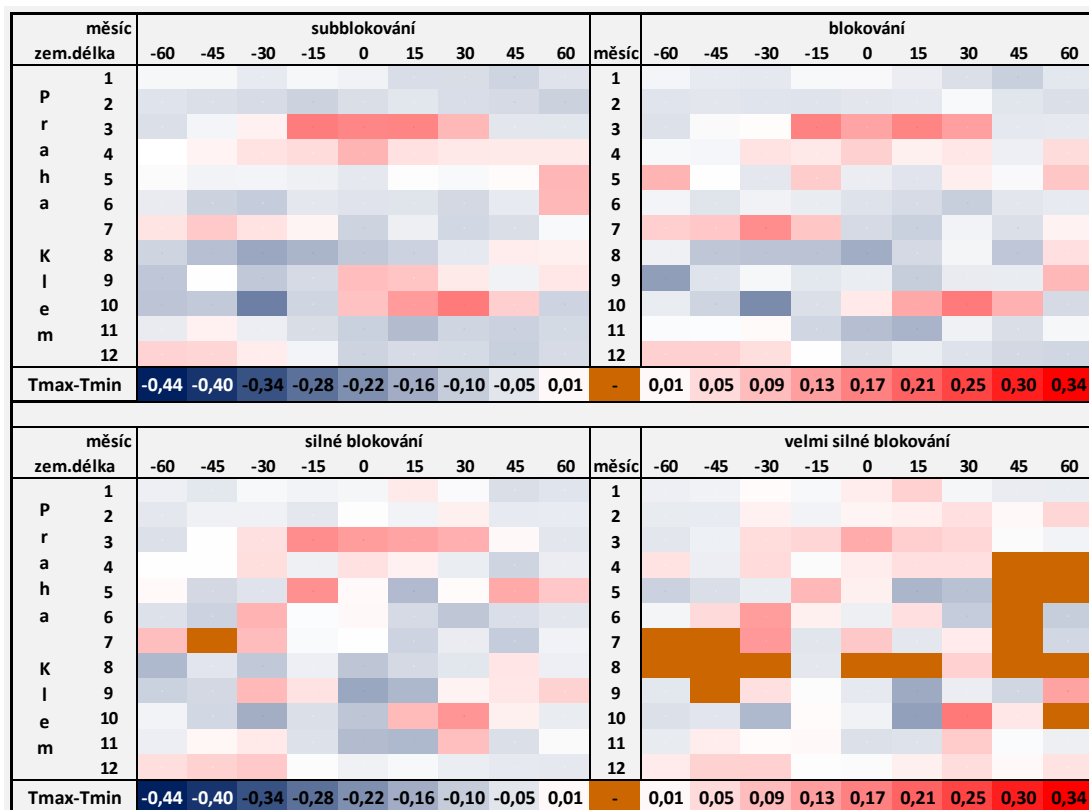
#### 4.6.3 Maximální a minimální teploty

Nyní si položíme otázku, zdali se nějak změní korelace, pokud místo měsíčních průměrů denní průměrné teploty použijeme měsíční průměry teplot minimálních, resp. maximálních. Dá se očekávat, že obrázky budou dosti podobné a skutečně tomu tak je. Proto jsme udělali jejich rozdíly a to  $T_{max} - T_{prum}$ ,  $T_{prum} - T_{min}$ ,  $T_{max} - T_{min}$ .

Zjistily jsme, že největší rozdíly korelací jsou mezi Tmax - Tmin, v Olomouci jsou tyto rozdíly větší, než v Klementinu (porovnejte obrázky 4.14 a 4.15). Ve většině případů platí, že pokud je v určitých oblastech rozdíl korelací Tmax - Tprum kladný (záporný) rozdíl Tprum - Tmin má v této oblasti stejné znaménko, z čehož vyplývá, že rozdíly jsou nejvýraznější mezi Tmax – Tmin.



Obrázek 4.14: Rozdíl korelací na stanici Olomouc mezi maximální a minimální teplotou.



Obrázek 4.15: Rozdíl korelací na stanici Praha-Klementinum mezi maximální a minimální teplotou.

Pro všechny intenzity blokování a pro obě stanice s výjimkou velmi silného blokování platí, že mírně převládají záporné rozdíly korelací, tj. korelace pro maximální teplotu je menší než pro minimální teplotu. Pokud pro minimální teplotu existuje záporná (kladná) korelace, tak v případě záporného rozdílu korelací na obr. 4.14 a 4.15 je pro maximální teplotu tato záporná (kladná) korelace zesílena (zeslabena), pro kladné rozdíly korelací je tomu přesně naopak.

Na obrázcích 4.14 a 4.15 se dají identifikovat oblasti kladných či záporných rozdílů korelací, které se v nějaké míře vyskytují ve všech intenzitách blokování, avšak pro velmi silné blokování se stávají nevýraznými.

Oblast kladných rozdílů korelací v březnu či dubnu pro zeměpisné délky 15° W – 30° E vyskytující se ve stejném rozsahu a intenzitě na obou stanicích. Tento fakt může být dán tím, že pokud je ČR pod vlivem blokující TV na jaře, minimální teploty stále klesají dosti nízko, ale maximální teploty díky intenzivnímu slunečnímu záření stoupají relativně vysoko, z čehož plyne, že hodnota korelace je větší pro maximální teploty, než pro teploty minimální.

Podobným způsobem, tj. již relativně nízká minima díky dlouhým nocím a stále relativně vysoká maxima, se dá vysvětlit kladný rozdíl korelací vyskytující se v říjnu, který je omezen na zeměpisné délky  $15^{\circ}$  E –  $45^{\circ}$  E, výraznější je na stanici Olomouc.

Hlavní oblast záporných rozdílů korelací se nachází v letních měsících a na začátku podzimu. V červnu se tato oblast nachází mezi  $15^{\circ}$  E –  $45^{\circ}$  E, v průběhu léta se posouvá k západu a v září se nachází mezi  $15^{\circ}$  W –  $15^{\circ}$  E. Tyto záporné rozdíly korelací jsou výrazné pouze na stanici Olomouc. Částečně se to dá vysvětlit tím, že pokud se v letních měsících vyskytuje blokuující anticyklóna nad střední Evropou, tj.  $15^{\circ}$  E anebo východněji, minimální teplota vzduchu neklesá příliš nízkou, neboť se ČR nachází v oblasti advekce teplého a často vlhkého subtropického vzduchu. Stejně tak maxima nevystupují tak vysoko, protože často dochází k vývoji konvekce, který maximální teplotu snižuje.

## 5 Diskuze výsledků

Atmosférické blokování je možné popsat různými indexy. Přehled jednotlivých indexů a jejich výhody či nevýhody viz kap. 2.4.1. My jsme použili jednodimenzionální index založený na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa (Tibaldi a Molteni, 1990), definovaný v kap. 2.4.1.1.

Závislost frekvence vlastního blokování (kategorie 3 v kap. 3.2) na zeměpisné délce má dvě maxima, výraznější Atlantické s maximální frekvencí 17% kolem 20° E a Pacifické s maximální frekvencí 10% kolem 170° E. S rostoucí intenzitou blokování dochází u Atlantického maxima k jeho posunu k západu až na 10° W pro velmi silné blokování (kategorie 5 v kap. 3.2) a zároveň ke vzniku podružného maxima kolem 50° W. Pacifické maximum se s rostoucí intenzitou blokování stává ostřejší.

Srovnáme-li výsledky s Lejenas a Okland (1983) najdeme zde tvarovou shodu, ale v Lejenas a Okland (1983) je maximální frekvence blokování u Atlantického maxima 9% a u Pacifického je to 5%. Tyto rozdíly jsou dány zejména použitím odlišného vzorce pro stanovení blokování a navíc v Lejenas a Okland (1983) bylo použito období 1950–1979, kdežto my jsme použili období 1948–2015.

Meziroční proměnlivost frekvence vlastního blokování je značná pro všechny zeměpisné délky. Z dlouhodobého hlediska není z obrázku 4.4 patrný trend u Atlantického maxima, naopak u Pacifického maxima je patrný slabý nárůst frekvence vlastního blokování.

Podle Francis (2015) má v důsledku klesajícího teplotního gradientu mezi mírnými šířkami a pólem frekvence blokování růst. Naše výsledky jsou s (Francis, 2015) v částečném souladu, tj. u Pacifického maxima je nárůst patrný, u Atlantského však není trend.

Roční chod vlastního blokování se liší pro různé zeměpisné délky. V Atlantském sektoru se vyskytuje jednoduchý roční chod s maximem na konci zimy a minimem na konci léta. Pacifický sektor má dvojitý roční chod, hlavní maximum se vyskytuje opět na konci zimy, hlavní minimum během podzimu. Vedlejší maximum nastává na začátku léta, vedlejší minimum připadá na jaro. Roční chod velmi silného blokování Atlantického maxima, které je rozštěpeno na dvě, i Pacifického maxima je

jednoduchý, maxima je dosahováno v zimě, minima (téměř nulová frekvence) od července do září.

Srovnáme-li výsledky ročního chodu vlastního blokování s Lejenas a Okland (1983), opět frekvence vlastního blokování neodpovídají ze stejného důvodu jako v případě závislosti vlastního blokování na zeměpisné délce. Pokud grafy v Lejenas a Okland (1983) projdeme měsíc po měsíci a tvar křivky srovnáme s obrázkem 4.4, zjistíme velmi vysokou míru shody. Drobné rozdíly se dají najít v lednu (v Lejenas a Okland (1983) je Pacifické maximum vyšší než Atlantické, na obr. 4.4 nikoli) a v dubnu (liši se tvar západní části Atlantického maxima).

Z grafů ročního chodu blokování se dá očekávat jiný průběh blokování v zimě a v létě, viz obrázek 4.6. V zimě blokování dosahuje větší intenzity a je ostře ohraničené, v létě má blokování naopak malou intenzitu, navíc má blokování pomalý nástup a konec, tj. oproti zimě se vyskytuje hodně dní se subblokováním. Tento fakt je daný větším gradientem teploty mezi mírnými šířkami a polární oblastí a tím pádem i výšky geopotenciální hladiny 500hPa během zimy.

Vliv blokování na počasí v Evropě je značný. V zimě 2006/2007 byly velmi nízké frekvence všech intenzit blokování, což mělo souvislost se silným západním přenosem a vedlo to k velmi teplé zimě téměř v celé Evropě. Naopak v zimě 2009/2010 byly frekvence všech intenzit blokování výrazně vyšší než průměr, a to zejména v západní části Atlantského sektoru, což mělo za následek studené počasí ve většině Evropy.

Srovnáme-li tyto poznatky se Sillmann, Croci-Maspoli (2009) (podrobně popsáno v kap. 2.4.5), podle které existuje výrazná záporná korelace mezi frekvencí blokování a teplotou vzduchu v Evropě během zimy, obě námi zkoumané zimy jsou s Sillmann, Croci-Maspoli (2009) ve shodě.

Korelace měsíčních průměrů průměrné denní teploty vzduchu a frekvencí různých intenzit blokování jsou nejvýraznější v zimním období a to v západní ( $60^{\circ}$  W –  $30^{\circ}$  W) a střední části Atlantského sektoru ( $15^{\circ}$  W –  $30^{\circ}$  E), jedná se o záporné korelace, což je ve shodě s Sillmann, Croci-Maspoli (2009) i s Rex (1951).

V letním období jsou korelace nevýrazné a to jak kladné, tak záporné. V centrální části Atlantského sektoru jsou korelace kladné, naopak v jeho západní části se jedná o korelace záporné. Tyto výsledky jsou ve shodě s Rex (1951), podle

kteřé frekvence blokování na teplotu vzduchu ve střední Evropě nemá v létě výrazný vliv.

Na rozdíl od Sillmann, Croci-Maspoli (2009), Rex (1951) jsme se zabývali jarním a podzimním obdobím, pro obě stanice platí, že od 0° W (pro jaro), od 15° E (pro podzim) směrem na východ jsou korelace nevýrazné (kladné i záporné), což je podobné letnímu období, ale směrem na západ jsou korelace výrazně záporné (o něco méně, než v zimě), co je podobné zimnímu období.

Pro obě stanice a pro všechny měsíce platí, že s rostoucí intenzitou blokování se korelace stávají méně výraznými, což souvisí se snižující se frekvencí výskytu, pro malé frekvence jsou obtížně splněny podmínky námi použitého Pearsonova korelačního koeficientu.

Rozdíl korelací mezi stanicemi Praha-Klementinum a Olomouc je nevýrazný, v Praze-Klementinu jsou korelace o něco nižší.

Použijeme-li pro korelace místo měsíčních průměrů průměrné denní teploty měsíční průměry maximální resp. minimální teploty, rozdíly jsou nevýrazné.

Zajímavé výsledky poskytuje rozdíl korelací mezi maximální a minimální teplotou. Na obou stanicích jsou patrné oblasti s kladným či záporným rozdílem korelací, rozdíly jsou výraznější na stanici Olomouc.

Nejvýraznější oblast kladných rozdílů korelací se vyskytuje v březnu a dubnu v centrální části Atlantického sektoru, nejvýraznější oblast záporných rozdílů korelací se vyskytuje od června do září a v průběhu tohoto období se posouvá od 45° E až k 0° E. Kladná oblast má souvislost s rostoucí insolací v jarním období, záporná oblast s teplotou a vlhkou subtropickou vzduchovou hmotou.



## 6 Závěr

Klima v mírných zeměpisných šířkách je velmi proměnlivé. Jedním z faktorů, které klima ovlivňují, je blokování západního přenosu.

Cílem práce bylo shrnout poznatky o blokování, způsoby jeho definice, provázanost blokování a kvaziperiodických oscilací a jeho vlivu na počasí v Evropě. Dále shrnout klimatologii blokování pro všechny zeměpisné délky s důrazem na Atlantské maximum, jeho meziroční variabilitu a roční chod. Byla též zkoumána korelace frekvence různých intenzit blokování a měsíčních průměrů průměrné denní, maximální, resp. minimální teploty vzduchu na stanicích Praha-Klementinum a Olomouc a to po měsících v sektoru  $60^\circ \text{ W} - 60^\circ \text{ E}$  s krokem  $15^\circ$ .

Definic blokování existuje mnoho, pro naše výpočty byl použit vzorec založený na výšce geopotenciální hladiny 500 hPa (Tibaldi a Molteni, 1990), údaje o této výšce pocházejí z NCEP/NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996). Dále byla použita denní data minimální, průměrné a maximální teploty vzduchu ze stanic Praha-Klementinum a Olomouc, z nichž byly vypočteny měsíční průměry. Námi studované období bylo 1948–2015. Definovali jsme si čtyři intenzity blokování, viz kap. 3.2.

Na frekvenci blokování v Euro-Atlantském sektoru mají vliv některé kvaziperiodické oscilace, nejvíce AO a NAO. V případě AO existuje výrazná negativní korelace mezi frekvencí blokování a hodnotou AO a to v zimě i v létě. Pro NAO platí, že nad Atlantikem existuje záporná korelace mezi frekvencí blokování a hodnotou NAO, nad evropskou pevninou je korelace naopak kladná.

Námi vypočtená závislost frekvence vlastního blokování (kategorie 3 v kap. 3.2) na zeměpisné délce (obrázek 4.1 vpravo nahoře) má tvar dvojité vlny, tj. vyskytují se zde dvě maxima, jedno v oblasti  $50^\circ \text{ W} - 50^\circ \text{ E}$  zvané Atlantské s maximální frekvencí 17% kolem  $20^\circ \text{ E}$ , druhé v oblasti  $130^\circ \text{ E} - 130^\circ \text{ W}$  zvané Pacifické s maximální frekvencí 10% kolem  $170^\circ \text{ E}$ . S rostoucí intenzitou blokování dochází k posunu polohy Atlantského maxima k  $10^\circ \text{ W}$  pro velmi silné blokování (obrázek 4.1 vpravo dole). Navíc dochází k jeho rozštěpení, vzniklé vedlejší maximum je pozorovatelné kolem  $50^\circ \text{ W}$ .

Velkou meziroční proměnlivost vlastního i velmi silného blokování vykazují obě maxima, u vlastního blokování Pacifického maxima je též pozorovatelný trend a to nárůst frekvence blokování.

Atlantské maximum má jednoduchý roční chod s maximem na konci zimy a minimem na konci léta. Pacifické maximum má dvojitý roční chod s hlavním maximem v zimě, vedlejším na začátku léta. Hlavní minimum připadá na podzim, vedlejší na začátek jara. Velmi silné blokování má pro obě maxima jednoduchý roční chod s maximem v zimě a minimem v létě a na podzim, kdy k velmi silnému blokování prakticky nedochází.

Průběh blokování v zimě a v létě se liší, viz obrázek 4.6. V zimě blokování dosahuje větší intenzity a je ostře ohraničené, v létě má blokování malou intenzitu, navíc má blokování pozvolný nástup i konec.

Na příkladu dvou zim (2006/2007 a 2009/2010) jsme potvrdili souvislost frekvence blokování a počasí v Evropě. Nízká frekvence blokování (2006/2007) a s tím související zesílený zonální přenos má za následek velmi teplé zimy nad většinou Evropy. Naopak vysoká frekvence blokování (2009/2010) a s tím související silný meridionální přenos vede k podprůměrným teplotám nad většinou Evropské pevniny s výjimkou jihovýchodní Evropy. Nejvýraznější záporné odchylky se nacházejí na severovýchodě Evropy.

Blokování západního proudění má vliv na počasí v ČR, tento vliv byl zkoumán pomocí Pearsonova korelačního koeficientu. Záporné korelace měsíčních průměrů denní průměrné teploty vzduchu a frekvencí různých intenzit blokování jsou nejvýraznější v zimním období a to v sektoru ( $60^{\circ}$  W –  $30^{\circ}$  E). V letním období jsou korelace nevýrazné (kladné i záporné). Jaro a podzim si zachovává část zimních rysů a část rysů letních. Zjistili jsme, že od  $0^{\circ}$  W (pro jaro), od  $15^{\circ}$  E (pro podzim) směrem na východ jsou korelace nevýrazné (kladné i záporné), což je podobné letnímu období, ale směrem na západ jsou korelace výrazně záporné (o něco méně, než v zimě), což je podobné zimnímu období.

Rozdíl korelací mezi stanicemi Praha-Klementinum a Olomouc je nevýrazný, v Praze-Klementinu jsou korelace o něco nižší. S rostoucí intenzitou blokování se korelace na obou stanicích stávají méně výraznými.

Použijeme-li pro korelace místo měsíčních průměrů průměrné denní teploty měsíční průměry maximální resp. minimální teploty, dostáváme pro obě stanice podobné výsledky jako pro měsíční průměry průměrné denní teploty.

Nejvýraznější oblast kladných rozdílů korelací maximální a minimální teploty se vyskytuje v březnu a dubnu v centrální části Atlantického sektoru, nejvýraznější oblast záporných rozdílů korelací se vyskytuje od června do září, v průběhu tohoto období se posouvá od  $45^{\circ}$  E až k  $0^{\circ}$  E.

## Poděkování

Děkuji za data z NCEP poskytované NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, z jejich stránky <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

Děkuji ČHMÚ za poskytnutá denní data průměrné denní, minimální a maximální teploty vzduchu ze stanic Praha-Klementinum a Olomouc za období 1948–2015.

## Seznam použité literatury

ALLABY, Michael. *Encyclopedia of weather and climate*. [ebook] Rev. ed. New York: Facts on File, 2007, 2 v. ISBN 08160634942.

ANDĚL, Jiří. *Statistické metody*. 2. přeprac. vyd. Praha: Matfyzpress, 1998. ISBN 80-858-6327-8

Atmospheric Sciences [online]. [cit. 2016-02-05]. Chapter 10 - Wind: Global Systems. Dostupné z:

[http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter10/jet\\_streams.html](http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter10/jet_streams.html)

BEDNÁŘ, Jan. *Pozoruhodné jevy v atmosféře: atmosférická optika, akustika a elektřina*. Vyd. 1. Praha: Academia, 1989, 236 s. ISBN 8020000542.

CPC [online]. [cit. 2016-02-11]. Atmospheric Blocking. Dostupné z:

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/block.shtml>

CPC [online]. [cit. 2016-05-08]. North atlantic oscilation (NAO). Dostupné z:

<http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>

CROCI-MASPOLI, Mischa, Cornelia SCHWIERZ a Huw C. DAVIES. Atmospheric blocking: space-time links to the NAO and PNA. *Climate Dynamics* [online]. 2007-10-6, **29**(7-8), 713-725 [cit. 2016-02-04]. DOI: 10.1007/s00382-007-0259-4. ISSN 09307575. Dostupné z: <http://link.springer.com/10.1007/s00382-007-0259-4>

Earth System Research Laboratory [online]. [cit. 2016-05-08]. 20th Century Reanalysis Monthly Composites. Dostupné z:

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/block.shtml>

ERTEL, H. Ein Neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Met. Z.* 1942, **59**, 271-281

FRANCIS, Jennifer. An Arctic Connections to Extreme Weather in Mid-Latitudes? New Evidence, Mechanisms, Metrics, and Emerging Questions [online]. 2015 [cit. 2016-02-05]. Dostupné z:

<http://snr.unl.edu/download/research/projects/arcticchange/Arctic2015-Francis-ArcticConnectionExtremeWeather-11102015.pdf>

HASSANZADEH, Pedram a Zhiming KUANG. Blocking variability: Arctic Amplification versus Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters* [online]. 2015, **42**(20), 8586-8595 [cit. 2016-02-11]. DOI: 10.1002/2015GL065923. ISSN 00948276. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/2015GL065923>

Kalnay et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996.

KOPÁČEK, Jaroslav a Jan BEDNÁŘ. *Jak vzniká počasí*. Vyd. 1. Praha: Univerzita Karlova v Praze, nakladatelství Karolinum, 2005, 226 s. ISBN 8024610027.

KURZ, Manfred. *Synoptic meteorology*. 2nd, completely rev. ed. Offenbach am Main: Deutscher Wetterdienst, 1998. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8. ISBN 38-814-8338-1.

LEJENAS, H. a H. OKLAND, 1983: Characteristics of Northern Hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, 35A, 350-362.

Meteociel.fr, Observations, Prévisions, Modèles En temps réel [online]. [cit. 2016-05-07]. Modèles - Archives des réanalyses du NCEP. Dostupné z: <http://meteociel.fr/modeles/archives/archives.php>

Meteorologický slovník výkladový a terminologický (eMS). [online]. ČMeS. [cit. 2016-02-06]. Dostupné z: <http://slovník.cmcs.cz>

MOKHOV, Igor I., Alexander V. TIMAZHEV a Anthony R. LUPO. Changes in atmospheric blocking characteristics within Euro-Atlantic region and Northern Hemisphere as a whole in the 21st century from model simulations using RCP anthropogenic scenarios. *Global and Planetary Change* [online]. 2014, **122**, 265-270 [cit. 2016-02-04]. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.09.004. ISSN 09218181. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S092181811400188X>

Notes [online]. [cit. 2016-02-06]. Jet streaks. Dostupné z: <http://www.met.wau.nl/education/atd/notes/notes5.pdf>

PELLZ, Joanna. *The predictability of atmospheric blocking*. Reading, 2001. University of reading.

REX, DANIEL F. The Effect of Atlantic Blocking Action upon European Climate. *Tellus* [online]. 1951, **3**(2), 100-112 [cit. 2016-05-01]. DOI: 10.1111/j.2153-3490.1951.tb00784.x. ISSN 00402826. Dostupné z: <http://tellusa.net/index.php/tellusa/article/view/8617>

SCHERRER, Simon C., Mischa CROCI-MASPOLI, Cornelia SCHWIERZ a Christof APPENZELLER. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *International journal of climatology* [online]. 2016, **26**(2), 233-249 [cit. 2016-03-28]. DOI: 10.1002/joc.1250. ISBN 10.1002/joc.1250. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.1250>

SILLMANN, Jana a Mischa CROCI-MASPOLI. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate. *Geophysical Research Letters* [online]. 2009,36(10), - [cit. 2016-04-18]. DOI: 10.1029/2009GL038259. ISSN 0094-8276. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL038259>

TIBALDI, Stefano a Franco MOLTENI. On the operational predictability of blocking. *Tellus*,42A 1990, 343-365.

## Seznam zkratek

° W	stupňů západní zeměpisné délky
° E	stupňů východní zeměpisné délky
hPa	hektopascal
ENSO	El-niño jižní oscilace
AO	Arktická oscilace
NAO	Severoatlantická oscilace
ČR	Česká republika
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCAR	National center of atmospheric research
kap.	kapitola
St	stratus
Sc	stratokumulus
km	kilometrů
° C	stupeň celsia
km/h	kilometrů za hodinu
TN	tlaková níže
TV	tlaková výše
° N	stupňů severní zeměpisné šířky
Vg	rychlost geostrofického proudění
Dvg/Dt	změna geostrofické rychlosti větru za jednotku času
Vag	rychlost ageostrofického proudění
GHGN	severní gradient geopotenciální výšky v hladině 500 hPa
GHGS	jižní gradient geopotenciální výšky v hladině 500 hPa
PV	potenciální vorticity
PVU	potencial vorticity unit



VH	vzduchová hmota
DJF	průměr dané veličiny za měsíce prosinec, leden a únor
JJA	průměr dané veličiny za měsíce červen, červenec a srpen
AA	arctic amplification
AAI	arctic amplification index
RCP	Representative concentration pathway
GCM	General circulation model
IPSL-CM5A-MR	Institute Pierre-Simone Laplace Climate Model 5 with Medium Resolution
NH	severní polokoule
EAs	Euro-atlantický sektor
SZ	severozápad
S	sever