

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

DIPLOMOVÁ PRÁCE

2010

Jiří MELČ

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
Katedra fyzické geografie a geoekologie



**Jiří Melč**

**Atmosférické blokování a jeho vztah k počasí  
v ČR**

*DIPLOMOVÁ PRÁCE*

Vedoucí diplomové práce: RNDR. MILOSLAV MÜLLER, PH.D.

Praha 2010

Prohlašuji, že jsem svoji diplomovou práci vypracoval samostatně s použitím uvedených pramenů a literatury.

V Praze dne

.....  
Jiří Melč

Rád bych poděkoval svému vedoucímu diplomové práce RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D. za trpělivost, odborné rady a cenné připomínky, které vedly ke kýženému cíli. Dále děkuji své rodině a všem, kteří mě ve studiu podporovali.

Jiří Melč

## Abstrakt

**Název diplomové práce:** Atmosférické blokování a jeho vztah k počasí v ČR

**Autor:** Bc. Jiří Melč

**Katedra:** Fyzické geografie a geoekologie (Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta)

**Vedoucí diplomové práce:** RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Atmosférické blokování se považuje za událost, při které tlaková výše přeruší zonální proudění. Blokování se určuje na základě indexu blokování, který používá jako zdroj dat absolutní topografii hladiny 500 hPa. Diplomová práce hodnotí období od roku 1957 do roku 2002. Předmětem výzkumu je vztah mezi atmosférickým blokováním v euroatlantické oblasti a počasím v ČR. Provedená korelační analýza mezi průměrnou měsíční teplotou vzduchu v Praze-Klementinu a blokováním má výrazný roční chod. Záporná korelace byla zjištěna v zimě, kdy větší četnost blokování vede k nižší průměrné teplotě vzduchu. V ostatních ročních obdobích je vztah mezi teplotou vzduchu a blokováním slabý. Srážkové úhrny v ČR nabývají významně vyšších hodnot při výskytu blokování v blízkosti ČR jen v letních a podzimních měsících. Vliv blokování na meteorologické extrémny je výrazný. Hodnocení vlivu blokování bylo provedeno na základě porovnání průměrné frekvence blokování a jeho frekvence při extrémních událostech. Při extrémně teplých zimních měsících dochází k blokování jen velmi zřídka. Naopak při extrémně chladných zimních měsících je blokování častější. Při výskytu případů silných rychlostí větru (větrné bouře a húlavy) většinou nedochází k blokování. Mezi extrémními srážkovými událostmi a blokováním nebyla zjištěna výraznější souvislost.

**Klíčová slova:** atmosférické blokování - meteorologické extrémny - dálkové vazby - roční chod

## Abstract

**Title of M. Sc. Thesis:** Atmospheric blocking and its relationship to the weather in the Czech Republic

**Author:** B. Sc. Jiří Melč

**Department:** Physical Geography and Geoecology (Charles University in Prague, Faculty of Science)

**Supervisor:** Dr. Sc. Miloslav Müller, Ph.D.

Atmospheric blocking is considered an event at which the high pressure interrupted zonal flow. Blocking is determined by the blocking index is used the absolute topography of level 500 hPa as a data source. Thesis evaluates the period from 1957 to 2002. The research subject is the relationship between atmospheric blocking in the Euro-Atlantic area and the weather in the Czech Republic. Correlation analysis between monthly mean air temperature in Prague-Klementinum and blocking has pronounced annual cycle. Negative correlation was found in winter, when a greater frequency of blocking leads to a lower mean air temperature. In other seasons, the relationship between air temperature and blocking is weak. Precipitation in the CR become significantly higher values in the presence of blocking in the vicinity of CR only in summer and autumn. Effect of blocking on the weather extremes are significant. Assessing of the impact of blocking was done by comparing the average frequency blocking and frequency in extreme events. In extremely warm winter months, there is rarely blocking. In contrast, the extremely cold winter months is more frequent of blocking. In the cases of strong winds (wind storms and squalls) usually does not blocking. Between extreme precipitation events, and blocking was detected stronger association.

**Keywords:** atmospheric blocking - meteorological extremes - teleconnection patterns - annual cycle

## Obsah

<b>Seznam zkratk</b> .....	<b>9</b>
<b>1 Úvod</b> .....	<b>10</b>
<b>2 Literární řešerše</b> .....	<b>12</b>
2.1 Proudění ve středních zeměpisných šířkách.....	12
2.1.1 Tryskové proudění .....	13
2.1.2 Baroklinní instabilita .....	14
2.1.3 Vorticity .....	16
2.1.4 Tlakové útvary .....	17
2.1.5 Mimotropické cyklóny .....	19
2.2 Atmosférické blokování .....	20
2.2.1 Vznik blokování .....	20
2.2.2 Definice atmosférického blokování .....	21
2.2.3 Ukazatele atmosférického blokování .....	23
2.2.4 Index blokování.....	23
2.2.5 Klimatologie blokování .....	24
2.3 Vliv atmosférického blokování na počasí .....	26
2.3.1 Rozdělení tlaku vzduchu při blokování .....	26
2.3.2 Zimní cyklonalita .....	29
2.3.3 Teplota vzduchu .....	30
2.3.4 Srážky .....	34
2.4 Vliv atmosférického blokování v zimě v budoucím klimatu .....	38
<b>3 Data a metodiky</b> .....	<b>42</b>
3.1 Meteorologické reanalýzy .....	42
3.2 Atmosférické blokování.....	43
3.3 Data o počasí v ČR .....	44
3.3.1 Průměrné měsíční teploty vzduchu a úhrny srážek .....	44
3.3.2 Mimořádně chladné a teplé zimní měsíce .....	45
3.3.3 Případy vysokých rychlostí větru v ČR .....	45
3.3.4 Silné deště .....	45

---

3.4 Vztah mezi blokováním a počasím v ČR .....	46
3.5 Vztah mezi blokováním a meteorologickými extrémy v ČR .....	46
3.6 Použitý software .....	46
<b>4 Výsledky .....</b>	<b>47</b>
4.1 Klimatologie blokování .....	47
4.1.1 Frekvence a roční chod blokování .....	47
4.1.2 Meziroční variabilita .....	51
4.2 Vztah mezi blokováním a měsíčními průměry meteorologických prvků v ČR .....	54
4.2.1 Roční chod teploty vzduchu a srážek .....	54
4.2.2 Závislost mezi meteorologickými veličinami a blokováním .....	56
4.3 Vztah mezi blokováním a meteorologickými extrémy v ČR.....	59
4.3.1 Mimořádně chladné a teplé zimní měsíce.....	59
4.3.2 Vztah mezi blokováním a případy vysokých rychlostí větru v ČR .....	60
4.3.3 Vztah mezi blokováním a extrémními srážkovými událostmi v ČR .....	62
<b>5 Shrnutí poznatků a jejich diskuze .....</b>	<b>64</b>
<b>6 Závěr .....</b>	<b>68</b>
<b>Použitá literatura a zdroje dat .....</b>	<b>69</b>



## Seznam zkratek

CPC	Climate Prediction Center (Centrum pro klimatickou předpověď)
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Evropské centrum pro střednědobé předpovědi)
GHGM	geopotential height gradient north (severní gradient geopotenciální výšky)
GHGS	geopotential height gradient south (jižní gradient geopotenciální výšky)
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (Národní centrum pro environmentální předpovědi / Národní centrum pro výzkum atmosféry)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Národní úřad pro oceán a atmosféru)
NVA	negative vorticity advection (záporná advekce vorticity)
PVA	positive vorticity advection (kladná advekce vorticity)

# 1 Úvod

V současné době se stává výzkum klimatických změn stále více aktuálním tématem. S tím souvisí také problematika klimatické variability atmosférických procesů. Jedním z mnoha objektů výzkumu se v posledních letech stává atmosférické blokování. Nejen kvůli dostupnosti většího objemu dat, která jsou stále přesnější, ale také díky vývoji nových technologií a zejména zlepšující se výpočetní technice, která umožňuje provádět složitější výpočty atmosférických modelů. Jsou to právě reanalýzy atmosférických dat, které poskytují základní informace o klimatických změnách ve 2. polovině 20. století. Reanalýzy dále umožňují verifikaci atmosférických modelů klimatu.

Diplomová práce se zabývá atmosférickým blokováním nad euroatlantickou oblastí ve vztahu k počasí v ČR. Atmosférické blokování je považováno za událost, při které dochází k přerušení zonálního proudění vysokou tlakovou výší (anticyklónou) v mírných zeměpisných šířkách. Práce čerpá z dat z reanalýzy ERA-40, která byla vytvářena Evropským centrem pro střednědobé předpovědi (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Blokování bude kvantifikováno na základě indexu blokování, který používá jako zdroj dat geopotenciální výšku hladiny 500 hPa. Četné studie ukazují výrazný vliv blokování na počasí v Evropě.

Kromě dat z reanalýzy byla v diplomové práci použita data za ČR: průměrné měsíční teploty vzduchu v Praze-Klementinu, měsíční úhrny srážek v ČR a dny s extrémními událostmi (mimořádně teplé, resp. chladné měsíce, případy vysokých rychlostí větru a silných velkoprostorových srážek).

Hlavním cílem práce je identifikovat vazby mezi blokováním a počasím v ČR. V první řadě se práce zabývá klimatologií atmosférického blokování v období od roku 1957 do roku 2002 nad euroatlantickou oblastí. Dále se snaží zhodnotit vztah mezi atmosférickým blokováním nad euroatlantickou oblastí a měsíčními průměry teploty vzduchu a úhrny srážek. V neposlední řadě práce analyzuje vztah mezi atmosférickým blokováním a vybranými hydrometeorologickými extrémními v ČR.

Vztah mezi blokováním a počasím v ČR bude prezentován na základě korelačních analýz. Využito bude také frekvence blokování, zejména ve spojení s meteorologickými extrémními.

Vzhledem ke vztahu mezi teplotou vzduchu a atmosférickou cirkulací, který se projevuje především v zimě, předpokládám, že mezi blokováním a zimní teplotou vzduchu bude výrazná

záporná korelace. Vliv blokování v zimním období by se měl projevit také při extrémně chladných měsících. Naopak při extrémně teplých zimních měsících by nemělo docházet k blokování. Předpokládám, že vztah mezi měsíčními úhrny srážek a blokováním nebude výrazný.

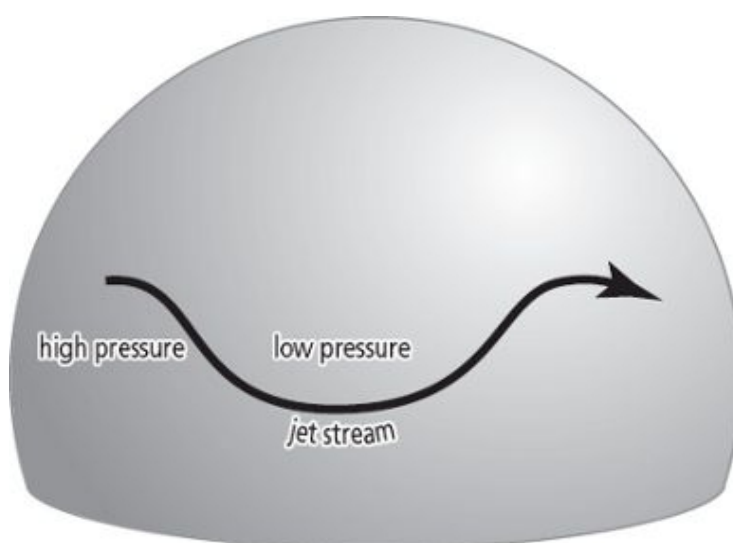
Blokování bude pravděpodobně významně ovlivňovat výskyt vybraných meteorologických extrémů. Větrné bouře se vyskytují nejčastěji při silném zonálním proudění. Při těchto situacích by se nad střední Evropou neměly vyskytovat blokuující anticyklóny. Při húlavách, které se vyskytují při bouřkových situacích, zaznamenaných v ČR by také nemělo docházet k blokování nad Evropou. Je to v důsledku toho, že húlavy se vyskytují především na studených frontách spojených s řídicí cyklónou, tedy při absenci blokuující anticyklóny.

## 2 Literární rešerše

### 2.1 Proudění ve středních zeměpisných šířkách

Střední zeměpisné šířky se rozkládají obvykle mezi 35° a 56° severní, resp. jižní zeměpisné šířky (OLIVER, 2008). Hranice blíže k rovníku je tvořena pásem vysokého tlaku vzduchu při povrchu v subtropích. Subpolární pás nízkého tlaku vzduchu tvoří hranici blíže k pólům. Pro střední zeměpisné šířky je typická velká proměnlivost počasí. Dominuje zde západní proudění při povrchu a také i ve vyšších vrstvách atmosféry. Počasí je ovlivňováno postupem cyklón a anticyklón. Jejich pohyb je řízen prouděním ve vyšších vrstvách atmosféry (OLIVER, 2008).

Proudění ve vyšších vrstvách atmosféry se mění v závislosti na tvaru Rossbyho vln od silného západního proudění k meridionálnímu proudění (ALLABY, 2007). Rossbyho vlny (nazývané původně jako dlouhé vlny nebo také planetární vlny) představují disturbance zonálního přenosu vzduchu ve středních zeměpisných šířkách (SOBIŠEK ET AL., 1993). Disturbance se projevují vytvářením vln o vlnové délce 4000 až 6000 kilometrů (ALLABY, 2007). Když je proudění ve výšce mírně deformováno Rossbyho vlnami, dochází k silnému západnímu proudění. K vyjádření síly západního proudění ve středních zeměpisných šířkách se používá zonální index. Výsledkem zesílení Rossbyho vln je meridionální proudění, které můžeme charakterizovat nízkým zonálním indexem. Vzduch z vyšších zeměpisných šířek se rozšiřuje na některých místech blíže k rovníku, vzduch z nižších zeměpisných šířek směrem k pólům (Obr. 2.1) (ALLABY, 2007).

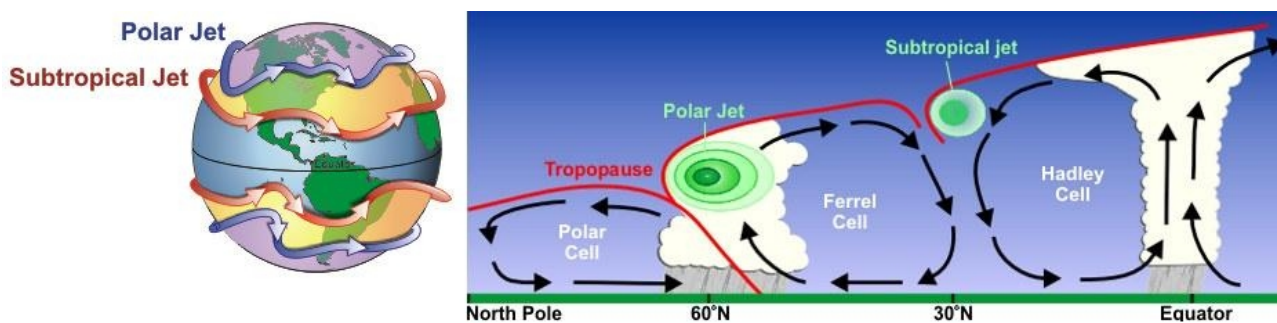


Obr. 2.1: Zjednodušené schéma Rossbyho vlny při nízkém zonálním indexu. (Zdroj: ALLABY, 2007).

Rossbyho vlny jsou nedílnou součástí meridionálního přenosu tepla. Advekce studeného vzduchu blíže k rovníku a teplého k pólům vyrovnává tepelnou nerovnováhu, která vyplývá z nerovnoměrné distribuce sluneční energie (OLIVER, 2008).

### 2.1.1 Tryskové proudění

Tryskové proudění neboli jet stream je úzký pás silného větru, který se nachází v blízkosti tropopauzy. V centru jet streamu je průměrná rychlost cca 105 km/h, může však dosáhnout až 500 km/h (ALLABY, 2007). Existuje několik druhů jet streamů. Kromě jednoho všechny vanou od západu k východu. Jet stream na polární frontě na severní polokouli je umístěn mezi 30 a 40° severní šířky v zimě a mezi 40 a 50° severní šířky v létě. Subtropický jet stream je umístěn kolem 30° severní šířky, resp. 30° jižní šířky na jižní polokouli během celého roku (Obr. 2.2).



Obr. 2.2: Poloha subtropického a polárního jet streamu. (Zdroj: NATIONAL WEATHER SERVICE SOUTHERN REGION, 2010).

Na jižní polokouli se polární jet stream objevuje kolem 45° jižní šířky v létě a 50° jižní šířky v zimě. Polární jet stream na jižní polokouli má dvě větve. Polární jet stream je spojen s polární frontou, kde je velký teplotní gradient, který je nejvyšší v blízkosti tropopauzy.

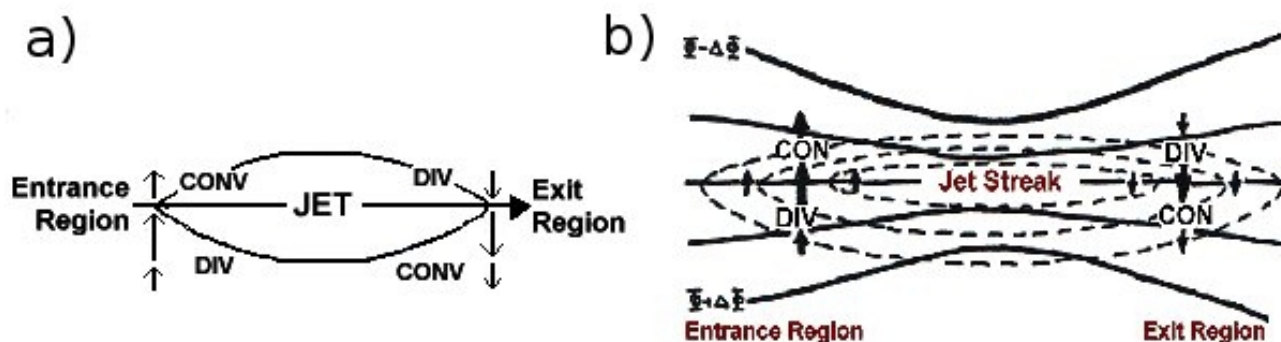
Subtropický jet stream je trvalejšího rázu než polární. Jeho síla se mění v závislosti na měnícím se teplotním gradientu v průběhu roku.

Všechny jet streamy jsou podmíněny termicky. Vytvářejí při velkém horizontálním teplotním gradientu. Nejvyšší teplotní gradient je na atmosférických frontách. Teplotní gradient vytváří tlakový gradient. Velikost tlakového gradientu roste s výškou. Největší gradient v troposféře se vyskytuje v blízkosti tropopauzy, kde je lokalizován jet stream (ALLABY, 2007). Jádru jet streamu leží na teplém okraji frontálního rozhraní. Tlakový gradient směřuje do studeného vzduchu. Na severní polokouli je odchylován doprava, na jižní doprava doleva, tj. vytváří se západní proudění.

V létě existuje východní jet stream, který se rozšiřuje přes Asii, jižní Arabský poloostrov až do severovýchodní Afriky (ALLABY, 2007). Vzniká v horní troposféře ve výšce cca 15 km. Je spojen

s intertropickou zónou konvergence (ITCZ), resp. s termickým rovníkem. Mezi termickým rovníkem a geografickým rovníkem je studenější vzduch v horní troposféře. Tato situace vytváří teplotní a tlakový gradient. Proudění se stáčí doprava, tj. na západ. Východní jet stream dosahuje maximum v červenci.

V jet streamu se vyskytují úseky, které se nazývají jet streaky, kde je rychlost větru poněkud vyšší než v ostatních částech jet streamu (ALLABY, 2007). Obvykle se vyskytují v blízkosti brázd nízkého tlaku vzduchu, kde je největší teplotní gradient (podle LYNDON STATE COLLEGE). Vstupní a výstupní čregiony v rámci jet streaku jsou velmi důležité, protože ovlivňují vertikální pohyby a tedy i vývoj tlakových útvarů (NATIONAL WEATHER SERVICE - CENTRAL REGION HEADQUARTERS, 2010). Výstupní region (exit region) je oblast, kde vzduchové částice opouštějí jet streak a jejich rychlost klesá. Vstupní region (entrance region) se nachází na začátku jet streaku. Vzduchové částice ve vstupním regionu zrychlují. Divergence se obvykle vyskytuje na levé straně výstupního regionu a pravé straně vstupního regionu (Obr. 2.3a, b). Na levé straně vstupního regionu a pravé straně výstupního regionu dochází ke konvergenci. Ageostrofická složka větru je výsledkem divergence a konvergence ve vstupním a výstupním regionu. Ageostrofický vítr má značný význam při vývoji přízemních tlakových útvarů (SOBÍŠEK ET AL., 1993).



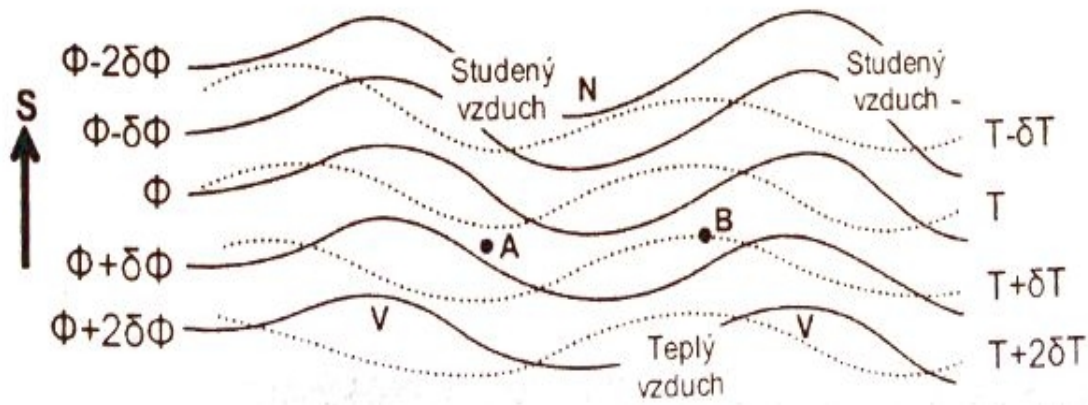
Obr. 2.3: Horizontální řez jet streakem. Čárkovanou linií jsou zobrazeny izotachy. Na obrázku b jsou plnými liniemi znázorněny izohypsy, malé šipky označují ageostrofickou složku větru. (Zdroj: NATIONAL WEATHER SERVICE - CENTRAL REGION HEADQUARTERS, 2010).

Konvergence a divergence, resp. ageostrofická složka větru, v jet streaku je způsobena nerovnováhou sil tlakového gradientu a Coriolisovy síly (HABY, 2010).

### 2.1.2 Baroklinní instabilita

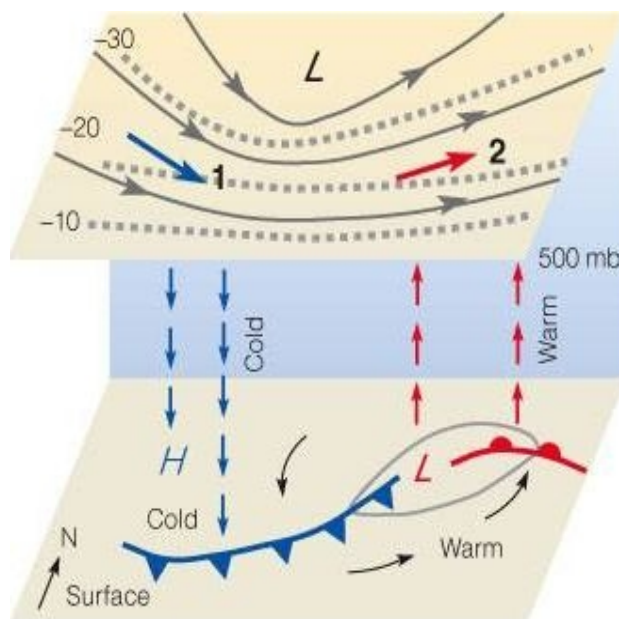
V rámci klimatologie středních šířek má velký význam baroklinní instabilita, která ovlivňuje vývoj tlakových útvarů. Zonální proudění je narušováno baroklinními vlnami (Obr. 2.4), které jsou vytvářeny náhodnými oscilacemi vzduchových částic v severojižním směru. Pro baroklinní vlny se

používá termín krátké vlny (short waves). Vznikají a zanikají zejména ve středních zeměpisných šířkách. Při růstu kinetické energie baroklinních vln roste baroklinní instabilita (ŘEZÁČOVÁ ET AL., 2007). Pohybují se východním směrem v rámci dlouhých (Rossbyho) vln (LANG, 2010).



Obr. 2.4: Baroklinní vlna. Tečkovaně jsou zobrazeny izotermy, plné linie zobrazují izohypsy. N označuje brázdou nízkého tlaku vzduchu a V hřeben vysokého tlaku vzduchu. (Zdroj: Řezáčová et al., 2007).

Podle Obr. 2.4 se přesouvá vzduch z bodu A paralelně s izohypsami do teplejší oblasti a má tendenci, protože je hustší, klesat. Vzduch z bodu B má naopak tendenci stoupat. Na západ od brázd dochází ve výšce k studené advekci, na východ k teplé advekci. Studená advekce vytváří sestupné pohyby a teplá výstupné pohyby. Toto uspořádání atmosféry nazýváme baroklinní instabilitou (Obr. 2.5), která je nutná podmínka pro vývoj a zesílení frontální cyklóny (LYNDON STATE COLLEGE, 2010).

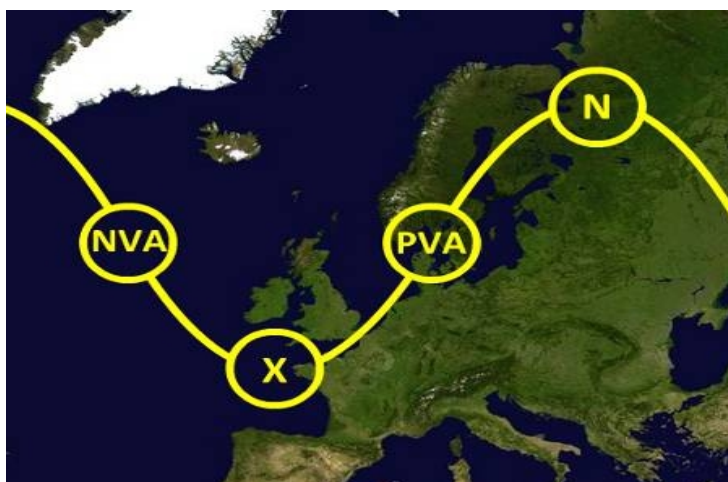


Obr. 2.5: Baroklinní instabilita. Tečkovanou čarou jsou zobrazeny izotermy, plnou čarou izohypsy. (Zdroj: LYNDON STATE COLLEGE, 2010).

### 2.1.3 Vorticitá

Vorticitá (vířatost) vyjadřuje míru rotace částice. Pokud je rotace v protisměru hodinových ručiček, je vorticitá kladná. Zápornou vorticitu má částice, která se pohybuje po směru hodinových ručiček, tj. doprava (ALLABY, 2007). Minimální (záporné) hodnoty vorticity ve vyšších vrstvách atmosféry je na hřebenech vysokého tlaku vzduchu. V brázdách nízkého tlaku vzduchu se nachází maximální vorticitá (Obr. 2.6).

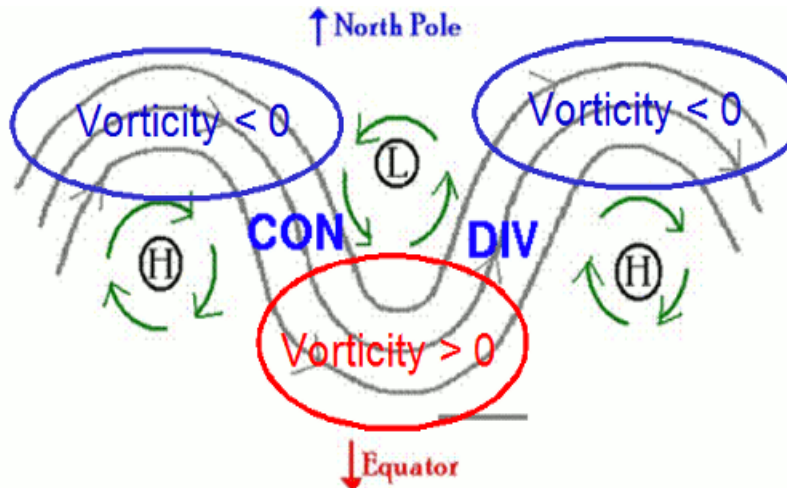
Mezi těmito dvěma extrémny dochází k advekci vorticity. Kladná advekce vorticity je proces, při kterém vítr přenáší vzduch, který má vyšší hodnotu vorticity, do regionu s nižší hodnotou vorticity (UCAR, 2009). Přitom dochází ke slábnutí rotace. Protože platí zákon zachování momentu hybnosti, dochází v oblasti kladné advekce vorticity k divergenci.



Obr. 2.6: Advekce vorticity mezi maximální a minimální vorticitou. Žlutou plnou linií je zobrazen polární jet stream. Na hřebenu je minimální (anticyklonální) vorticitá (N), v brázdě naopak maximální (cyklonální) vorticitá (X). Na východ od brázd je advekce pozitivní vorticity (PVA), na západ od brázd je advekce negativní vorticity (NVA). (Zdroj: UCAR, 2009).

Výstupné pohyby a divergence ve vyšších vrstvách atmosféry jsou spojeny s oblastí advekce kladné vorticity (positive vorticity advection, PVA). Výskyt záporné advekce vorticity (negative vorticity advection, NVA) je spojen se sestupnými pohyby a konvergencí ve vyšších vrstvách atmosféry (Obr. 2.7).



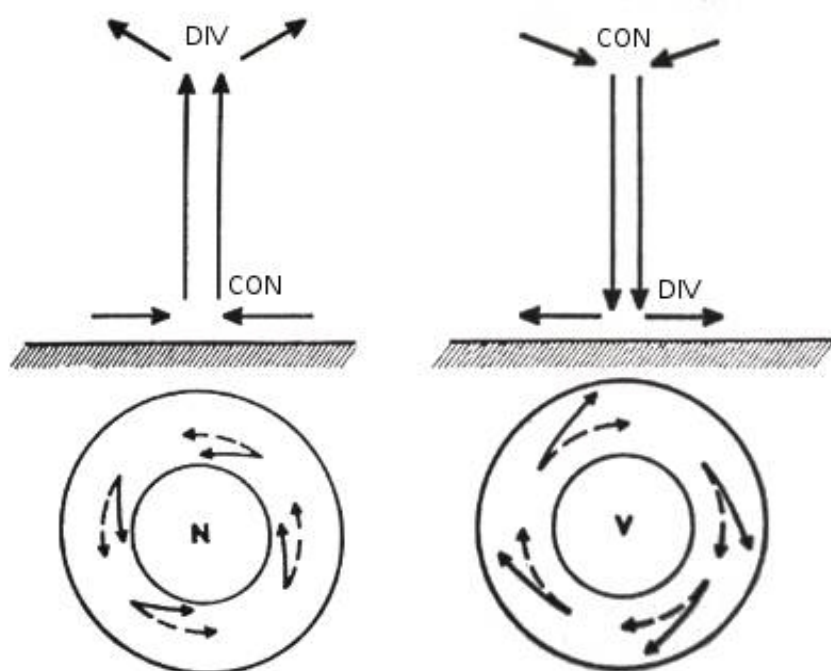


Obr. 2.7: Schéma advekce vorticity a konvergence (CON), resp. divergence (DIV), ve vyšších hladinách atmosféry. (Zdroj: LANG, 2010).

### 2.1.4 Tlakové útvary

K základním tlakovým útvarům patří tlakové níže (cyklóny), tlakové výše (anticyklóny), brázdy nízkého tlaku vzduchu a hřebeny vysokého tlaku vzduchu. V tlakové výši (resp. níži) je tlak vzduchu relativně vyšší (resp. nižší) než v okolí. Cyclóny a anticyklóny jsou na synoptických mapách zobrazeny uzavřenými izobarami. Brázdy nízkého tlaku vzduchu a hřebeny vysokého tlaku vzduchu nemají uzavřené izobary, příp. izohypsami. V cyklónách na severní polokouli proudí vzduchové částice doleva a mají kladnou vorticitu. V cyklónách na jižní polokouli proudí vzduchové částice doprava a mají zápornou vorticitu. V případě anticyklón je tomu naopak.

V tlakové níži dochází při zemském povrchu ke konvergenci vzduchu a ve výšce k divergenci. Přízemní konvergence v tlakové níži je vyrovnávána vzestupnými pohyby. V tlakové výši je to naopak. Při zemském povrchu podléhá vzduch divergenci a ve výšce konverguje. Tření zpomaluje proudění při povrchu a na vzduchové částice působí Coriolisova síla menší silou než ve volné atmosféře. V důsledku toho dochází ke změně proudění s výškou (Obr. 2.8).



Obr. 2.8: Proudění v tlaková níži (vlevo) a tlaková výši (vpravo) na severní polokouli. Plné šipky značí přízemní proudění, čárkované šipky označují proudění ve volné atmosféře. CON - konvergence, DIV - divergence. (Zdroj: BEDNÁŘ, 2003, upraveno).

V zimním období ve středních a vysokých zeměpisných šířkách jsou anticyklóny spojené obvykle se studenou vzduchovou hmotou a přinášejí bezoblačné mrazivé počasí. Nazývají se studené anticyklóny (cold anticyclones, cold highs). Studené anticyklóny jsou nízké anticyklóny termálního původu, často ne více než 3000 m vysoké (THE GEOGRAPHY PAGES, 2010). Vznikají nad studeným povrchem jako výsledek trvalého radiačního ochlazování zemského povrchu. Vzduch v centru studené anticyklóny má nižší teplotu vzduchu než okolí. V takovéto anticyklóně tlak vzduchu s výškou rychle klesá. Ve vyšších vrstvách je tlak vzduchu už nižší než v okolním prostředí. Příkladem může být kontinentální Sibiřská výše, která vzniká v zimě. Kontinentální výše se také vyvíjejí nad severní Kanadou. (ALLABY, 2007).

Teplé anticyklóny (warm highs, warm anticyclones) jsou anticyklóny, které jsou ve svém centru teplejší než na svém okraji (ALLABY, 2007). Vytvářejí se konvergencí v horní troposféře a následnou subsidencí. Vyvíjejí se především v subtropích a ve středních zeměpisných šířkách, např. Azorská výše.

Cyklóny, které jsou v centru teplejší než na okraji, se nazývají teplé cyklóny. Jsou vytvářeny zejména v létě nad prohřátými kontinenty. Vytvářejí se nízké rozsáhlé oblasti nízkého tlaku vzduchu (BEDNÁŘ, 2003). Naopak studené cyklóny mají velký vertikální rozsah. Vytvářejí rozsáhlou střední a vysokou oblačnost, která redukuje radiační ochlazování povrchu (ALLABY, 2007). Jsou

obvykle výsledkem silných vertikálních pohybů spojených s adiabatickým ochlazováním (ALLABY, 2007). Vznikají také v nižších zeměpisných šířkách, pokud dojde k izolaci buňky studeného vzduchu (viz Obr. 2.9). Vyvinuté mimotropické frontální cyklóny jsou v troposféře studenější než okolí, jedná se tedy o studené cyklóny (GOLDENBERG, 2004).

Pro vývoj a zesílení mimotropické cyklóny je důležitá baroklinní instabilita. Také vorticitata může napomoci ke vzniku cyklóny. V rámci jet streamu mohou jet streaky generovat oblasti konvergence a divergence v horních vrstvách atmosféry (LYNDON STATE COLLEGE, 2010) a tedy ovlivnit vývoj tlakových útvarů.

### 2.1.5 Mimotropické cyklóny

Cyklóny ve středních šířkách (mid-latitude cyclones), označované také jako frontální cyklóny, jsou velké putující cyklonální víry až 2000 km velké v průměru s centrem nízkého tlaku vzduchu. Patří mezi největší disturbance atmosférické cirkulace na Zemi (OLIVER, 2008). Cyklóny existují zpravidla 3 až 10 dnů a obecně se pohybují od západu k východu. Cyklóny ve středních zeměpisných šířkách jsou zřídka stacionární, obvykle se pohybují rychlostí 1200 km za jeden den (PIDWIRNY, 2006). Přesný pohyb závisí na orientaci polárního jet streamu v horní troposféře. Odhad budoucího pohybu cyklóny může být určen podle směru větru za studenou frontou cyklóny. Frontální cyklóny dominují v počasí ve středních zeměpisných šířkách. Vznikají v důsledku interakce odlišně teplých vzduchových hmot na frontách.

Vývoj cyklóny neboli cyklogeneze má několik stádií. Počáteční stádium začíná mírnou disturbancí na stacionární frontě, kde se setkává studený vzduch z polárních regionů a teplý vzduch z nižších zeměpisných šířek. Dochází k výstupu teplého vzduchu s cyklonálním prouděním kolem centra nízkého tlaku vzduchu do horních vrstev atmosféry. Během vývoje cyklonální bouře zesiluje a tlak vzduchu v centru klesá. V rámci cyklóny se vyskytují fronty oddělující vzduchové hmoty různých vlastností. Studená fronta se pohybuje rychleji než teplá. Na konci života cyklóny rychleji pohybující se studená fronta dožene teplou frontu a vzniká okluze nebo také okluzní fronta.

Vývoj frontální cyklóny souvisí s polárním jet streamem. V blízkosti jet streamu v horní vrstvě atmosféry se může vyskytnout divergence vzduchových hmot, která způsobuje deficit tlaku vzduchu v horní vrstvě atmosféry. Tento podtlak je kompenzován cyklonálním výstupem vzduchu od zemského povrchu. Když se vyrovná tlak vzduchu, tento proces se zastaví a cyklóna zaniká.

Na rozdíl od tropických cyklón jsou mimotropické cyklóny obecně méně ničivé. Frontální

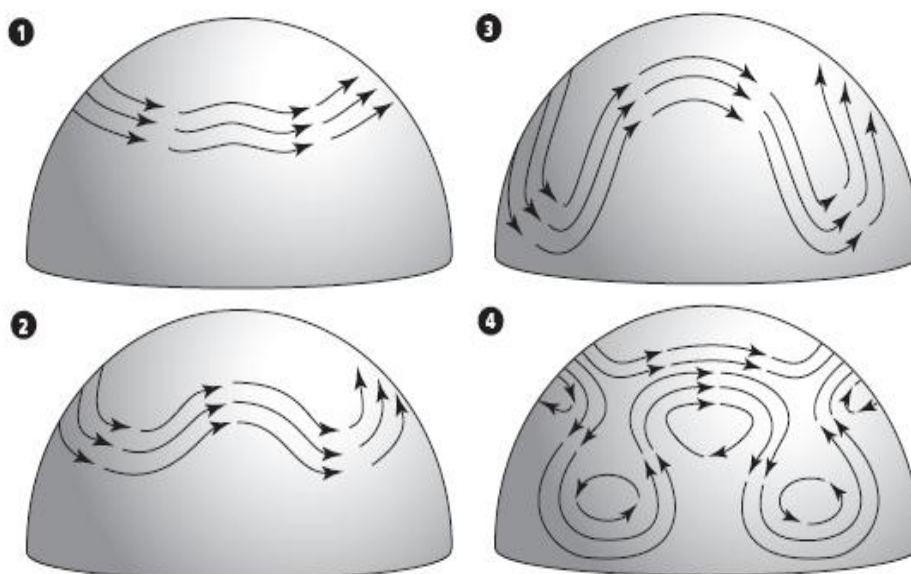
cyklóny jsou většinou ničivější během zimního období. Zimní cyklonální bouře produkují husté sněžení nebo namrzající déšť, který zpomaluje dopravu, způsobuje škody na elektrickém vedení nebo vegetaci (PIDWIRNY, 2006).

## **2.2 Atmosférické blokování**

Blokování je v meteorologii považováno za událost, při které dochází k přerušení zonálního proudění vysokou tlakovou výší (anticyklónou) v mírných zeměpisných šířkách (SOBÍŠEK ET AL., 1993). Poprvé bylo blokování popsáno už v roce 1904. Od té doby vznikaly početné synoptické studie blokování (LEJENAS AND OKLAND, 1983).

### **2.2.1 Vznik blokování**

Vznik blokování souvisí s vývojem anticyklóny na hřebenu vysokého tlaku vzduchu v Rossbyho vlnách (Obr. 2.9), jejichž vývoj má opakující se charakter (ALLABY, 2007). Amplituda Rossbyho vln se postupně zvětšuje, zároveň se snižuje jejich vlnová délka. Nakonec dojde ke zhroucení systému, proud se spojí a zároveň vznikají izolované buňky (Obr. 2.9). Na vyšší rovnoběžce je buňka s anticyklonálním prouděním, pod níž je oblast vysokého tlaku vzduchu při povrchu, v nižších zeměpisných šířkách je buňka s cyklonálním pohybem spojená s nízkým tlakem vzduchu při povrchu. Vyvíjí se blokování, které je relativně perzistentní v čase. V dalším stupni vývoje blokující anticyklóny slábnou, cyklóny se vyplňují a původní proudění se obnovuje. Proudění je opět paralelní s rovnoběžkami a zonální index, který vyjadřuje sílu západního proudění, je opět vysoký. Změny zonálního indexu jsou cyklické.



Obr. 2.9: Vývoj Rossbyho vln a vznik blokujících tlakových útvarů. (Zdroj: ALLABY, 2007).

Atmosférické blokování vzniká při retrográdním pohybu (pohyb z východu na západ) nebo při zpomalování Rossbyho vln, které se obecně pohybují východním směrem (TOMCZAK AND GODFREY, 2003; ROHLI AND VEGA, 2008). V zimě a na jaře se může takováto situace vyskytnout nad Evropou nebo v blízkosti Evropy při advekci studeného vzduchu z východu. V letním období se může blokování vyvinout při rozšíření Azorské tlakové výše nad severní Atlantik nebo nad Evropu (ROHLI AND VEGA, 2008).

### 2.2.2 Definice atmosférického blokování

Univerzální definice blokování zatím nebyla přesně stanovena, především proto, že se jedná o komplexní jev. Nejznámější definici blokování stanovil na základě kritérií D. F. Rex (LEJENAS AND OKLAND, 1983). Tato definice nepokrývá všechny případy blokování, neboť vylučuje situace s blokováním, které mají krátké trvání (LEJENAS AND OKLAND, 1983).

Blokování bylo původně identifikováno vizuální kontrolou synoptických map. Tento postup vyžadoval určité množství subjektivity. D. F. Rex (LEJENAS AND OKLAND, 1983) si byl tohoto problému vědom, a proto stanovil kritéria, aby byl proces identifikace blokování co nejobjektivnější:

- a) západní proudění se musí rozdělit na dvě větve,
- b) obě větve musejí transportovat znatelné množství vzduchové hmoty,
- c) tento dvouproudý systém musí být rozšířen nad nejméně 45 stupni zeměpisné délky,

- d) ostrý přechod ze západního zonálního proudění na meridionální typ proudění musí být pozorován u obou rozdělených proudů,
- e) tento systém musí setrvávat kontinuálně nejméně 10 dní.

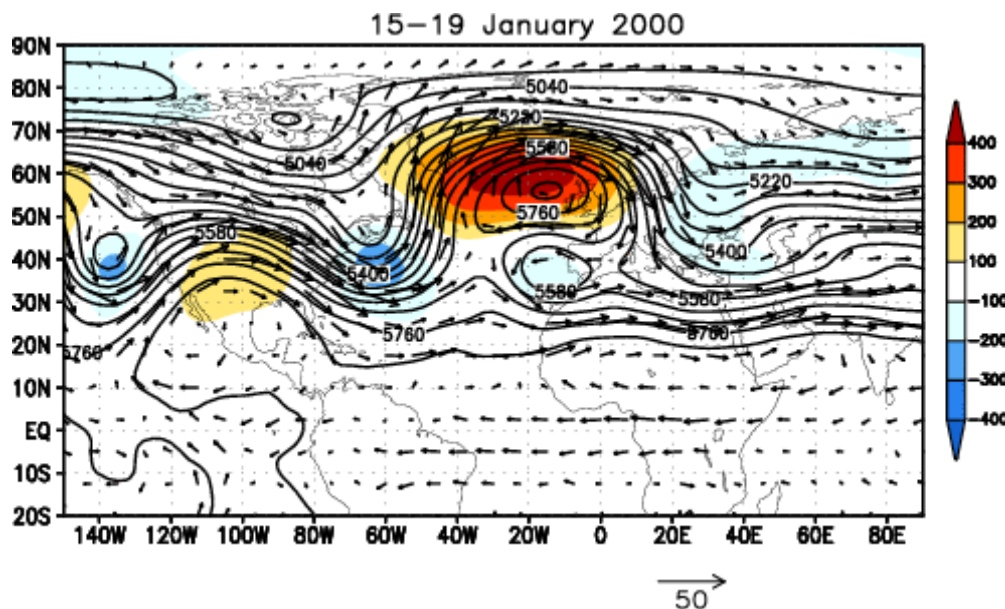
Rexova definice blokování, která se skládá z jednoduchých kritérií, je však obtížně přeložitelná do počítačového programu (LEJENAS AND OKLAND, 1983).

Atmosférickým blokováním se zabývá americké Centrum pro klimatické předpovědi (Climate Prediction Center, CPC), které je součástí Národního úřadu pro oceán a atmosféru (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA). CPC (2010) uvádí tyto charakteristiky atmosférického blokování:

- a) rozdělení západního proudění na dvě oddělené větve, které má značný délkový rozsah,
- b) východní proudění na jih od blokujícího hřebene vysokého tlaku vzduchu,
- c) výrazné meridionální proudění kolem blokujícího hřebene,
- d) přítomnost hluboké brázd nízkého tlaku vzduchu po obou stranách blokujícího hřebene.

Nutno dodat, že u charakteristik blokování stanovené CPC chybí kritérium doby trvání blokování tak, jak uvedl Rex.

Charakteristiky atmosférického blokování v euroatlantické oblasti jsou patrné z Obr. 2.10, který znázorňuje izohypsy a anomálie geopotenciální výšky 500 hPa.



Obr. 2.10: Příklad vyvinutého blokování nad severním Atlantikem. Znázorněna je absolutní topografie a anomálie geopotenciální výšky (v gpm) hladiny 500 hPa. (Zdroj: CPC, 2010)

### 2.2.3 Ukazatele atmosférického blokování

Protože existuje mnoho definic blokování, existuje i mnoho ukazatelů. Pro většinu ukazatelů blokování se jako zdroj dat používá geopotenciální výška hladiny 500 hPa (SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009). Ve většině studií atmosférického blokování se používají anomálie geopotenciální výšky nebo zonální index, resp. meridionální gradient (např. LEJENAS AND OKLAND, 1983; CPC, 2010; Trigo, 2004; TIBALDI AND MOLteni, 1990). Zonálním indexem se měří síla západního proudění ve středních zeměpisných šířkách. Zonální index je obvykle vyjádřen jako horizontální tlakový rozdíl mezi 35° a 55° severní šířky (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2010). Podobný index použili ve své práci LEJENAS AND OKLAND (1983). Bylo zjištěno, že při typické situaci s blokováním na severní polokouli se tlaková výše nachází obvykle v blízkosti 60° severní šířky a tlaková níže poblíž 40° severní šířky (AUSTIN, 1980, a TREIDL ET AL., 1981, in LEJENAS AND OKLAND, 1983). LEJENAS AND OKLAND (1983) se tedy rozhodli ve své práci použít zonální index jako rozdíl mezi geopotenciální výškou na 40° severní šířky a na 60° severní šířky na hladině 500 hPa pro každý desátý stupeň zeměpisné délky pro každý den, tj.

$$I(\lambda) = Z_{40^{\circ}N}(\lambda) - Z_{60^{\circ}N}(\lambda), \quad (1)$$

kde  $I(\lambda)$  je index na zeměpisné délce  $\lambda$  a  $Z$  je geopotenciální výška hladiny 500 hPa. Podle tohoto indexu nastává blokování, pokud je  $I(\lambda)$  záporné.

V současnosti se také vyvíjejí indexy založené na potenciální vorticitě, které mají výhodu, že jsou schopné zachytit dynamiku blokování. Skládají se ze dvou kroků. Nejprve se určí region záporné anomálie potenciální vorticity, tedy region, kde je potenciální vorticity menší než zvolený práh. Např. SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) použili prahovou hodnotu -1,3 pvu (potential vorticity unit). Následně se určí doba trvání této anomálie. Pokud je doba trvání větší nebo rovna prahové době (např. SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) použili dobu 10 dnů), jsou anomálie označeny jako události s blokováním.

### 2.2.4 Index blokování

Existují početné definice blokování a všechny zahrnují určitý stupeň subjektivity. CPC používá index blokování od autorů TIBALDI AND MOLteni (1990), kteří upravili index z práce od LEJENAS AND OKLAND (1983), viz vzorec (1).

Níže je zobrazený výpočet indexu pro severní polokouli. Index se skládá, ze dvou gradientů

geopotenciální výšky hladiny 500 hPa. Jižní gradient geopotenciální výšky (geopotential height gradient south, GHGS) se počítá mezi 60° a 40° severní šířky, severní gradient (geopotential height gradient north, GHGN) mezi 80° a 60° severní šířky. Pro každou zeměpisnou délku se spočítají gradienty podle následujících vzorců:

$$GHGS = \frac{Z(\phi_o) - Z(\phi_s)}{(\phi_o - \phi_s)}, \quad (2)$$

$$GHGN = \frac{Z(\phi_n) - Z(\phi_o)}{(\phi_n - \phi_o)}, \quad (3)$$

kde  $\phi_n = 80^\circ N + \delta$ ,  $\phi_o = 60^\circ N + \delta$ ,  $\phi_s = 40^\circ N + \delta$ , přičemž  $\delta$  nabývá hodnot  $-5^\circ$ ,  $0^\circ$  nebo  $5^\circ$ .

Na dané zeměpisné délce dochází k blokování, pokud jsou splněny následující podmínky pro aspoň jednu hodnotu  $\delta$ :

1.  $GHGS > 0$ , (4)

2.  $GHGN < -10 \text{ m/deg lat}$ . (5)

Druhá podmínka eliminuje situaci, kdy dochází k velkému přesunu západního jet streamu ze středních zeměpisných šířek na jih tak, že je splněna podmínka (4), ale nikoli podmínka (5). Tato situace se všeobecně nepovažuje za blokování (TIBALDI AND MOLTENI, 1990). Vzhledem k přesunu jet streamu na jih, dochází v oblasti kolem 40° s. š. ke snížení tlaku vzduchu a je tedy splněna podmínka (4). Tlakový rozdíl mezi 80° a 60° s. š. už ale není tak výrazný (podmínka (5) není splněna) jako při typické události s blokováním.

## 2.2.5 Klimatologie blokování

Na severní polokouli se vyskytuje blokování ve dvou hlavních regionech, nad Pacifikem a nad Atlantikem. Maximální počet dní s blokováním je ve východní části Atlantiku, zatímco v Pacifiku v jeho západní části. V průběhu roku dochází nad Atlantikem k blokování zejména od února do dubna, zatímco nad Pacifikem je výrazné maximum v lednu. Bylo zjištěno, že dlouhotrvající epizody s blokováním se vyskytují častěji nad Atlantikem než v Pacifické oblasti (LEJENAS AND OKLAND, 1983).

Průměrná roční frekvence blokování, která je definována jako procento počtu dní s blokováním, je větší nad Atlantikem než nad Pacifikem (LEJENAS AND OKLAND, 1983). Maximum nad Atlantikem

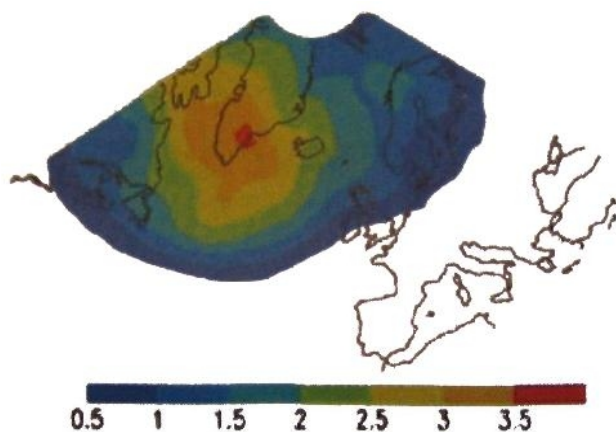


je 8 % na 10° v. d. V Pacifiku se maximum rozkládá v jeho západní a centrální části, kde dosahuje necelých 5 %.

V zimním období nejčastěji dochází k atmosférickému blokování v obou hlavních regionech, a to v severovýchodním Atlantiku a Pacifiku. Maximální hodnoty frekvence blokování v Atlantiku byly zjištěny na východ od Greenwichského poledníku kolem 10° v. d., tedy v oblasti, kde leží Skandinávie. Vyskytují se zejm. od ledna do dubna, přičemž maximální četnost (frekvence) je podle kritérií stanovených v práci LEJENAS AND OKLAND (1983) přibližně 12 % dní. Minimum se vyskytuje na konci léta. V tomto období dosahuje frekvence blokování nad západní a střední Evropou nejvýše 5 %.

Nad Pacifikem dochází během zimy k výraznější změně frekvence s maximem v lednu, kdy dosahuje hodnoty 17 %. Maximum bylo zjištěno nad západní částí Pacifiku. Během ostatních měsíců nad Pacifikem je počet dní s blokováním výrazně nižší než v lednu.

Nad euroatlantickou oblastí zkoumali frekvenci blokování SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009). K určení blokování použili index založený na potenciální vorticitě. V zimních měsících (prosinec až únor) byla zjištěna nejvyšší frekvence blokování nad jihovýchodním Grónskem z reanalýz ERA-40 (Obr. 2.11). Použitím anomálie geopotenciální výšky byla maximální frekvence také v jihovýchodním Grónsku. Naopak TIBALDI AND MOLTENI (1990) nebo LEJENAS AND OKLAND (1983) při použití zonálního indexu zjistili maximum mezi Britskými ostrovy a Skandinávií. Při srovnání frekvence v práci TIBALDI AND MOLTENI (1990) nebo LEJENAS AND OKLAND (1983) s výsledky SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) dochází také k výrazným rozdílům hodnot. V letním období (květen až srpen) je daleko menší frekvence blokování než v zimě. Maximální frekvence z reanalýzy ERA-40 je nad Davisovým průlivem a mezi Grónskem a Islandem (nezobrazeno).



Obr. 2.11: Frekvence blokování (%) nad severním Atlantikem v zimním období (prosinec až únor). Použita byla data z reanalýzy ERA-40 v období 1961-2000. (Zdroj: SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009).

LEJENAS AND OKLAND (1983) zkoumali spojení mezi výskytem blokování v Atlantiku a Pacifiku, avšak toto spojení nebylo prokázáno. Dlouhotrvající epizody s blokováním jsou koncentrovány v určitých geografických regionech.

## 2.3 Vliv atmosférického blokování na počasí

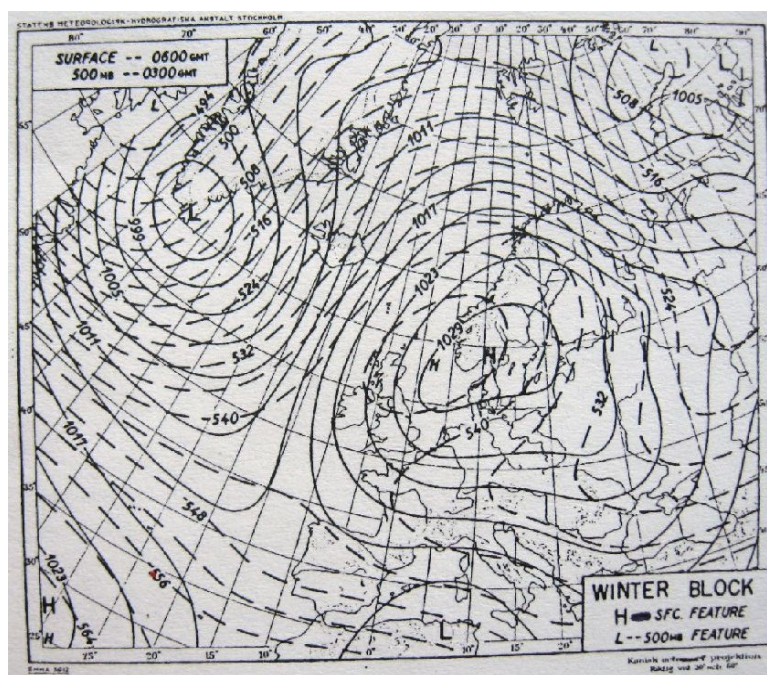
Atmosférické blokování hraje klíčovou roli v proměnlivosti počasí v Evropě, protože má schopnost přerušit dominantní cyklonální západní proudění. Může být zodpovědné za klimatické anomálie a/nebo extrémny. SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) ukázali, že atmosférické blokování v Evropě má trvalý vliv zejména na nízké zimní teploty vzduchu v Evropě.

REX (1951) popisuje průměrné zimní a letní dopady atmosférického blokování nad Atlantikem a Evropou. K analýze dopadů použil pouze 6 reprezentativních případů atmosférického blokování (3 v zimě a 3 v létě). Všechny zmíněné případy blokování se vyskytovaly v téměř stejné oblasti - mezi Britskými ostrovy a Skandinávií. Ačkoliv ve své studii použil malé množství událostí s blokováním, které se navíc vyskytovaly pouze nad omezeným územím, jeho studie dodnes patří k hlavním referencím.

Klimatický dopad atmosférického blokování v zimním období analyzoval i TRIGO ET AL. (2004). Použil data z NCEP/NCAR reanalýz za 40 let (1958-1997). Cílem bylo jednak hodnotit dopady atmosférického blokování na teplotu vzduchu a srážky, dále pak interpretovat tyto změny pomocí anomálií rychlosti větru, vorticity a cyklonality. Většina prací se zabývá pouze analýzou blokování, při němž se vyskytuje kolem blokující tlakové výše meridionální proudění (proudění podél poledníku). TRIGO ET AL. (2004) kromě blokování analyzovali i opačné situace, při kterých dochází k silnému zonálnímu proudění.

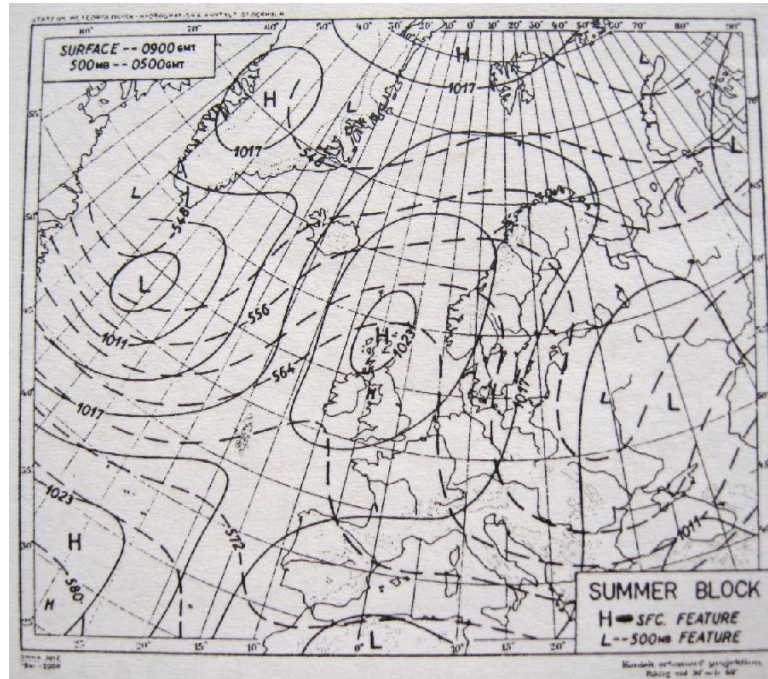
### 2.3.1 Rozdělení tlaku vzduchu při blokování

V zimním období je centrum blokující anticyklóny při povrchu na jihu Skandinávského poloostrova. Anticyklonální cirkulace dominuje téměř nad celou Evropou (Obr. 2.12). Centrum blokující tlakové výše na hladině 500 hPa je však posunuto mírně na západ nad Severní moře. Tento posun naznačuje silný západovýchodní teplotní gradient v zimním období ve spodní troposféře. Hluboká brázda nízkého tlaku vzduchu hladiny 500 hPa se rozšiřuje od Bílého moře přes Rusko a střední Evropu téměř až k francouzskému atlantickému pobřeží (REX, 1951).



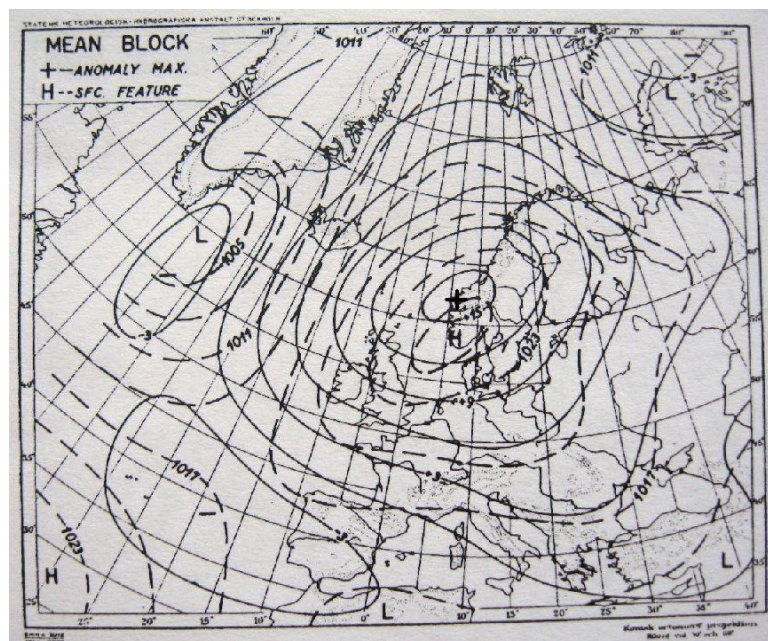
Obr. 2.12: Zimní atmosférické blokování nad Evropou. Rozložení tlaku vzduchu na hladině moře je zobrazeno plnými čarami, absolutní topografií hladiny 500 hPa je znázorněna čárkovaně. (Zdroj: REX, 1951).

Blokující výše v letním období je umístěna nad severním Skotskem (Obr. 2.13). Jak lze očekávat, tlaková níže při povrchu je umístěna v létě nad Ruskem. Je relativně výraznější (dosahuje nižších hodnot tlaku vzduchu) než v zimním období, blokující anticyklóna je relativně slabší než v zimním období. Ve výšce (hladina 500 hPa) je hřeben vysokého tlaku vzduchu a proudění na přední straně tlakové výše je relativně slabší v důsledku méně intenzivní cirkulace během letního období.



Obr. 2.13: Letní atmosférické blokování nad Evropou. Rozložení tlaku vzduchu na hladině moře je zobrazeno plnými čarami, absolutní topografií hladiny 500 hPa je znázorněna čárkovaně. (Zdroj: REX 1951).

Podstatná geometrie bloku zůstává nicméně bez větších změn stejná jak v zimě, tak v létě. Z tohoto důvodu sestrojil REX (1951) reprezentativní mapu průměrného tlaku vzduchu, resp. jeho anomálií na hladině moře při blokování (Obr. 2.14).

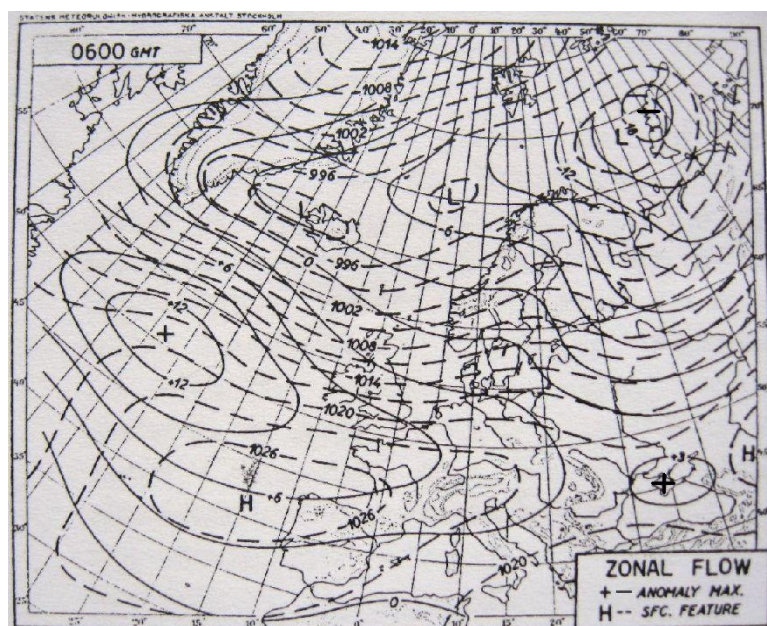


Obr. 2.14: Průměrné atmosférické blokování nad Evropou. Rozložení tlaku vzduchu na hladině moře je zobrazeno čárkovaně, anomálie tlaku vzduchu na hladině moře jsou znázorněny plnými čarami. (Zdroj: REX 1951).

Vypočtené kladné anomálie tlaku vzduchu na hladině moře mají centrum nad jižním Norskem s maximální anomálií 15 hPa v centru. Oblasti nízkého tlaku vzduchu jsou nad jižním cípem

Grónska, ve východní části centrálního Atlantiku a v oblasti Středomoří. Maximum záporných anomálií dosahuje 4-5 hPa v centru každé oblasti.

Aby REX (1951) zdůraznil podstatný rozdíl mezi blokováním a silným zonálním prouděním, sestrojil mapu tlaku vzduchu a anomálií za leden 1949 (Obr. 2.15), kdy se vyskytl příklad silného zonálního proudění.



Obr. 2.15: Příklad silného zonálního proudění v Evropě (leden 1949). Průměrné rozložení tlaku vzduchu na hladině moře pro leden 1949 je zobrazeno čárkovaně, anomálie tlaku vzduchu na hladině moře pro leden 1949 jsou znázorněny plnými čarami. (Zdroj: REX 1951).

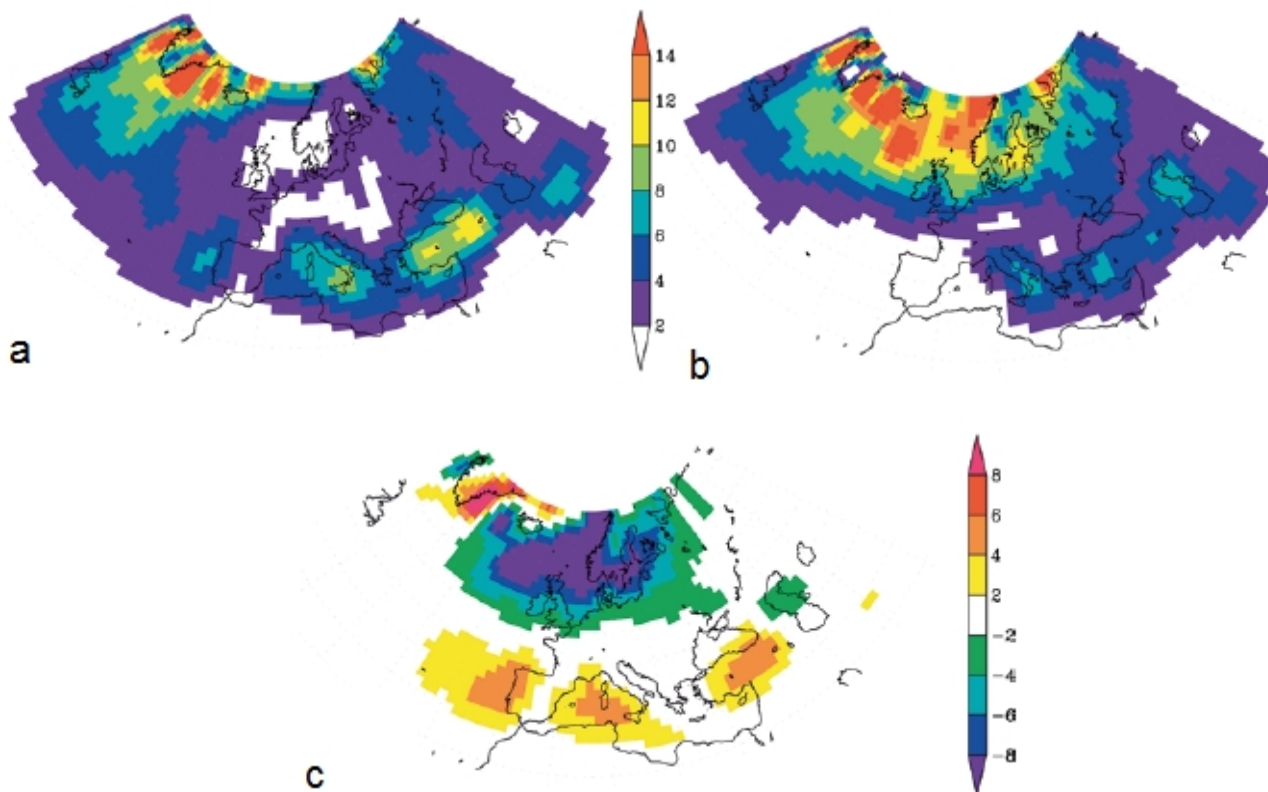
V tomto období (leden 1949) je vyvinutý pás nízkého tlaku vzduchu při hladině moře rozšiřující se od jižního Grónska, přes Island a nejsevernější část Norska až k Nové Zemi. Pás vysokého tlaku vzduchu se rozšiřuje přes centrální Atlantik nad jižní Evropu až k Černému moři. Mezi těmito dvěma pásy je silné západní proudění, které dokládá i zhuštění izohyps mezi těmito pásy.

### 2.3.2 Zimní cyklonalita

TRIGO ET AL. (2004) se zabýval frekvencí cyklón při výskytu blokování v zimním období. Během blokování byl zaznamenán nad severovýchodním Atlantikem, severní a střední Evropou velmi malý počet cyklón. Většina cyklón se pohybovala buď podél západního okraje blokující anticyklóny, tj. mezi Grónskem a Severním ledovým oceánem, nebo jihovýchodně od ní, tj. v prostoru Středomoří nebo Malé Asie. Při blokování dochází tedy k rozdělení cyklonality na dvě odlišné větve (Obr. 2.16a).

Silné zonální proudění je naproti tomu charakteristické vyšším počtem cyklón nad severním

Atlantikem a severní Evropou (Obr. 2.16b). Rozdíl mezi počtem cyklón během blokování a během silného zonálního proudění znázorňuje Obr. 2.16c, na kterém jsou patrné dva zonální pruhy opačného znaménka.

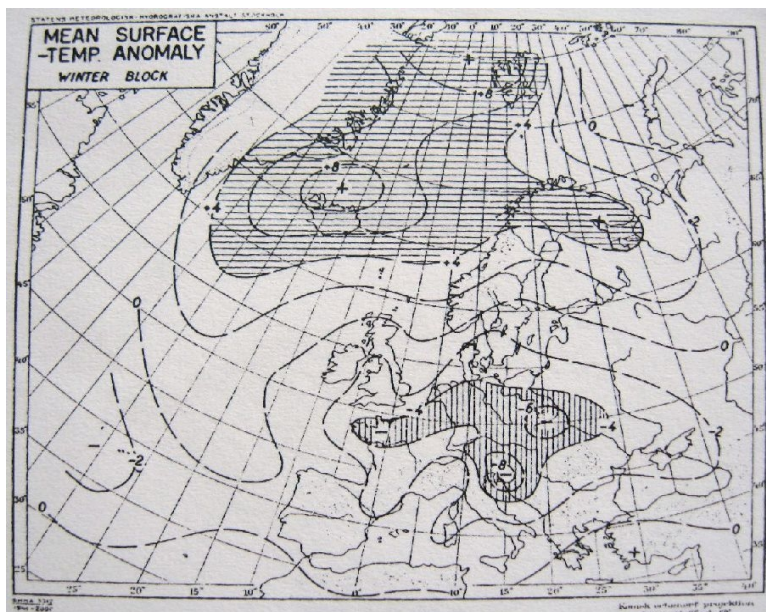


Obr. 2.16: Počet cyklón za zimní období (prosinec až únor) zaznamenané v buňce  $5^\circ \times 5^\circ$  a) během blokování, b) během silného zonálního proudění, c) jejich rozdíl. Normalizováno na počet na cyklón na  $50^\circ$  s. š. (Zdroj: TRIGO ET AL. 2004)

V cyklonalitě v regionu střední Evropy dochází k nepatrným změnám mezi událostmi s blokováním a událostmi, při kterých bylo zaznamenané silném zonálním proudění (Obr. 2.16). Z toho by se dalo usuzovat na malý vliv blokování v euroatlantické oblasti na množství srážek v ČR, popř. v celé střední Evropě.

### 2.3.3 Teplota vzduchu

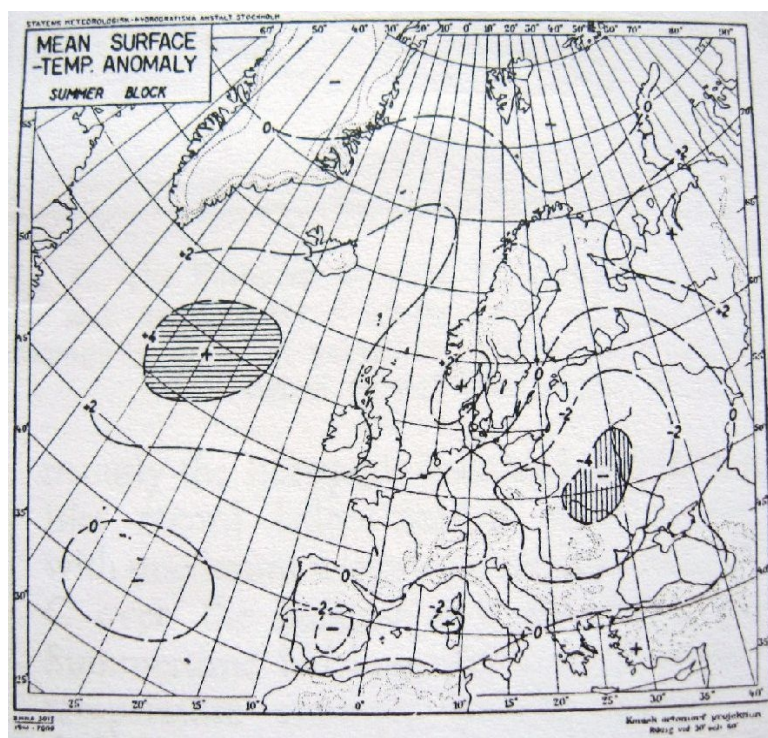
Při zimních situacích s blokováním dominuje kladná anomálie průměrné teploty vzduchu nad celým severním Atlantikem a rozšiřuje se přes Skandinávii daleko na východ až k Uralu (Obr. 2.17). Tyto abnormálně vysoké teploty vzduchu jsou způsobeny prouděním (jak při povrchu, tak ve výšce) teplejšího mořského vzduchu z centrálního Atlantiku kolem blokujícího hřebene vysokého tlaku vzduchu do severozápadního Ruska. Maximální kladná anomálie se vyskytuje nad severní Skandinávií, kde dosahuje hodnot až  $5^\circ\text{C}$ , a nad Špicberky, Islandem a pobřeží východního Grónska, kde dosahuje hodnot až  $8^\circ\text{C}$ .



Obr. 2.17: Průměrné zimní anomálie teploty vzduchu při blokování. Interval izanomálií je 2 °C. Oblast, kde jsou anomálie větší než 4 °C, je zobrazena horizontálním šrafováním. Vertikálním šrafováním znázorňuje oblast, kde jsou anomálie nižší než -4 °C pod zimním normálem. (Zdroj: REX, 1951).

Záporná anomálie dominuje nad evropským kontinentem a jihozápadním Ruskem s maximem nad Balkánem a střední Evropou (Obr. 2.17). Nízké teploty vzduchu jsou způsobeny advekcí studených polárních nebo arktických vzduchových hmot z Bílého moře – Nové Země přes západní Rusko do střední Evropy. Advekce je způsobena anticyklonálním prouděním kolem východní strany blokující anticyklóny. Nulová izanomálie je přibližně orientována výchozím směrem kromě Atlantiku (REX, 1951).

V letním období jsou oblasti anomálií posunuty na jih a otočeny proti směru hodinových ručiček oproti zimním anomáliím. (srovnej Obr. 2.17 s Obr. 2.18). V oblasti Středozeří jsou pozorovány záporné anomálie. Kladné anomálie dominují v severních zeměpisných šířkách, záporné anomálie jsou pozorovány nad jižní a střední Evropou a západním Ruskem. Nulová izanomálie tedy probíhá podél severozápadního pobřeží evropského kontinentu kromě Francie, kde je posunuta daleko do vnitrozemí (Obr. 2.18).



Obr. 2.18: Průměrná letní teplota při blokování. Interval linií anomálií je 2 °C. Oblast, kde jsou anomálie větší než 4 °C, je zobrazena horizontálním šrafováním. Oblast s vertikálním šrafováním znázorňuje oblast, kde jsou anomálie nižší než -4 °C pod letním normálem. (Zdroj: REX, 1951).

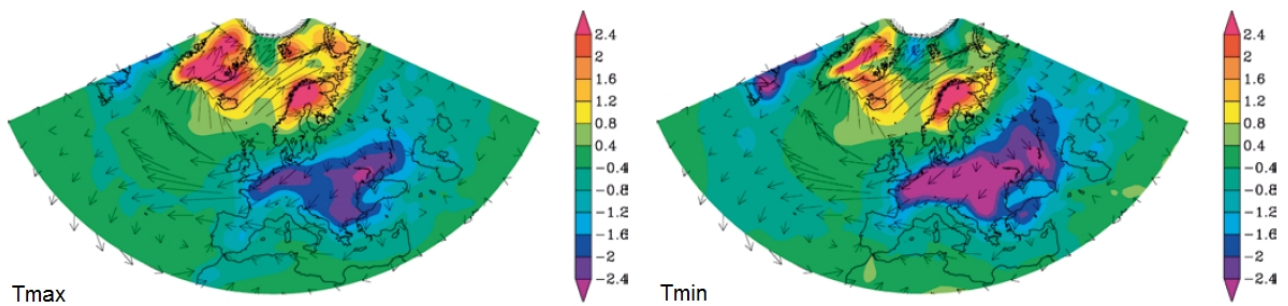
Maximální kladná anomálie nad 4 °C je nad Atlantikem, jižně od Islandu, a nad 3 °C nad jižním Norskem a severozápadním Ruskem. Atmosférické blokování v létě (srpen a začátek září) roku 1947 způsobilo téměř katastrofální ablací (odtávání) ledovců ve Skandinávii (REX, 1951). Záporná anomálie dosahuje hodnot až -5 °C nad jihozápadním Ruskem a -3 °C nad Španělskem (REX, 1951).

Letní teplotní anomálie vzduchu při blokování nedosahují tak extrémních hodnot jako během zimy. Je to způsobeno menší intenzitou letní cirkulace (REX, 1951).

Výskyt anomálií při blokování jak v zimním, tak v letním období souvisí s průměrným uspořádáním izoterm nad Evropou a s výskytem anticyklonálního proudění. Teplotní pole nad Evropou, které v letním období odpovídá většímu oteplování kontinentu a naopak v zimním období uvolňováním tepla z Atlantiku, se posouvá vlivem anticyklonálního proudění při blokování.

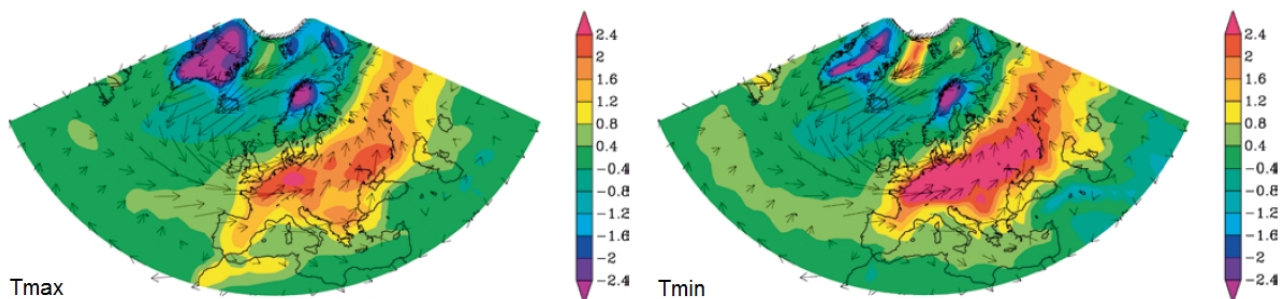
TRIGO ET AL. (2004) analyzuje dopady atmosférického blokování na denní maximální teploty vzduchu a denní minimální teploty vzduchu v zimním období (prosinec až únor). Výsledky analýzy jsou prezentovány na Obr. 2.19.





Obr. 2.19: Anomálie denních maximálních teplot vzduchu a denních minimálních teplot vzduchu ( $^{\circ}\text{C}$ ) během atmosférického blokování. Šípkami jsou znázorněny anomálie rychlosti větru v 10 m nad povrchem ( $\text{ms}^{-1}$ ). (Zdroj: TRIGO ET AL., 2004)

Během událostí s blokováním dochází k zeslabení meridionálního gradientu tlaku vzduchu na hladině moře (SLP, sea level pressure), což podporuje advekci studeného vzduchu z Ruska nad celý evropský kontinent. To je v souladu se zápornými anomáliemi jak denní minimální teploty vzduchu, tak denní maximální teploty vzduchu (Obr. 2.19). Velikost a rozsah silné záporné anomálie denní minimální teploty vzduchu nad střední Evropou je zřetelně větší než anomálie denní maximální teploty vzduchu. Tato diference je způsobena malou oblačností nad tímto regionem při blokování. Dochází tedy k nočnímu dlouhovlnnému vyzařování, resp. ochlazování. Prostorový rozsah záporných anomálií denních maximálních teplot vzduchu v rozmezí od  $-0,4$  až  $-1,6$   $^{\circ}\text{C}$  sahá až nad severní Afriku (Maroko, Alžírsko). Souvisí to se zřejmě zvětšením cyklonality nad Středomořím při blokování, což je spojeno s větším množstvím oblačnosti. Při zvýšené oblačnosti ve dne je sníženo oteplování krátkovlnnou sluneční radiací, zatímco v noci dochází k zesílení skleníkového efektu, který částečně vyrovnává advekci studeného polárního vzduchu, což přináší malé anomálie noční denní minimální teploty vzduchu. Kladné anomálie nad Grónskem, severní Skandinávií a severním Atlantikem jsou způsobeny advekci teplého vlhkého vzduchu spodní troposféry z Atlantiku.



Obr. 2.20: Anomálie denních maximálních teplot a denních minimálních teplot ( $^{\circ}\text{C}$ ) při zesíleném zonálním proudění. Šípkami jsou znázorněny anomálie rychlosti větru v 10 m nad povrchem ( $\text{ms}^{-1}$ ). (Zdroj: TRIGO ET AL. 2004)

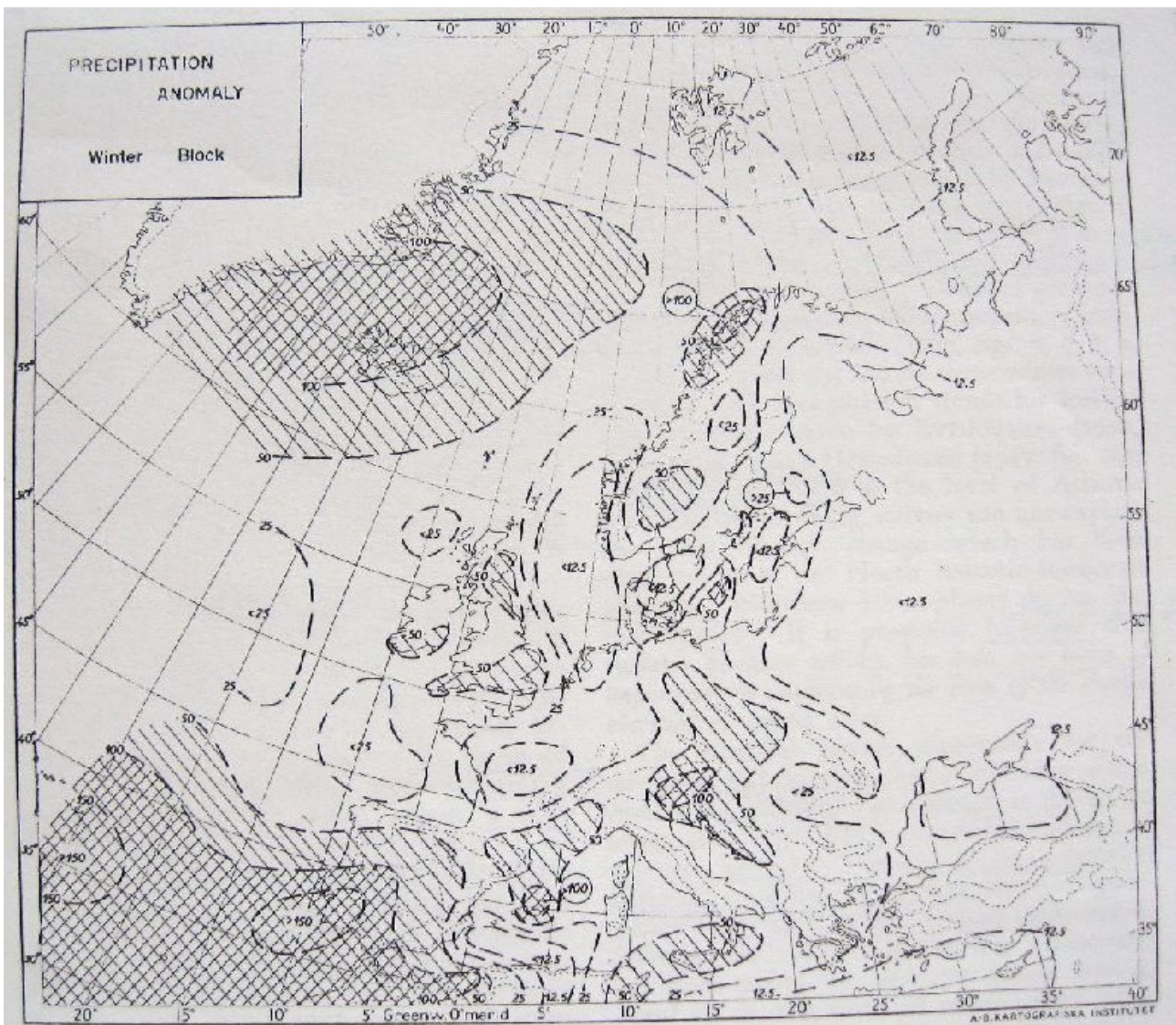
Při opačné situaci, během silného zonálního proudění meridionální tlakový gradient roste, což

přispívá k zesílení západního proudění. V důsledku silného západního proudění dochází k advekci teplého vlhkého vzduchu do Evropy (Obr. 2.20). To je v souladu se zvýšeným počtem mimotropických cyklón na severu Evropy a se silnými kladnými teplotními anomáliemi vzduchu od Francie až k západnímu Rusku. Prostorový rozsah kladných anomálií je větší pro denní maximální teploty vzduchu, zatímco velikost je větší pro denní minimální teploty vzduchu. Podobně jako při blokování to souvisí s množstvím oblačnosti, která je spojena s dráhou cyklón během silného zonálního proudění. Slabé studené anomálie jsou zaznamenány jak u denní minimální teploty vzduchu, tak u denní maximální teploty vzduchu nad Grónskem a severní Skandinávií, což je důsledkem advekce arktického vzduchu.

Závěry prezentované v práci REX (1951) jsou ve srovnání s výsledky publikovanými v práci TRIGO ET AL. (2004) docela shodné, ačkoliv Rex neprezentuje oblast zimní záporné teplotní anomálie, která je prodloužena na východ do Ruska (TRIGO ET AL., 2004). Dále malý počet případů vede k extrémním hodnotám (kladným či záporným) ve srovnání s výsledky od práce TRIGO ET AL. (2004).

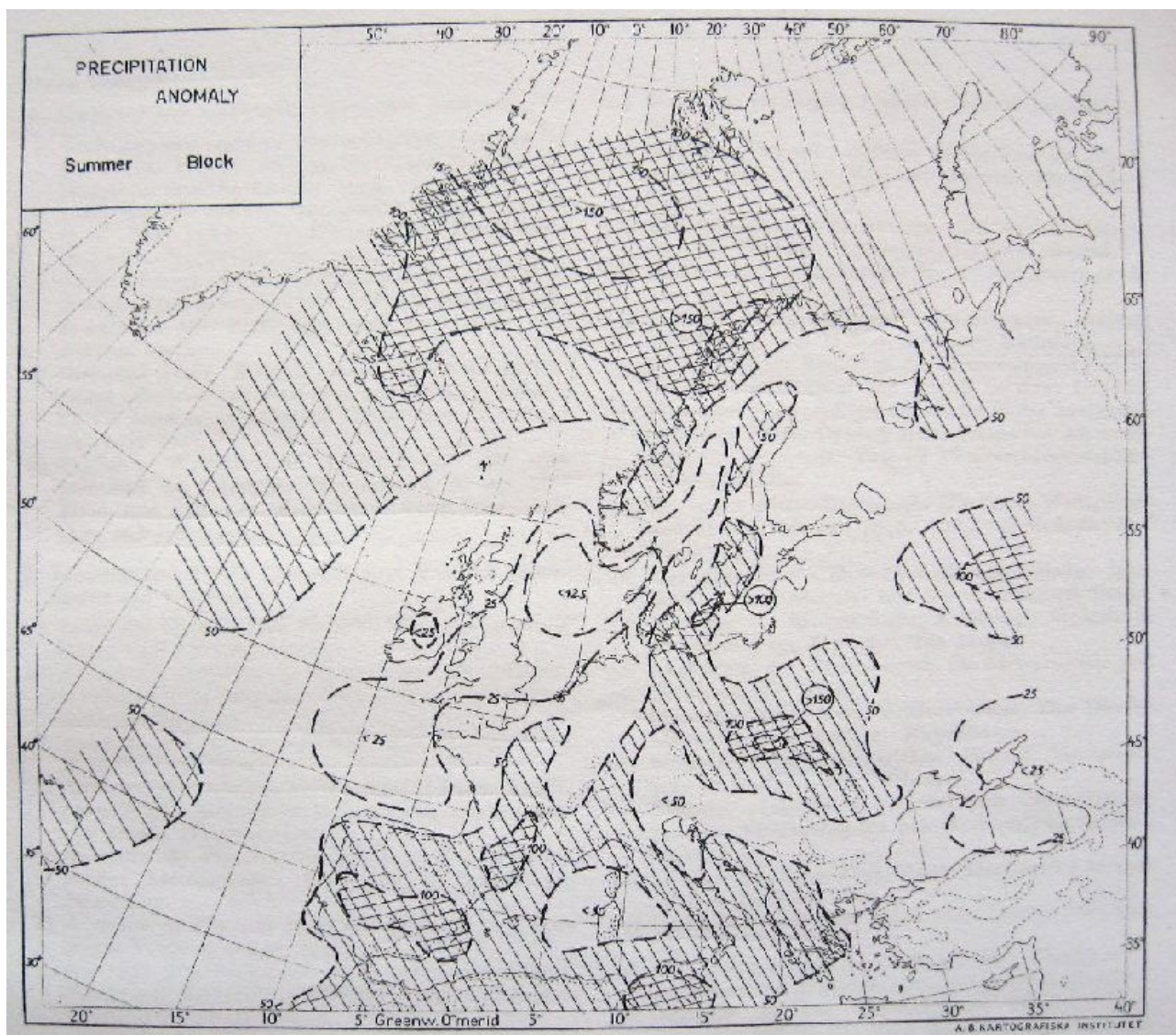
#### **2.3.4 Srážky**

Srážky jsou při blokování obecně sníženy nad celou euroasijskou oblastí, a to jak v zimním, tak v letním období. Normální nebo vyšší než normální srážky jsou pozorovány hlavně nad severním Atlantikem, severozápadním Norskem, ve východní části centrálního Atlantiku a na západním pobřeží Středozeří (Obr. 2.21). Distribuce srážek je spojena s dvěma hlavními trasami cyklón při blokování (Obr. 2.16a). Kontinentální oblasti s normálním nebo vyšším úhrnem srážek jsou omezeny na ojedinělé pobřežní oblasti a horské oblasti.



Obr. 2.21: Zimní anomálie srážek při blokování. Linie anomálií zobrazují 12,5, 25, 50, 100, 150 a 200 % normálu. Oblast, kde jsou nadprůměrné úhrny srážek (nad 100 %), je zobrazena dvojitým šrafováním. Jednoduché šrafování znázorňuje oblast, kde je množství srážek mezi 50 a 100 % normálu. (Zdroj: REX, 1951).

Při srovnání letních a zimních anomálií (srovnej Obr. 2.21 a Obr. 2.22) se ukazuje spíše dobrý soulad v rozložení srážek (v geometrii), i když rozdíly jsou větší než mezi odpovídajícími sezónními teplotními anomáliemi vzduchu. Je to dáno malým počtem událostí a větší prostorovou heterogenitou srážek.



Obr. 2.22: Letní anomálie srážek při blokování. Linie anomálií zobrazují 12,5, 25, 50, 100, 150 a 200 % normálu. Oblast, kde jsou nadprůměrné úhrny srážek (nad 100 %), je zobrazena dvojitým šrafováním. Jednoduché šrafování znázorňuje oblast, kde je množství srážek mezi 50 a 100 % normálu. (Zdroj: REX, 1951).

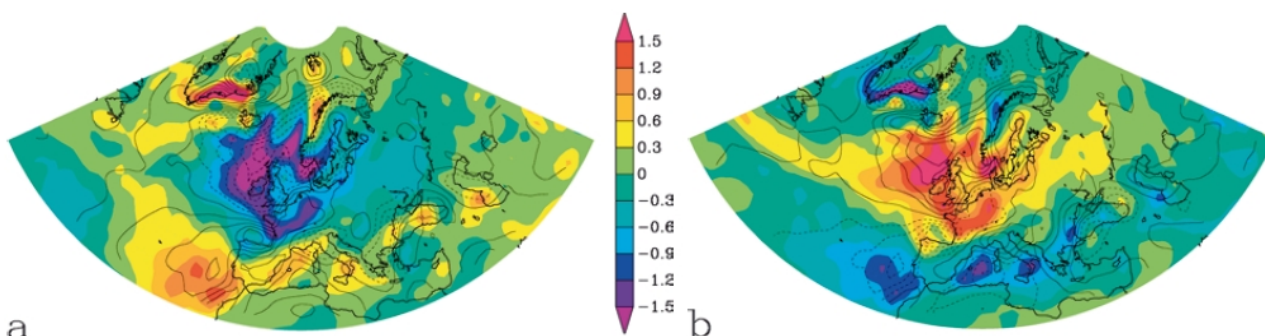
REX (1951) zmiňuje následující rozdíly v sezónním rozložení srážek při blokování:

- Švédské východní pobřeží: V létě tlaková níže nad západní částí Ruska způsobuje vzrůst pobřežních větrů (z moře na pevninu). To má za následek zvýšení srážek v této oblasti (Obr. 2.22).
- Britské ostrovy: Letní případy blokování jsou charakteristické slabými severními větry, které způsobují extrémně nedostatečné srážky (Obr. 2.22). V zimě při blokování produkují východní až jihovýchodní větry snížené množství srážek podél jižního a východního (návětrného) pobřeží a ve vrchovinách (Obr. 2.21).
- Balkán: Nad Balkánem je pozorován posun větrů. Při letním blokování dominují severní větry, v zimě východní větry. Tento posun je doprovázený i přesunem oblasti maximálních srážkových

úhrnů ze severních svahů Karpat v letním období (Obr. 2.22) na východní svahy Alp v zimní období (Obr. 2.21).

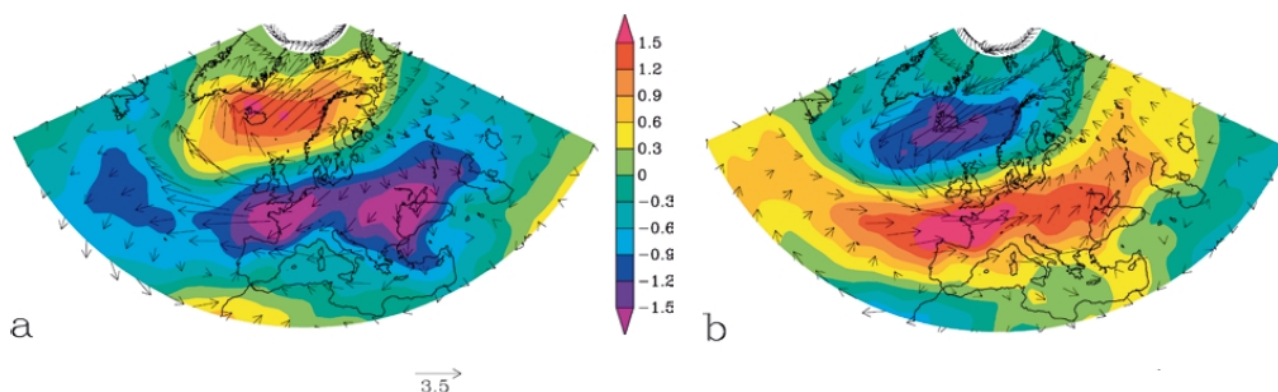
- Centrální Rusko: Více vyvinutá tlaková níže nad západním Ruskem v letním období produkuje zvýšené množství srážek nad centrálním Ruskem. Teplý vlhký vzduch přináší jižní větry z Černého moře.
- V letním období dochází ke snížení počtu cyklón putujících do Středozeří skrze jižní větev trasy cyklón (Obr. 2.22) a tedy ke zmenšení úhrnu srážek ve Středozeří.

Později se zabývali vlivem blokování na distribuci srážek TRIGO ET AL. (2004). Ve své studii hodnotili dvě proměnné, a to intenzitu srážek (precipitation rate) a celkový obsah vody v atmosféře (precipitable water) v zimním období. Také oni zjistili, že při blokování dochází k zeslabení srážek kolem Britských ostrovů a naopak srážkově bohatší region je Pyrenejský poloostrov a jihovýchodní pobřeží Grónska (srovnej Obr. 2.23a s Obr. 2.21). Na východním pobřeží Grónska se projevuje návětrný efekt, protože při blokování dochází k advekci teplého vlhkého vzduchu na hornaté pobřeží.



Obr. 2.23: Zimní anomálie množství srážek (mm/den) a) během blokování, b) při silném zonálním proudění. Plné izolinie znázorňují anomálie kladné vorticity, čárkované anomálie záporné vorticity. (Zdroj: TRIGO ET AL., 2004)

Při zesíleném zonálním proudění jsou naopak srážkově bohatší Britské ostrovy a západní Evropa, méně srážek je nad Pyrenejským poloostrovem a jihovýchodním pobřeží Grónska (Obr. 2.23b). Distribuce vlhkosti v zimě je dobře patrná z následujících obrázků (Obr. 2.24). Obsah vodní páry v atmosféře je spojen hlavně s její teplotou (Obr. 2.19, Obr. 2.20).

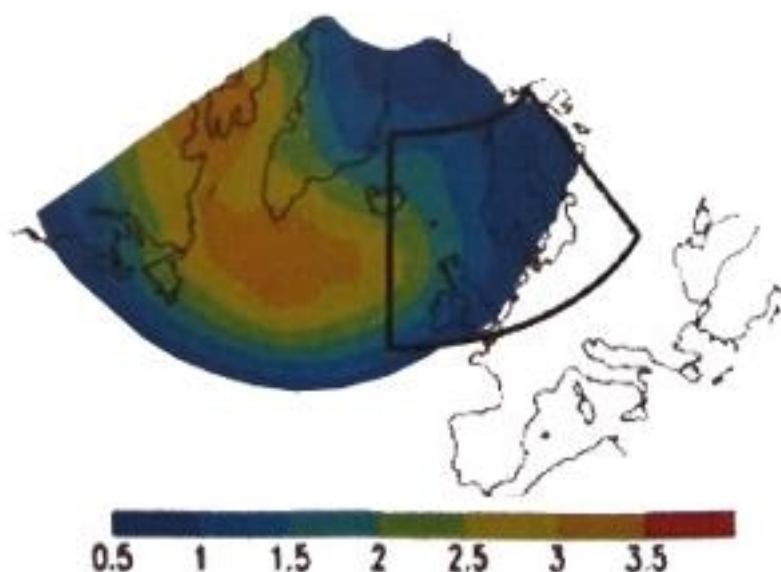


Obr. 2.24: Zimní anomálie obsahu vodní páry (mm/den) a) během blokování, b) při silném zonálním proudění. Šipkami jsou znázorněny anomálie rychlosti větru v 10 m nad povrchem ( $\text{ms}^{-1}$ ). (Zdroj: TRIGO ET AL., 2004)

TRIGO ET AL. (2004) dále diskutují rozdíly mezi obsahem vodní páry v atmosféře a srážkami. Příčinu vzniku srážek spatřují v nutné přítomnosti vertikálních pohybů, a to zejména cirkulaci v cyklónách. Ke kondenzaci vody v atmosféře je zapotřebí výzdvih vzduchu, který se děje různými mechanismy, ale zejména díky cirkulaci v cyklónách (kladná vorticity). Anomálie množství srážek jsou tedy spojeny s anomáliemi vorticity (Obr. 2.23). Anomálie kladné vorticity je nad regionem s vyšším množstvím srážek, záporné vorticity nad regionem s nižším množstvím srážek (Obr. 2.23). Nad některými oblastmi tento vztah však neplatí, protože záleží také na obsahu vodní páry (Obr. 2.24). Například nad Biskajským zálivem během blokování je silná anomálie kladné vorticity, ale vlhkost je silně snížena, proto zde nejsou zaznamenány kladné anomálie srážek.

## 2.4 Vliv atmosférického blokování v zimě v budoucím klimatu

Změnami frekvence atmosférického blokování a jejího vztahu k počasí, zejména k meteorologickým extrémům, v budoucím klimatu Evropy se zabývali SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009). Používají model ECHAM5, přičemž za současné klima uvažovali období 1961-2000. Analýza budoucího klimatu je založena na průměru ansámblu scénáře A1B v období 2160-2199. V budoucnu letní události s blokováním výrazně poklesnou. Dojde k úplnému rozplynutí maxima nad Davisovým průlivem a ke snížení a posunu maxima mezi Grónskem a Islandem na jihozápad (SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009; nezobrazeno). V zimním období se maximální frekvence blokování sníží v euroatlantické oblasti. Podle výpočtu klimatického modelu v blízkosti Evropy dojde v budoucnu v zimním období (prosinec až únor) k mírnému zvýšení frekvence blokování (srovnej Obr. 2.11 a Obr. 2.25) a také k nárůstu doby trvání událostí s blokováním (nezobrazeno).

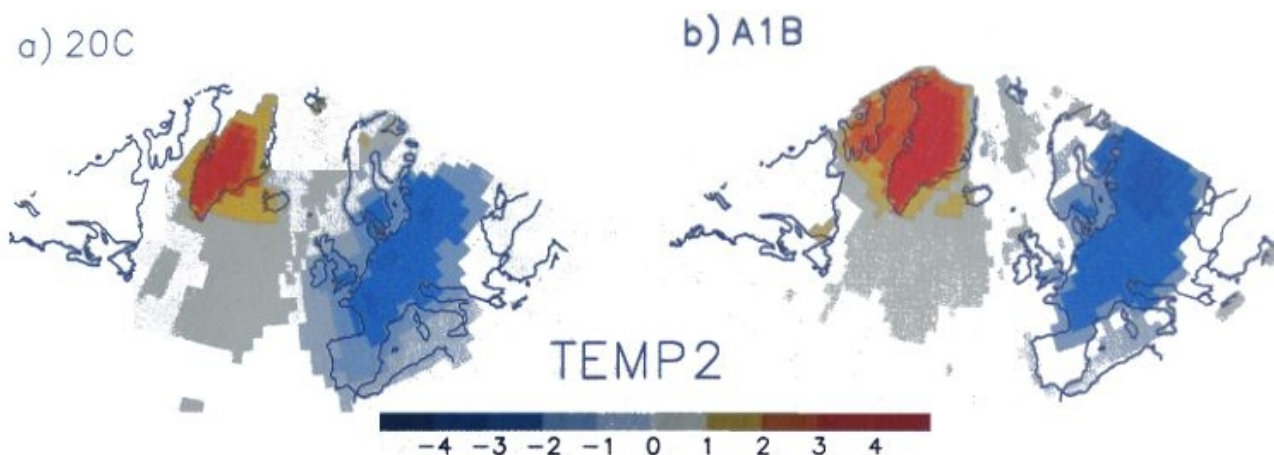


Obr. 2.25: Frekvence blokování v budoucím klimatu v zimním období. Černý rámeček znázorňuje oblast výskytu blokování v blízkosti Evropy. (Zdroj: SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009).

Zkoumali korelace mezi blokováním v blízkosti Evropy a meteorologickými veličinami. Zaměřili se pouze na zimní období, protože v létě jsou korelace statisticky nevýznamné.

Anomálie teploty vzduchu jsou patrné v budoucím klimatu podle scénáře A1B, dokonce jsou i zesílené. Jsou však posunuty mírně na sever a záporné anomálie navíc ještě na východ tak, že už nezasahují Iberský poloostrov (Obr. 2.26b).

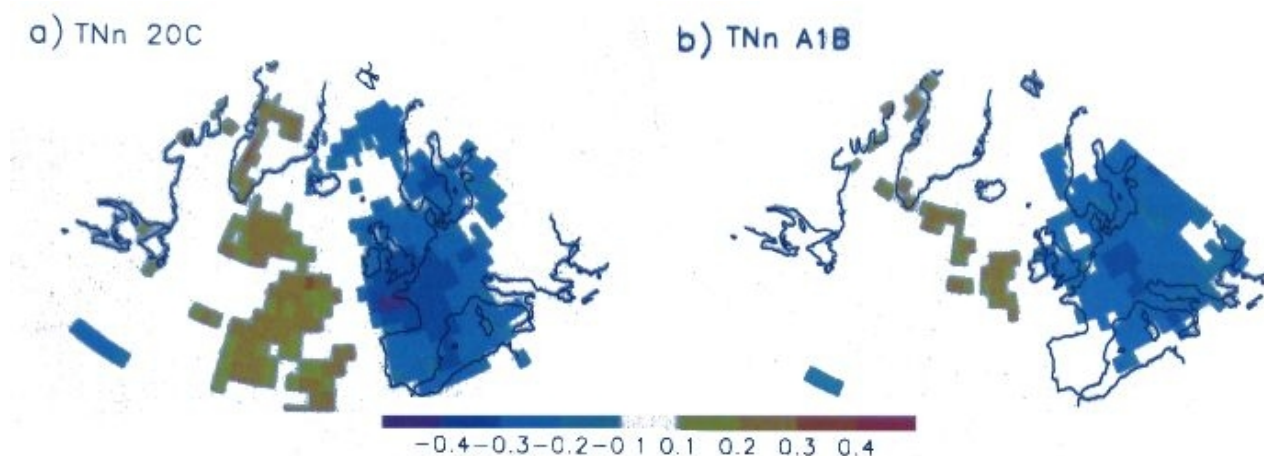
Anomálie srážek v souvislosti s atmosférickým blokováním (viz kap. 2.3.4) podle SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) taktéž zesílí v budoucím klimatu (nezobrazeno). Negativní anomálie jsou kolem Britských ostrovů, kde jsou obecně vysoké úhrny srážek v zimním období. Kladné anomálie srážek se vyskytují kolem blokující výše na pobřeží Grónska a v jižní části severního Atlantiku.



Obr. 2.26: Anomálie teploty [K] během blokování v zimě pro období a) 1961-2000, b) A1B. (Zdroj: SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009).

Kromě vlivu blokování na průměrné klima se práce SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) zabývala i vlivem blokování na meteorologickými extrémami. Studovali vybrané měsíční ukazatele jako minimální a maximální teploty vzduchu v měsíci a maximální 5-denní úhrny srážek v měsíci. SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009) provedli korelační analýzu, aby zjistili spojení mezi blokováním v zimním období v blízkosti Evropy a vybranými měsíčními indexy extremity.

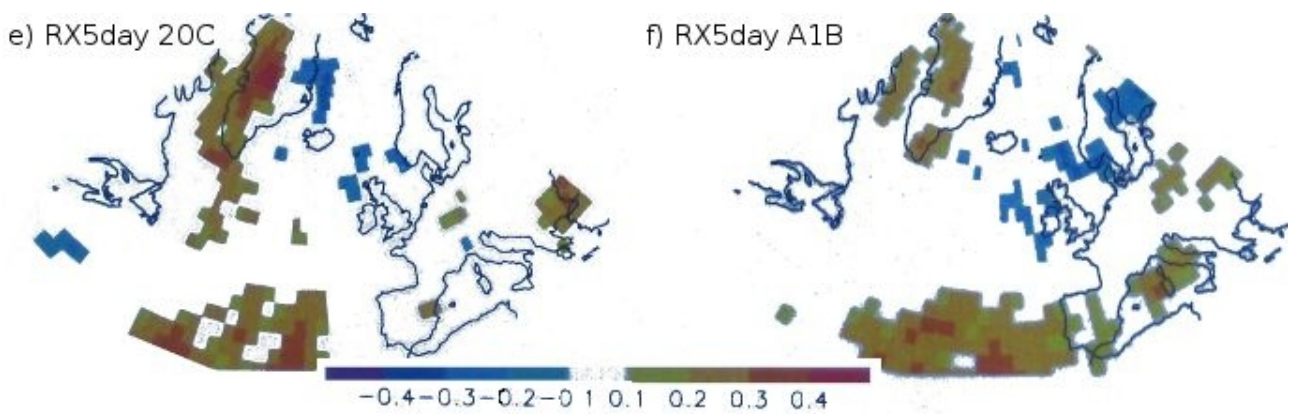
Záporná korelace mezi blokováním a minimální teplotou vzduchu sahající od Středozeří do severní Evropy poukazuje na velmi nízké zimní teploty vzduchu. V budoucnu (podle scénáře A1B) tato struktura se posune na severovýchod tak, že Iberský poloostrov už nebude ovlivňován událostmi s blokováním (Obr. 2.27). V současnosti korelace mezi blokováním a maximální teplotou vzduchu je nad Evropou nevýznamná. V budoucnu bude zesilovat a taktéž se posunovat na severovýchod. Pozitivní korelace maximální teploty vzduchu a blokování vyskytující se nad Grónskem se bude objevovat i budoucnu (nezobrazeno).



Obr. 2.27: Korelace mezi frekvencí blokování v blízkosti Evropy a minimální teplotou pro období a) 1961-2000, b) A1B. (Zdroj: SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009).

Podle scénáře A1B je větší záporná korelace nad Evropou mezi indexem maximálních 5-denních srážek a blokování než v současném klimatu (Obr. 2.28). Nejde však o souvislou oblast, jak tomu je v případě kladné korelace nad Grónskem a v budoucím klimatu zejména v jižní části severního Atlantiku a ve Středozeří.





Obr. 2.28: Korelace mezi frekvencí blokování v blízkosti Evropy a maximálními úhrny 5-denních srážek pro období a) 1961-2000, b) A1B. (Zdroj: SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009).

Díky severovýchodnímu posunu blokovacích struktur a zvýšení maximální doby trvání blokování, můžeme nadále očekávat zejména studené zimní extrémy v budoucím klimatu (SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009). Vliv blokování na budoucí zimní klima v Evropě přetrvá.

## 3 Data a metodiky

### 3.1 Meteorologické reanalýzy

V diplomové práci byla použita data z reanalýzy ECMWF ERA-40. Reanalýza je analýza dat z pozorování v minulosti, která používá stálý systém asimilace dat (UPPALA ET AL., 2005). Asimilace dat (data assimilation) je kombinace různých dat do jednoho konzistentního popisu fyzikálního systému jako je atmosféra (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2010), přičemž konzistentní znamená v co nejlepším souladu s realitou. Přiblížení se k reálnému stavu znamená korekci odhadu (background forecast) naměřenými daty (PECHA A HOFMAN, 2007). Asimilace atmosférických dat zahrnuje řadu kroků, ve kterých jsou krátkodobé předpovědi (background forecast) kombinovány s pozorováním (měřením) (UPPALA ET AL., 2005).

Reanalýza ERA-40 byla vytvořena Evropským centrem pro střednědobé předpovědi (ECMWF) ve spolupráci s mnoha institucemi. Reanalýza meteorologických pozorování zahrnuje 45-leté období (UPPALA ET AL., 2005). Poskytuje kompletní globální gridová data. Obsahuje i mnoho odvozených meteorologických veličin, které většinou chybí v přímých pozorování (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2010).

První pokus asimilace dat k vytvoření globálních analýz pozorování (The First GARP Global Experiment) se konal v roce 1979. Od té doby asimilace globálních dat poskytovala počáteční podmínky atmosféry pro operativní předpovědní modely. Analýzy měly mnoho nedostatků, které se v průběhu času napravovaly. Tím bylo potlačeno použití analýz ve výzkumu nízkofrekvenční klimatické variability a ve výzkumu klimatických změn. To vedlo k navržení reanalýzy dat z minulosti, při které byl použit stálý systém asimilace dat. Vznikly tři projekty reanalýz. NCEP ve spolupráci s NCAR vytvářejí reanalýzu dat od roku 1948. Některé produkty ve formě přehledných map NCEP/NCAR reanalýzy pro Evropu jsou dostupné na webové adrese <http://www.wetterzentrale.de>. ECMWF vytvořilo 15-letou reanalýzu ERA-15, která začíná v roce 1979. Také v NASA, resp. v oddělení pro asimilaci dat (Data Assimilation Office), vznikla 16-letá reanalýza, která byla realizována od dubna roku 1980.

Tyto první generace reanalýz byly velice úspěšné, i když měly celou řadu nedostatků. ERA-40 je druhá generace reanalýzy realizované ECMWF. Cílem bylo vytvářet nejlepší možné reanalýzy s ohledem na měnící se pozorovací systém a dostupnost výpočetní techniky. Začala v září v roce

1957 a trvala až do srpna 2002. Systém asimilace dat použitý v ERA-40 je založen na verzi softwaru asimilace dat a předpovědního systému (forecasting system) ECMWF, který byl vytvořen v polovině roku 2001. Jako zdroj dat byly použity radiosondy, pilotované balóny, letadla, oceánské meteorologické bóje, oceánské meteorologické lodě a data poskytované satelitními přístroji jako např. scatterometr. Scatterometr je druh radaru, který je navržen tak, aby mohl měřit rychlost a směr větru při povrchu nad oceánem ([winds.jpl.nasa.gov/aboutScat/index.cfm](http://winds.jpl.nasa.gov/aboutScat/index.cfm)). Byla vytvořena z většího množství dat, zejména byla použita satelitní data. Během celé periody reanalýzy ERA-40 docházelo ke zlepšování systému pozorování. To potvrzují i výsledky z NCEP/NCAR reanalýz nebo z ERA-15. Asimilační model v ERA-40 používá Gaussův grid s téměř stálou velikostí buňky kolem 125 km. Skládá se z 60 vertikálních hladin a používá hybridní vertikální souřadnice. Poskytuje data s vyšším horizontálním a vyšším vertikálním rozlišením v planetární mezní vrstvě atmosféry a ve stratosféře než poskytují starší reanalýzy.

Reanalýza ERA-40 poskytuje ve většině ohledech lepší produkty než reanalýzy první generace jako ERA-15 nebo NCEP/NCAR. Hlavním důvodem zlepšení byla lepší asimilace dat. Data vytvořená v projektu ERA-40 jsou veřejně přístupná on-line v rozlišení  $2,5^\circ$  na webových stránkách <http://data.ecmwf.int/data>. I přes některé nedostatky ERA-40 přispěla ke studiu atmosférických procesů a k výzkumu variability a prediktability klimatu.

V diplomové práci jsem použil z reanalýzy ERA-40 data geopotenciálních výšek hladiny 500 hPa. V analýze blokování jsem se omezil na 12:00 UTC, protože geopotenciální výška hladiny 500 hPa prakticky nevykazuje denní chod. Byl použit celý rozsah reanalýzy pokrývající období od 1.9.1957 do 31.8.2002 s omezením na euroatlantickou oblast (od  $30^\circ$  z. d. do  $40^\circ$  v. d. a od  $85^\circ$  s. š. do  $30^\circ$  s. š.) s horizontálním rozlišením  $2,5^\circ$ . Z důvodu použitého indexu blokování podle CPC (viz kap. 2.2.4 Index blokování) byly uvažovány poledníky a rovnoběžky celých násobků  $5^\circ$ .

## 3.2 Atmosférické blokování

Pro hodnocení blokování jsem použil index blokování podle CPC, který se skládá ze dvou gradientů: severní gradient geopotenciální výšky (geopotential height gradient north, GHGN) a jižní gradient geopotenciální výšky (geopotential height gradient south, GHGS). Oba gradienty nabývají třech hodnot pro každou zeměpisnou délku podle hodnoty delta, viz vztahy (2), (3). Pokud u obou gradientů současně alespoň jedna hodnota gradientu splňuje danou podmínku ((4) pro GHGS, (5) pro GHGN), dochází na dané zeměpisné délce k blokování (viz kap. 2.2.4 Index blokování).

V prezentovaných výsledcích byla použita frekvence blokování, resp. relativní četnost blokování. Frekvence blokování je definovaná jako procento počtu dní, kdy dochází k blokování. S ohledem na přehlednost byla frekvence blokování zobrazena pomocí Hovmöllerova diagramu. Hovmöllerův diagram zobrazuje změny hodnot podél určité linie v čase. Obvykle je čas znázorněn na jedné ose a zeměpisná délka na druhé. Tento graf vyjadřuje průběh atmosférických vlastností po dlouhou dobu (AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2010).

Kromě frekvence blokování byla zkoumána i síla blokování, pro níž byl použit maximální GHGS. Intervaly síly hodnot byly vybrány subjektivně.

Do hodnocení meziroční variability nebyla použita data za rok 1957 a 2002, protože obsahovala pouze část roku. Pomocí Hovmöllerova diagramu byly poté vyjádřeny procentuální odchylky četnosti blokování v různých letech od průměru na dané zeměpisné délce. Vzhledem k větší závislosti mezi blokováním a meteorologickými veličinami, zejména teplotou vzduchu, v zimním období (SILLMANN, J., AND CROCI-MASPOLI, M., 2009), byl vytvořen podobný graf variability počtu dní s blokováním v zimě. Byla také zkoumána meziroční variabilita v celé sledované oblasti pomocí součtové křivky.

### 3.3 Data o počasí v ČR

#### 3.3.1 Průměrné měsíční teploty vzduchu a úhrny srážek

K hodnocení vztahu mezi blokováním a počasím v ČR byla použita data průměrných měsíčních teplot vzduchu v Praze-Klementinu a průměrných měsíčních úhrnů srážek v ČR. Data poskytl ČHMÚ. Omezil jsem se pouze na období, kdy byly k dispozici data z reanalýzy ERA-40.

Bylo však nutné data očistit od vlivu ročního chodu, protože sezónní změny by překryly vliv blokování. Nejprve byla pro každý měsíc spočtena průměrná absolutní odchylka od průměru stanoveného ze 45 hodnot. Poté se průměrná měsíční teplota vzduchu, resp. množství srážek, vydělila průměrnou měsíční absolutní odchylkou, abychom získali "čistá" data, které můžeme korelovat. Postup výpočtu je také patrný z následujícího vzorce.

$$T_M^* = \frac{T_M}{|T_M - \overline{T_M}|}, \quad (6)$$

kde  $T_M^*$  je průměrná měsíční teplota vzduchu očištěná od ročního chodu,  $T_M$  je průměrná

měsíční teplota vzduchu v daném měsíci,  $\overline{T_M}$  je průměrná měsíční teplota vzduchu kalendářního měsíce stanovená ze 45 hodnot  $T_M$ ,  $|\overline{T_M - \overline{T_M}}|$  je průměrná absolutní odchylka pro daný kalendářní měsíc.

### 3.3.2 Mimořádně chladné a teplé zimní měsíce

Blokování má vliv především na zimní počasí v Evropě (SILLMANN AND CROCI-MASPOLI, 2009). Z tohoto důvodu bylo vybráno 20 nejchladnějších a 20 nejteplejších zimních měsíců podle průměrné měsíční teploty vzduchu v Praze-Klementinu očištěné od vlivu ročního chodu. V těchto měsících byla hodnocena relativní četnost atmosférického blokování nad celou euroatlantickou oblastí.

### 3.3.3 Případy vysokých rychlostí větru v ČR

Silnými větry nad ČR a jejich synoptickou analýzou se zabýval BRÁZDIL ET AL. (2004). Z hlediska původu se rozdělují silné větry na větry, jejichž původ souvisí s konvektivní aktivitou (označují se jako konvektivní bouře), a větry způsobené silným horizontálním tlakovým gradientem (označují se jako větrné bouře, angl. windstorms). Během konvektivních bouří, zejména při výskytu bouřek v letním období, se může náhle zvýšit rychlost větru. Tyto situace se označují jako húlavy (angl. squalls).

BRÁZDIL ET AL. (2004) subjektivně vybrali celkem 29 případů silných větrů, které se vyskytly nad rozsáhlou oblastí v rámci ČR mezi roky 1989 a 2002. Jednalo se o 20 větrných bouří a 9 húlav. V diplomové práci jsem zkoumal jen 19 větrných bouří a 9 případů húlav, tj. případy silných větrů, které se vyskytovaly v období, za které byly k dispozici data z reanalýzy.

V diplomové práci byla zkoumána frekvence blokování v euroatlantické oblasti při výskytu húlav a větrných bouří v ČR. Dále byla sestrojena mapa průměrné geopotenciální výšky hladiny 500 hPa při výskytu větrných bouří v ČR. Pro názornost mapa obsahuje i anomálie geopotenciální výšky.

### 3.3.4 Silné deště

V období od roku 1951 do roku 2006 vybrali KAŠPAR AND MÜLLER (2008) podle stanoveného kritéria celkem 22 případů mimořádně silných velkoprostorových srážek v ČR. Kritérium se skládá z úhrnů srážek během tří dnů. Jelikož byl uveden v práci KAŠPAR AND MÜLLER (2008) seznam dnů, kdy nastal začátek třídenní srážkové epizody, byl v analýze použit prostřední den srážkové epizody.

Analýza byla omezena na období od roku 1957 do roku 2002. Z tohoto důvodu bylo použito pouze 19 případů silných velkoprostorových srážek.

Byla zkoumána frekvence blokování při výskytu silných dešťů a vytvořena mapa průměrné geopotenciální výšky hladiny 500 hPa. K mapě byl připojený grid průměrných odchylek od letního rozložení geopotenciálních výšek, protože většina silných velkoprostorových srážek nastává ve vrcholném létě.

### 3.4 Vztah mezi blokováním a počasím v ČR

Ke korelačním analýzám byla použita maximální hodnota jižního gradientu geopotenciální výšky (geopotential height gradient south, GHGS) při blokování, resp. měsíční suma kladných hodnot GHGS, která zohledňuje sílu blokování a dobu trvání blokování. Tato suma měsíčních hodnot byla korelována s měsíčními průměry teploty vzduchu z Prahy-Klementina, resp. množstvím srážek v ČR pomocí lineárního (Pearsonova) korelačního koeficientu. Korelace určuje sílu vztahu mezi dvěma spojitými veličinami.

### 3.5 Vztah mezi blokováním a meteorologickými extrémů v ČR

Vztah mezi atmosférickým blokováním a meteorologickými extrémů v ČR byl zkoumán na základě frekvence blokování. Byla srovnávána frekvence při výskytu meteorologických extrémů s průměrnou frekvencí blokování. Srovnání frekvencí je vhodná metoda hodnocení vztahu mezi blokováním a extrémů z důvodu malého množství dat a především proto, že jsem nepochybně nepočítal s hodnotami extrémů.

Pro interpretaci meteorologických extrémů byla sestavena mapa průměrné geopotenciální výšky hladiny 500 hPa nad Evropou během výskytu extrémních situací. Pro interpretaci map byl připojen i grid anomálií.

### 3.6 Použitý software

K vypracování této diplomové práce byl použit následující software:

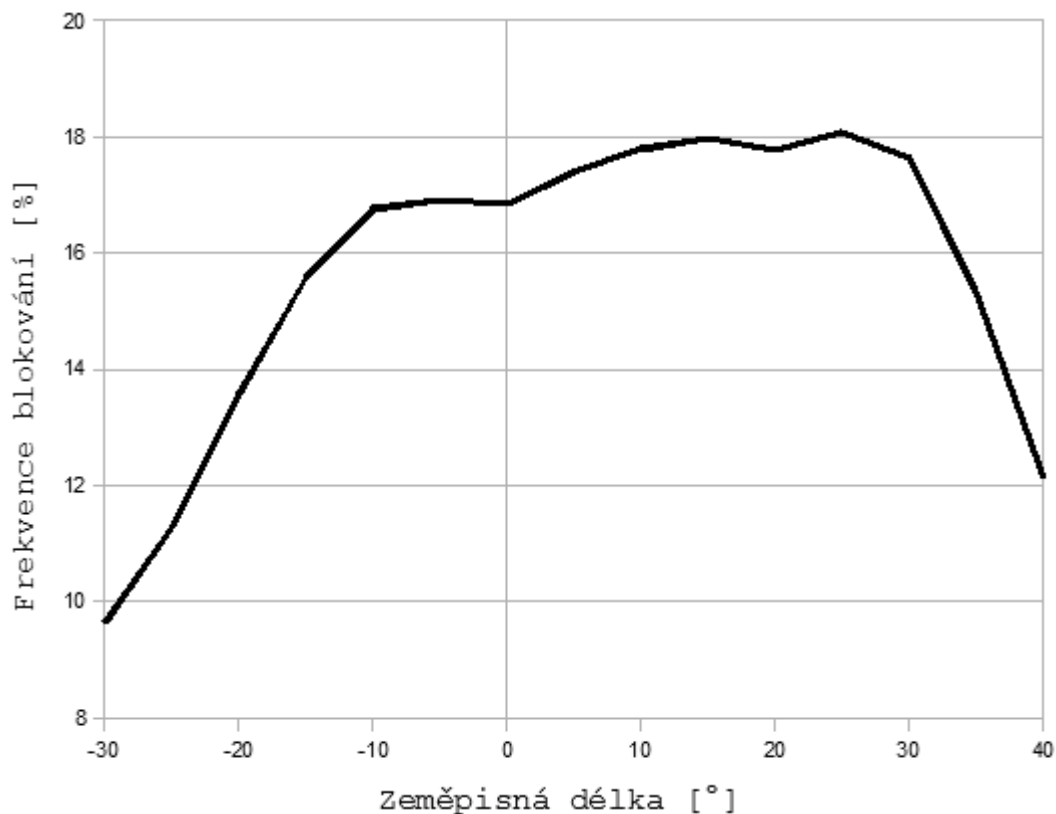
- Surfer Version 8.01 - program firmy Golden Software, Inc., který byl použit k tvorbě gridů.
- OpenOffice.org 3.0.1 - kancelářské programy, ve kterých byla zpracována diplomová práce.
- GIMP 2.6.1 - program pro práci s rastrovými obrázky, který byl použit k úpravě obrázků.

## 4 Výsledky

### 4.1 Klimatologie blokování

#### 4.1.1 Frekvence a roční chod blokování

Relativní četnost blokování je procentuálně vyjádřený počet dnů, kdy došlo k blokování. Na Obr. 4.1 můžeme pozorovat, na jaké zeměpisné délce je frekvence největší. Vyskytuje se ve východním Atlantiku a nad Evropou. Maximální frekvence je kolem 17 %, tj. přibližně každý šestý den, v oblasti mezi 15° z. d. a 30° v. d. Západně i východně od tohoto pásma dochází k prudkému poklesu frekvence blokování.

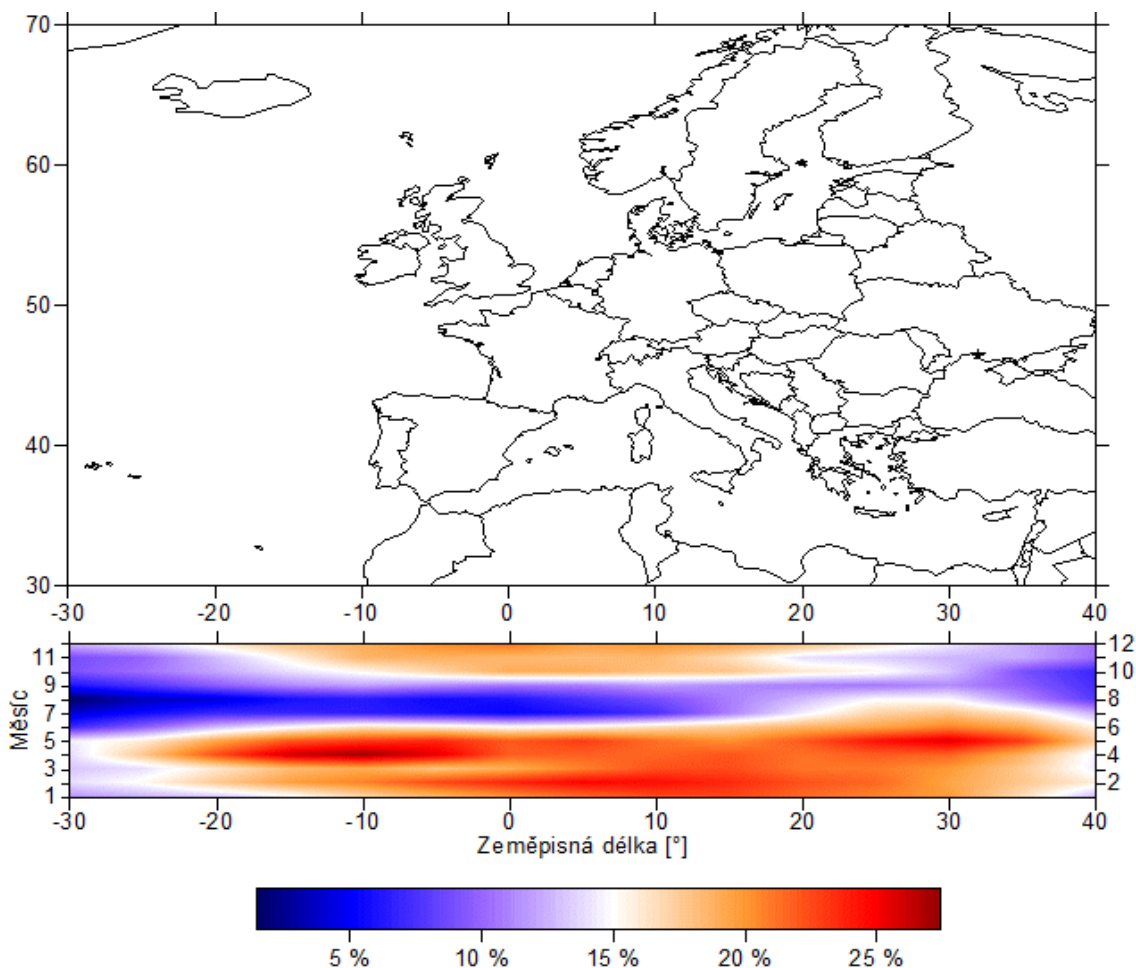


Obr. 4.1: Frekvence blokování v období do 1.9.1957 do 31.8.2002.

K zobrazení ročního chodu frekvence blokování byl použit Hovmöllerův diagram, kde na ose y jsou zobrazeny jednotlivé měsíce. V letních měsících je obecně blokování méně časté nad celou sledovanou oblastí. Naopak v zimě a na jaře je nejčastější. Výrazný roční chod s maximem na jaře a v zimě a minimem ve vrcholném létě je ve východním Atlantiku a v oblasti západní Evropy. Ve středním Atlantiku, tj. na západním okraji studované oblasti, je celoročně velmi nízká frekvence

blokování ve srovnání s ostatními částmi euroatlantické oblasti.

Ve sledovaném období docházelo nejčastěji k blokování v jarních a zimních měsících mezi 20° z. d. a 30° v. d. (Obr. 4.2). Minimální frekvence byla pozorována v letních měsících, a to zejména nad Atlantikem, popř. nad západním pobřežím Evropy. Největší rozdíl ve frekvenci blokování během roku je kolem 10° z. d. Nejnižší variabilita během roku je mezi 25 a 30° v. d. a na západním okraji studované oblasti. Vůbec nejnižší frekvence byla zaznamenána v létě na 30° z. d. Ve východní části Evropy (kolem 30° v. d.) během letních měsíců dosahuje frekvence blokování vyšších hodnot než v přímořských oblastech. Je to patrně způsobeno větším prohříváním kontinentu v letním období, což vede ke vzniku nízkých tlakových níží, nad nimiž dochází k divergenci a nad nimiž byl zaznamenán vyšší tlak vzduchu ve výšce. Dalším faktorem, který může mít vliv na frekvenci blokování nad Evropou a zejména nad východní Evropou, jsou putující anticyklóny, z nichž některé se podle použitého indexu blokování považují za události s blokováním.

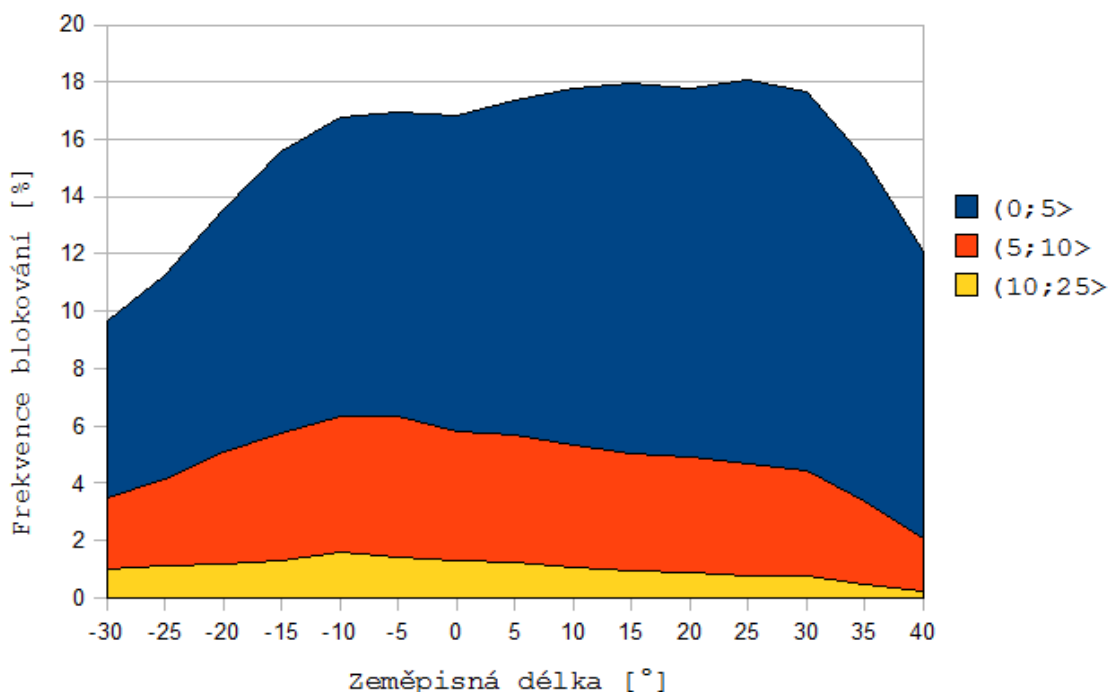


Obr. 4.2: Hovmöllerův diagram zobrazující frekvenci blokování pro jednotlivé měsíce v období od 1.9.1957 do 31.8.2002.

Kromě frekvence blokování a jejího ročního chodu byla dále zkoumána i průměrná síla

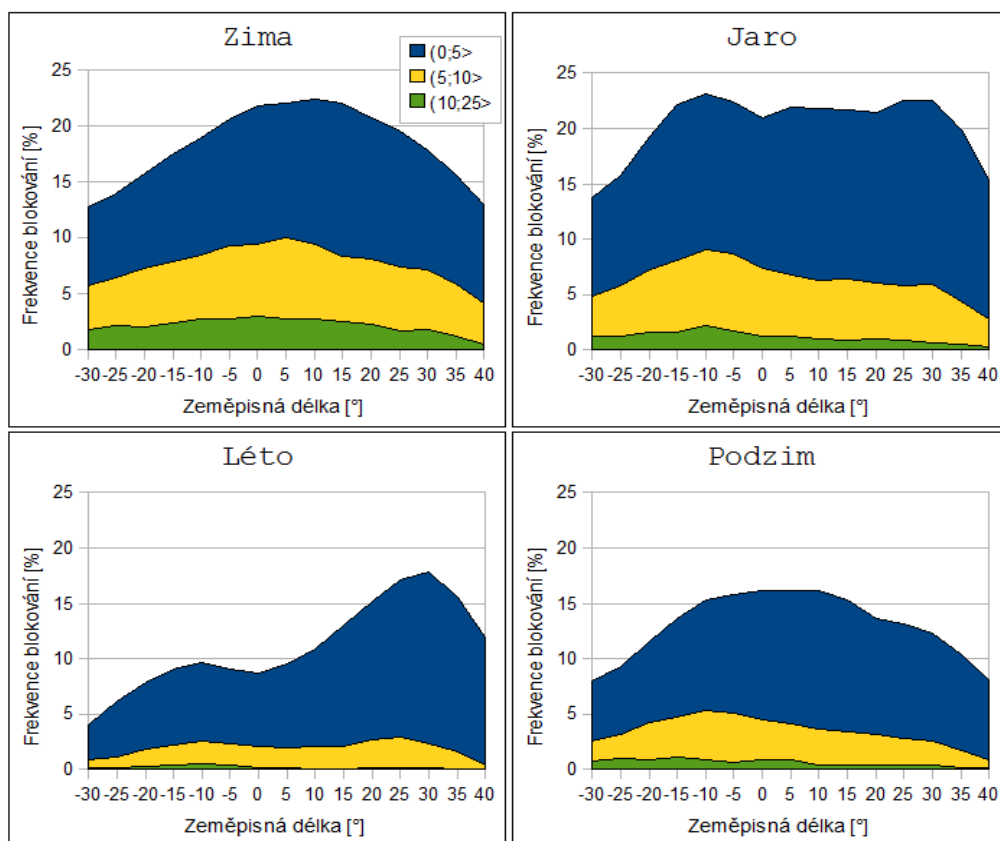


blokování, která byla určena z maximální hodnoty jižního gradientu geopotenciální výšky při blokování. Nejsilnější události s blokováním jsou v západní části studované oblasti (východní Atlantik - viz Obr. 4.3), kde byla zaznamenána také nejvyšší frekvence blokování (na jaře). Nejvíce dní s blokováním bylo zaznamenáno nad východní Evropou, jedná se však většinou o slabé události. Nejsilnější události s blokováním, při kterých GHGS dosahuje hodnoty mezi 10 až 25  $\text{gpm}/^\circ$ , se vyskytují nejčastěji poblíž  $10^\circ$  z. d. (Obr. 4.3). Ve stejné oblasti je také největší frekvence blokování s GHGS mezi 5 a 10  $\text{gpm}/^\circ$ . Podstatné je, že frekvence blokování je nad celou Evropou přibližně stejná, zároveň však silnější události s blokováním jsou častější v západní části Evropy.

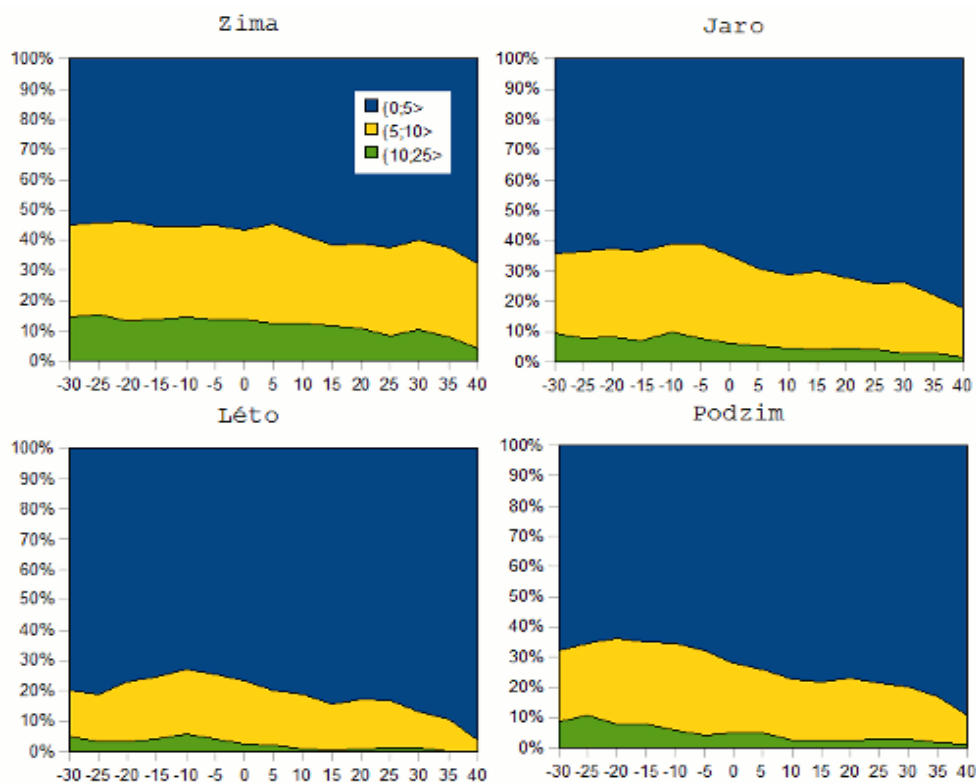


Obr. 4.3: Skládaný graf frekvence blokování podle síly, která je reprezentována GHGS [ $\text{gpm}/^\circ$ ].

Dále byla zkoumána sezonalita frekvence blokování podle síly (Obr. 4.4). Frekvence silných událostí s blokováním vykazuje výrazný roční chod. Ve srovnání s ostatními sezónami se v létě silné události s blokováním téměř nevyskytují (Obr. 4.4, Obr. 4.5). Nízké hodnoty jsou také na podzim. Největší podíl nejsilnějších událostí s blokováním je v zimním období (Obr. 4.5). Nejvíce slabých událostí s blokováním je kolem  $30^\circ$  v. d. v letním období. Frekvence blokování je největší mezi  $15^\circ$  z. d. a  $30^\circ$  v. d. (Obr. 4.3), ale nad východní Evropou je tato frekvence tvořena převážně slabými blokovacími událostmi (Obr. 4.4). Tyto slabé blokovací události jsou zřejmě způsobeny již zmiňovaným prohříváním kontinentu v letním období nebo postupným slábnutím putujících anticyklón.



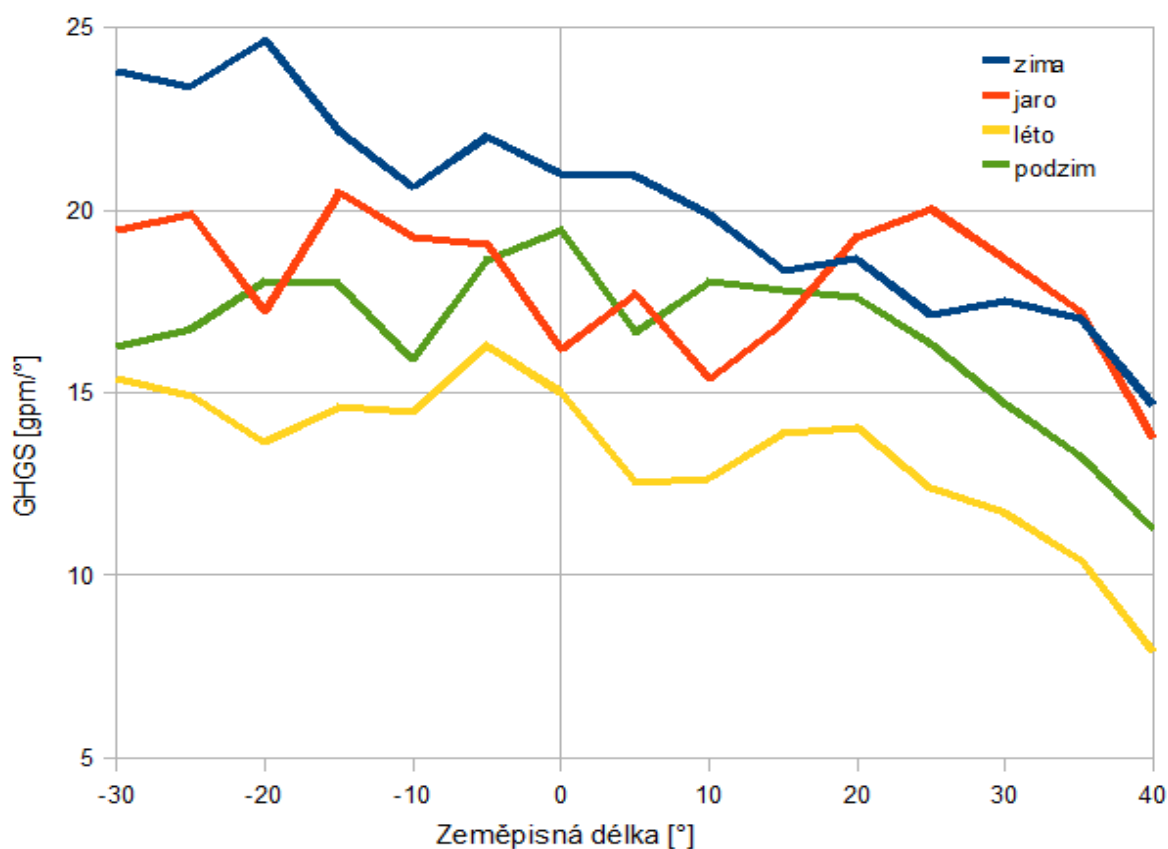
Obr. 4.4: Skládaný graf frekvence blokování ve čtyřech ročních obdobích podle síly, která je reprezentována maximální hodnotou GHGS.



Obr. 4.5: Struktura dní s blokováním podle jeho síly v jednotlivých ročních obdobích.

Ve východní části studované oblasti je frekvence blokování v zimě přibližně stejná jako v létě (Obr. 4.4). Zimní a letní období se však liší strukturou frekvence blokování podle síly (Obr. 4.5).

Vzhledem ke zjištěním rozdílů v rozložení síly blokování během roku jsem se zabýval maximální dosaženou silou GHGS při blokování (Obr. 4.6). V letním období nedosahují maximální hodnoty GHGS takových hodnot jako v zimním období. Výsledky dokládají menší intenzitu atmosférické cirkulace v létě. Ve východní části zájmového území jsou maximální hodnoty gradientu vyšší na jaře než v zimě.



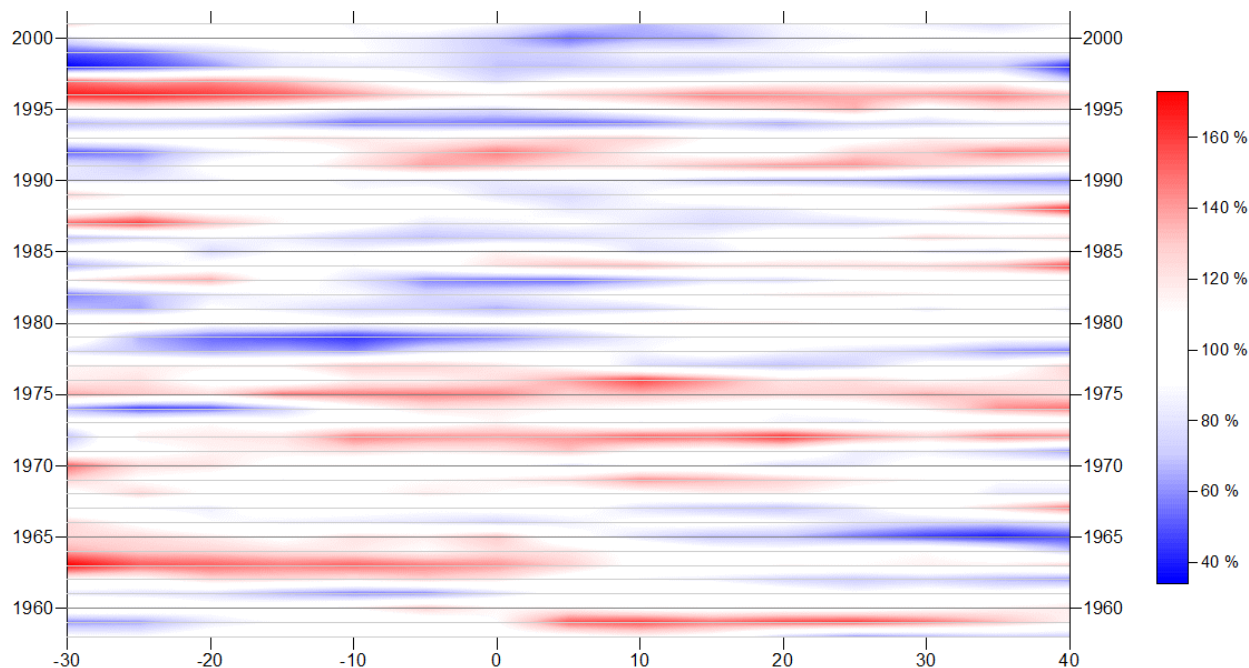
Obr. 4.6: Maximální síla blokování podle jednotlivých ročních sezón v období 1.9.1957-31.8.2002.

Z výsledků vyplývá, že nejsilnější události s blokováním se vyskytují ve východní části severního Atlantiku v zimním půlroce. Ve východní Evropě dochází k méně silným událostem s blokováním, ale zato jsou v létě mnohem častější než nad západní Evropou či nad východní částí severního Atlantiku.

#### 4.1.2 Meziroční variabilita

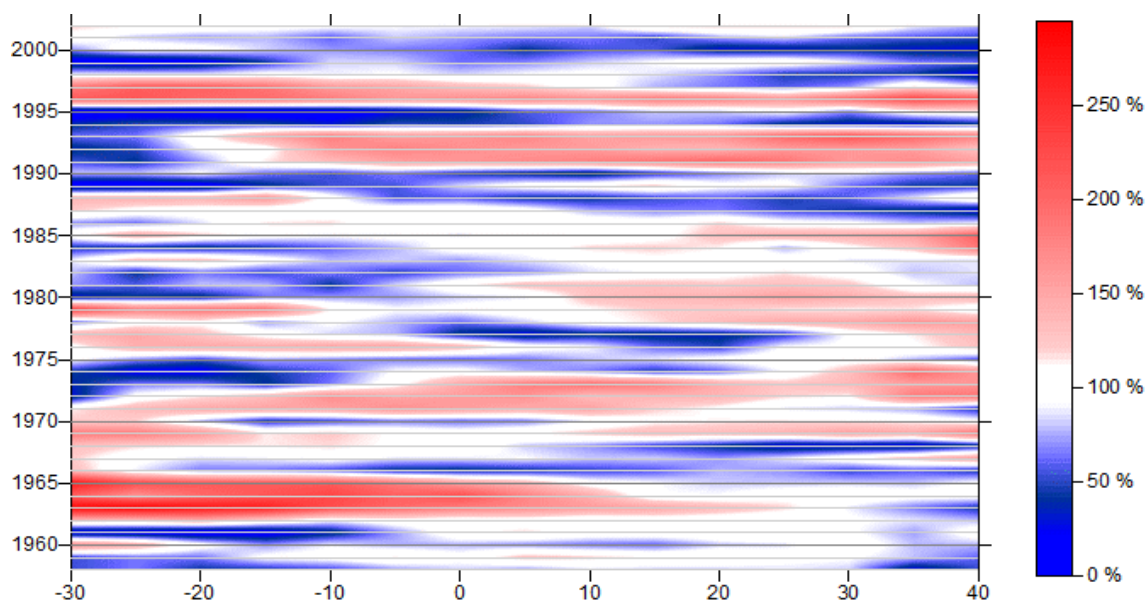
K zobrazení meziroční variability ve vztahu k zeměpisné délce byl použit Hovmöllerův diagram. Na první pohled na sestavený Obr. 4.7 by se mohlo zdát, že jde o chaotický systém, lze v něm však

nalézt určité charakteristiky. Např. v 60. a do poloviny 70. let byly pozorovány nad Atlantikem a západní Evropou mírně nadprůměrné hodnoty počtu dní s blokováním. V 90. letech 20. století byl zaznamenán v západní části sledovaného území podprůměrný počet dní s blokováním kromě výrazného maxima mezi roky 1995 a 1997, po kterém následuje výrazné minimum.



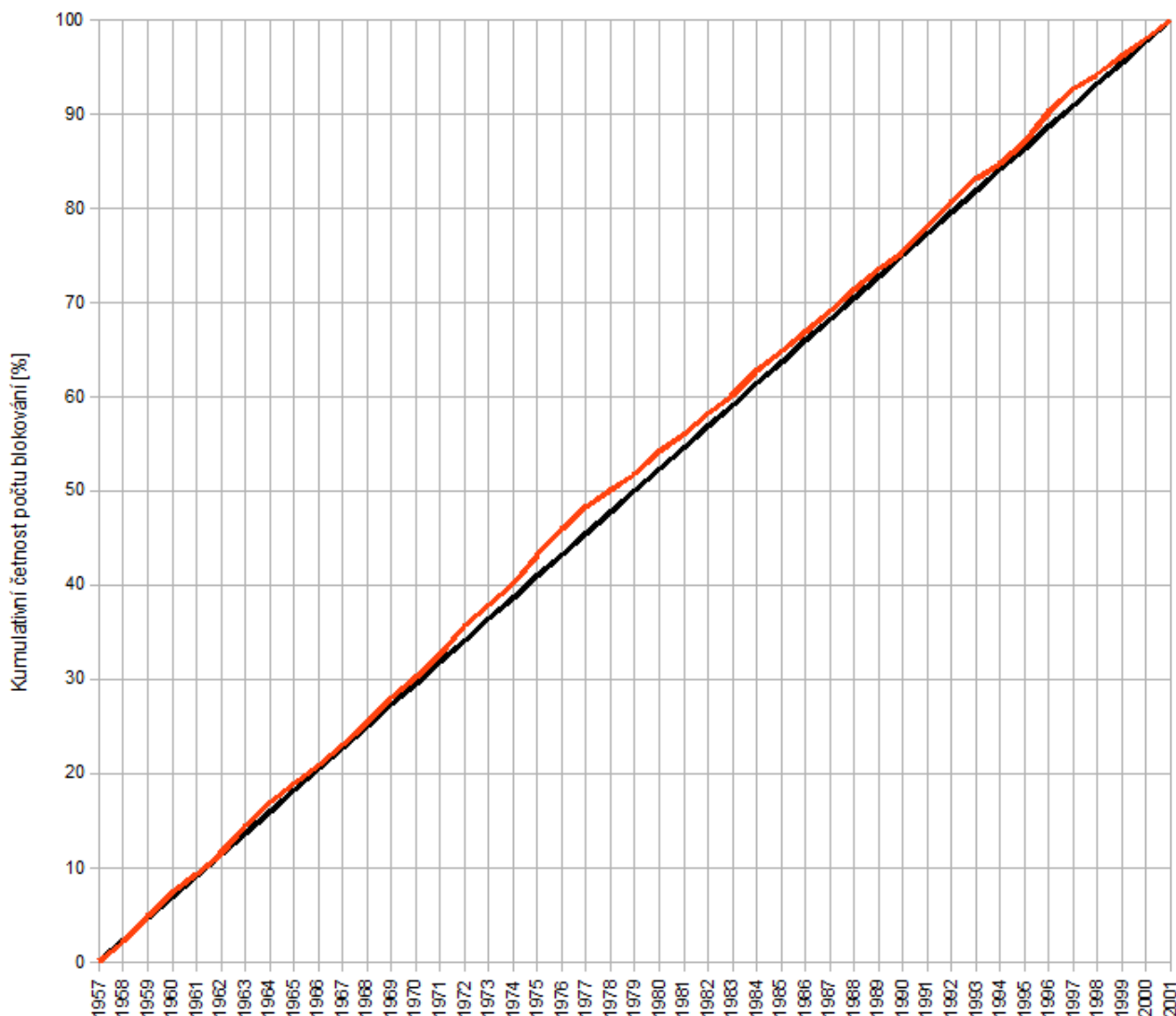
Obr. 4.7: Hovmöllerův diagram meziroční variability blokování. 100 % reprezentuje průměrný počet dní s blokováním za rok v období 1958 až 2001.

Meziroční variabilita blokování v zimním období (Obr. 4.8) vykazuje z hlediska rozmístění podobné charakteristiky jako meziroční variabilita blokování. Procentuální hodnoty v zimním období mají však mnohem větší rozsah (srovnej Obr. 4.7 a Obr. 4.8).



Obr. 4.8: Hovmöllerův diagram meziroční variability blokování v zimě (prosinec se započítává do zimy následujícího roku). 100 % reprezentuje průměrný počet dní s blokováním v zimě v období 1958 až 2002.

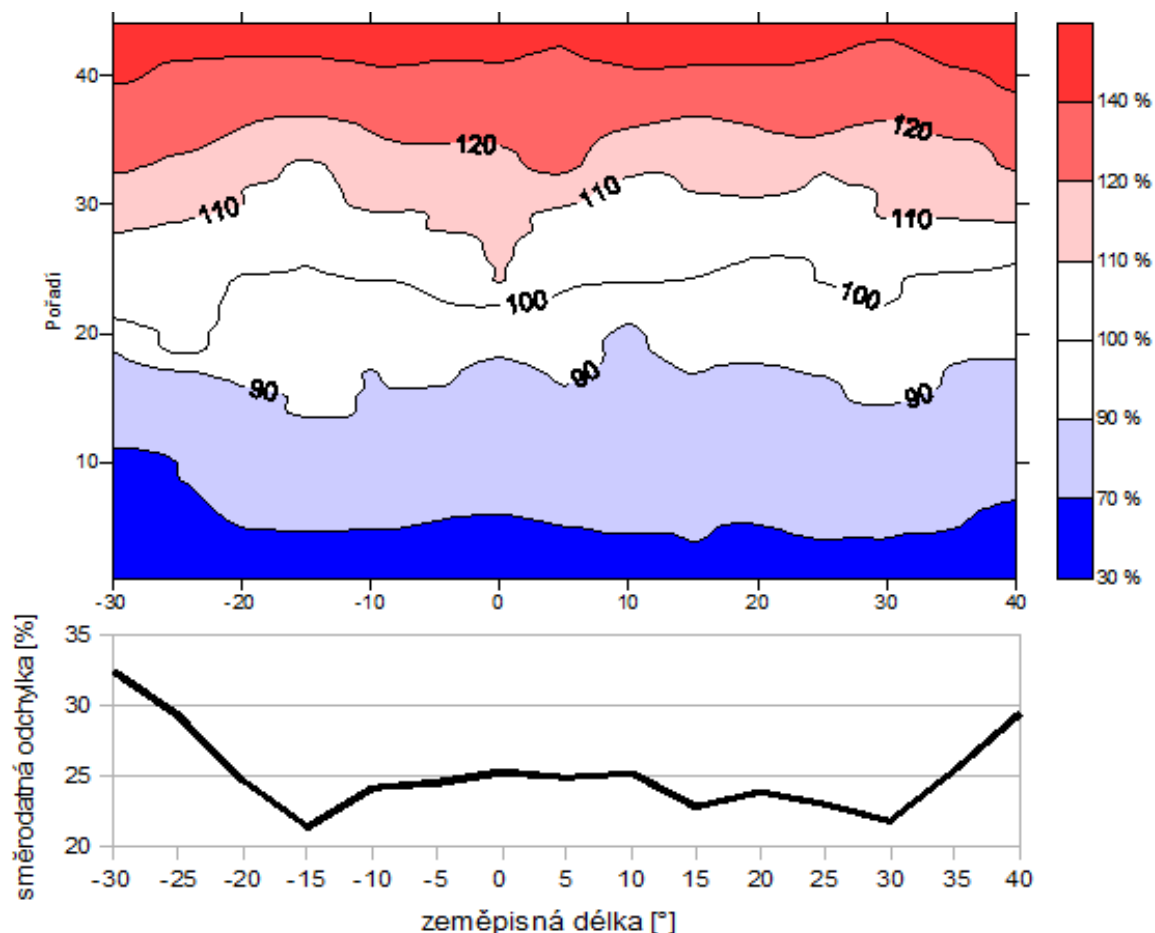
Výše zmiňované výsledky dokládá také součtová křivka dní s blokováním v celé euroatlantické oblasti (Obr. 4.9). Na Obr. 4.9 jsou patrná pouze dvě období, kdy byl zaznamenán mírně zvýšený počet dní s blokováním v roce.



Obr. 4.9: Celková meziroční variabilita blokování v euroatlantické oblasti. Černou linií je zobrazen rovnoměrný růst počtu dní s blokováním. Červená křivka znázorňuje skutečný průběh.

Jedná se o období mezi roky 1974 až 1977 a 1995 až 1997. Po těchto obdobích dochází k poklesu. Meziroční variabilita má v celém sledovaném období relativně stabilní charakter.

Kolísání počtu dní s blokováním je vyjádřeno na Obr. 4.10, kde je zobrazena struktura roční variability blokování podle počtu dní s blokováním, která je mimo jiné doložena grafem směrodatné odchylky na témže obrázku. Nejvyšší variabilita je na okrajích sledované oblasti. Je zajímavé, že velká variabilita se nachází v oblastech nízké frekvence blokování (srovnej Obr. 4.10 a Obr. 4.1).

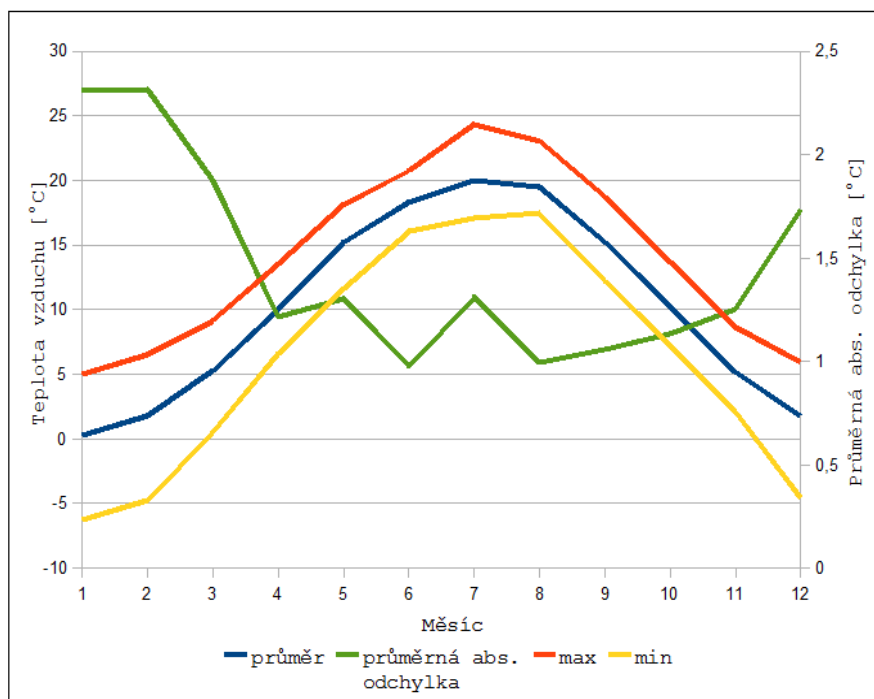


Obr. 4.10: Variabilita roční počtu dní s blokováním na jednotlivých polednicích (nahore) a směrodatná odchylka (dole). Na ose y jsou vzestupně řazeny roky podle počtu dní s blokováním. 100 % reprezentuje průměrný počet dní s blokováním za rok v období 1958 až 2001 (44-leté období).

## 4.2 Vztah mezi blokováním a měsíčními průměry meteorologických prvků v ČR

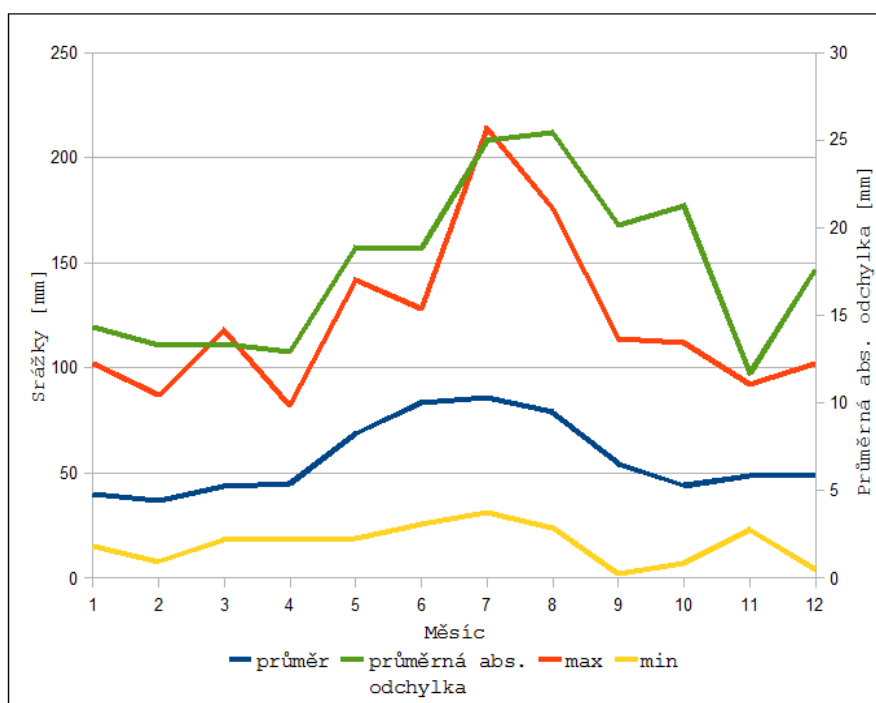
### 4.2.1 Roční chod teploty vzduchu a srážek

Podle průměrné absolutní odchylky měsíčních průměrů teploty vzduchu od normálu v Praze-Klementinu dosahuje variabilita nejvyšších hodnot v zimních měsících (Obr. 4.11). V letních měsících dosahuje průměrná absolutní odchylka nejnižších hodnot (kolem 1 °C). Variabilitu dokládá také velikost amplitudy mezi maximální a minimální měsíční teplotou vzduchu zaznamenané během 45 let v Praze-Klementinu.



Obr. 4.11: Roční chod měsíční průměrné teploty vzduchu v Praze-Klementinum.

Největších měsíčních úhrnů srážek je dosahováno v letních měsících, konkrétně v červnu a červenci. Minimální průměrná hodnota úhrnu srážek je v únoru, avšak absolutní minimum se vyskytlo v září.



Obr. 4.12: Roční chod průměrného měsíčního množství srážek v ČR.

Největší variabilita chodu srážek není na rozdíl od variability teploty vzduchu v zimních měsících, ale v letní části roku (Obr. 4.12).

### 4.2.2 Závislost mezi meteorologickými veličinami a blokováním

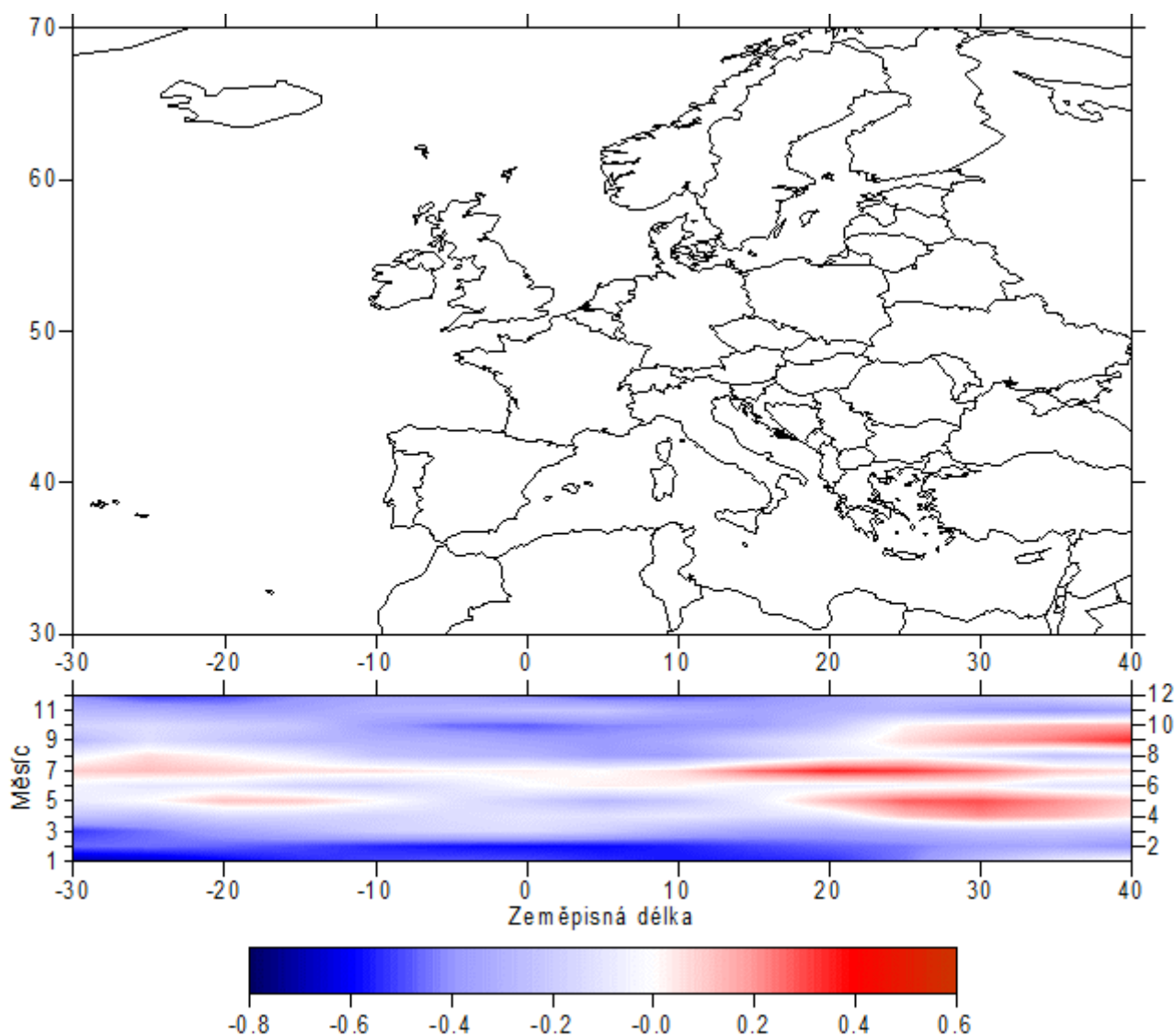
Vztah mezi blokováním a teplotou vzduchu zobrazuje Obr. 4.13. Blokování obecně způsobuje spíše záporné odchylky od průměrné měsíční teploty vzduchu. V zimním období jsou záporné korelace nejvýraznější, přičemž téměř nezáleží na poloze blokování.

V celé oblasti byla zaznamenána v zimních měsících záporná závislost mezi průměrnou měsíční teplotou vzduchu a blokováním. Největší závislost je mezi 30° z. d. a 20° v. d. (Obr. 4.13). Pokud dochází k blokování na západ od ČR, nastává nad naše území advekce studeného vzduchu ze severovýchodu. Při setrvávání blokující anticyklóny na zeměpisné délce, na které leží Česká republika, nastává v zimním období radiační ochlazování. Při výskytu blokující anticyklóny nad východním okrajem euroatlantické oblasti se korelace blíží nule.

Naopak v letních měsících při výskytu blokující anticyklóny nad východní Evropou byly zaznamenány v Praze-Klementinu o trochu vyšší teploty vzduchu než je obvyklé. Anticyklonální proudění nad východní Evropou přináší v letním období nad naše území teplý vzduch od jihovýchodu.

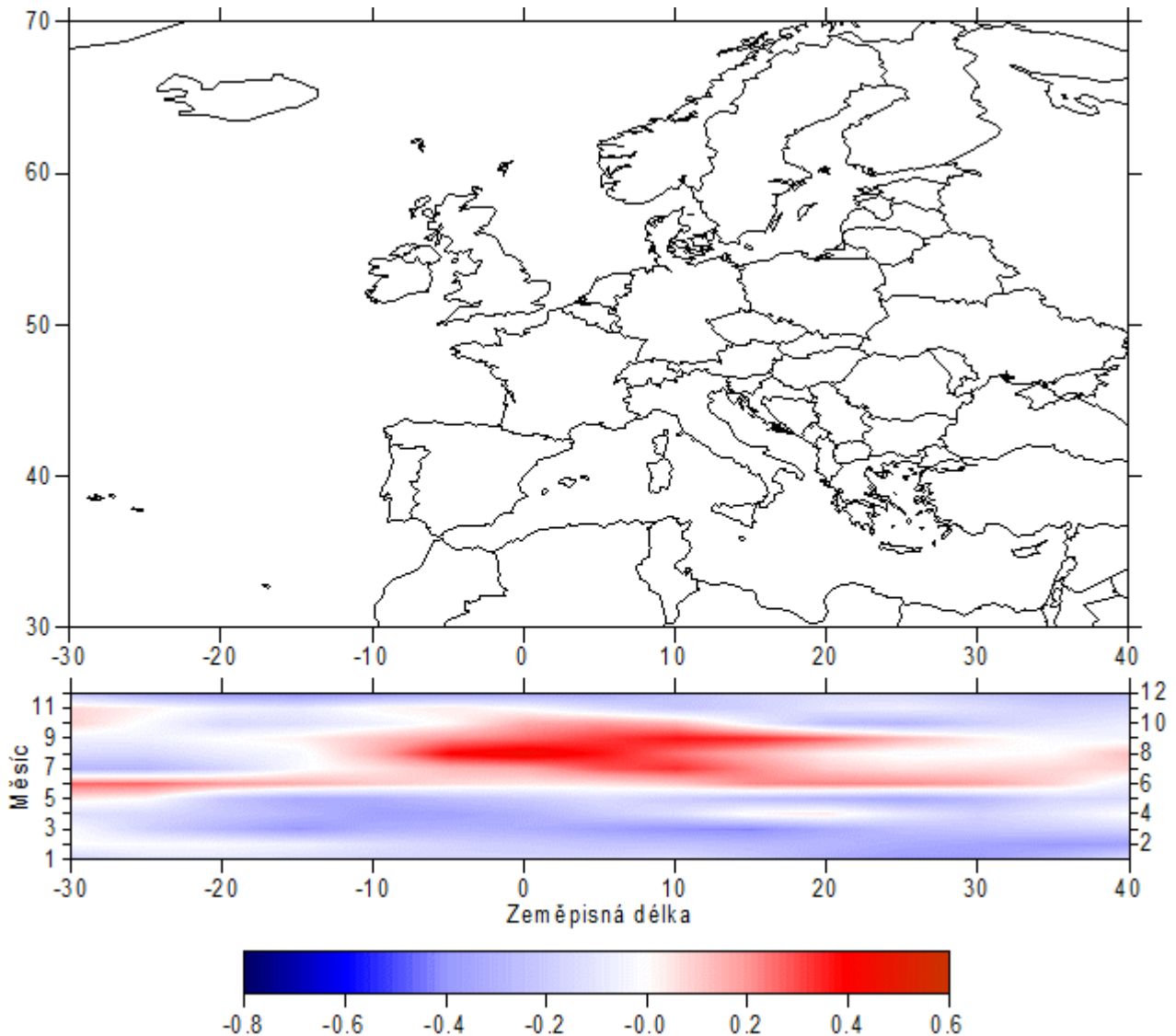
Obecně jsou však záporné korelace vyšší a jsou více rozšířeny než kladné korelace v létě. V zimních měsících při blokování dosahuje korelační koeficient větších hodnot v důsledku větší intenzity atmosférické cirkulace v zimním období. V ostatních případech je vztah mezi atmosférickým blokováním a teplotou vzduchu víceméně indiferentní.





Obr. 4.13: Hovmöllerův diagram, který zobrazuje závislost průměrné měsíční teploty vzduchu v Praze-Klementinumu a blokováním. Blokování je reprezentováno sumou GHGS za měsíc.

Při výskytu blokující výše na zeměpisné délce v blízkosti ČR v letních a podzimních měsících byly zaznamenány průměrně vyšší úhrny srážek (Obr. 4.14). Pravděpodobně to má souvislost s konvektivními bouřemi ve východním proudění v teplém a vlhkém vzduchu, které se vyskytují za retrográdně se pohybující teplou frontou. Další příčinou můžou být některé události, kdy středomořská cyklóna zasáhne svým srážkovým polem území ČR. Postup středomořské cyklóny k severu je zastaven anticyklónou nebo hřebenem vysokého tlaku vzduchu, při jejichž výskytu dochází k blokování. V zimě a na jaře ve zbytku sledované euroatlantické oblasti byly zaznamenány velmi malé záporné korelační koeficienty.



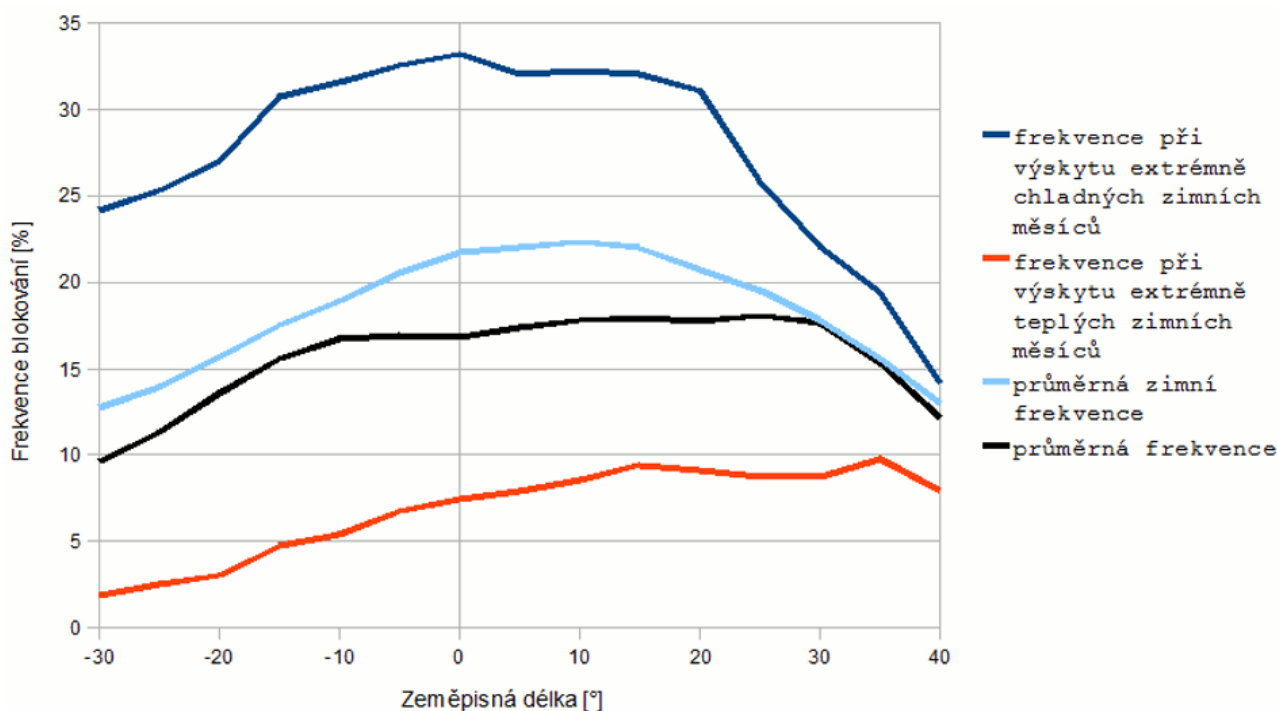
Obr. 4.14: Hovmöllerův diagram, který zobrazuje závislost množství srážek v ČR za měsíc a blokováním. Blokování je reprezentováno sumou GHGS za měsíc.

Obecně mezi srážkami v ČR a blokováním je daleko menší závislost než mezi teplotami vzduchu v Praze-Klementinu a atmosférickým blokováním (srovnej Obr. 4.13 a Obr. 4.14). V letních a podzimních měsících při výskytu blokování na zeměpisných délkách, na kterých leží ČR, je mezi blokováním a úhrnem srážek největší kladná závislost, zatímco téměř nulová je závislost mezi blokováním a teplotami vzduchu. Naopak v zimě je největší záporná korelace mezi blokováním a teplotou vzduchu.

## 4.3 Vztah mezi blokováním a meteorologickými extrémny v ČR

### 4.3.1 Mimořádně chladné a teplé zimní měsíce

Zkoumána byla také frekvence blokování při výskytu teplotně extrémních měsíců (Obr. 4.15). Obr. 4.15 byl doplněn průměrnou frekvencí blokování v celém sledovaném období a průměrnou zimní frekvencí blokování.



Obr. 4.15: Frekvence blokování při výskytu extrémně chladných a teplých zimních měsíců v ČR.

Při výskytu teplých zimních měsíců dochází k blokování jen velmi zřídka. V celé euroatlantické oblasti je frekvence blokování při teplých zimních měsících nižší než je průměrná frekvence blokování, i když průměrná zimní četnost je větší než průměrná roční četnost dní s blokováním (Obr. 4.15).

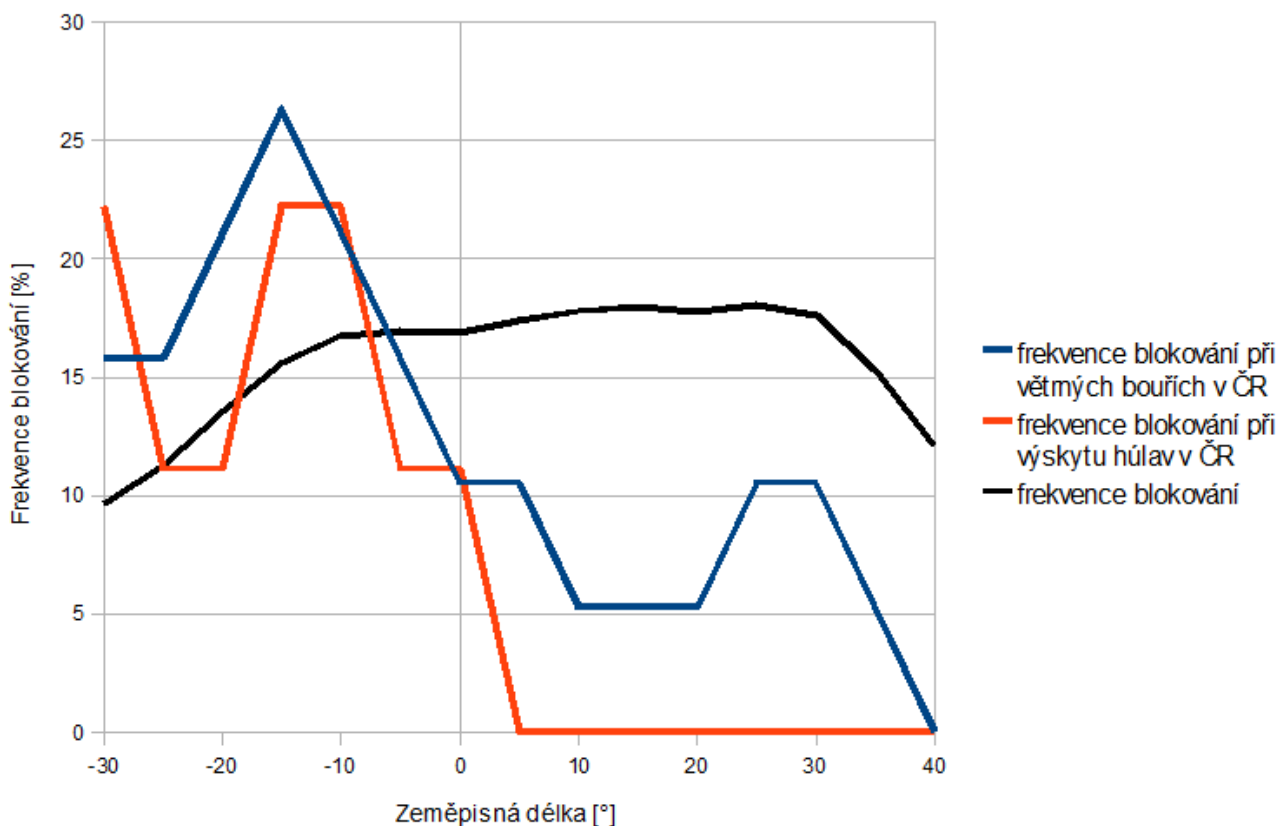
Naopak mnohem větší počet dní s blokováním byl zaznamenán během extrémně chladných zimních měsíců. Při výskytu blokující tlakové výše na západ od ČR dochází k advekci studeného vzduchu z východu. Kromě toho při dominanci anticyklonálního proudění nad Evropou, dochází vzhledem ke snížení oblačnosti k nočnímu radiačnímu ochlazování.

Výskyt extrémně teplých zimních měsíců v ČR je způsoben přenosem teplejšího vzduchu nad naše území. Teplý vzduch pochází z Atlantiku, kdy dochází k zonálnímu proudění, nebo z jihu Evropy. Při těchto synoptických situacích většinou nedochází k výskytu blokující tlakové výše nad

Evropou. Na východním okraji sledované oblasti jsou frekvence podobné. Výskyt blokování v těchto oblastech má totiž minimální vliv na výskyt extrémně teplých, resp. chladných, zimních měsíců.

### 4.3.2 Vztah mezi blokováním a případy vysokých rychlostí větru v ČR

Relativní četnost blokování při výskytu silných rychlostí větru v ČR ve srovnání s průměrnou četností blokování ukazuje Obr. 4.16. V západní části euroatlantické oblasti je frekvence při výskytu húlav nebo větrných bouří v ČR podobná jako průměrná frekvence blokování. Směrem na východ dochází k poklesu frekvence blokování při těchto událostech.



Obr. 4.16: Frekvence blokování při výskytu větrných bouří a húlav v ČR.

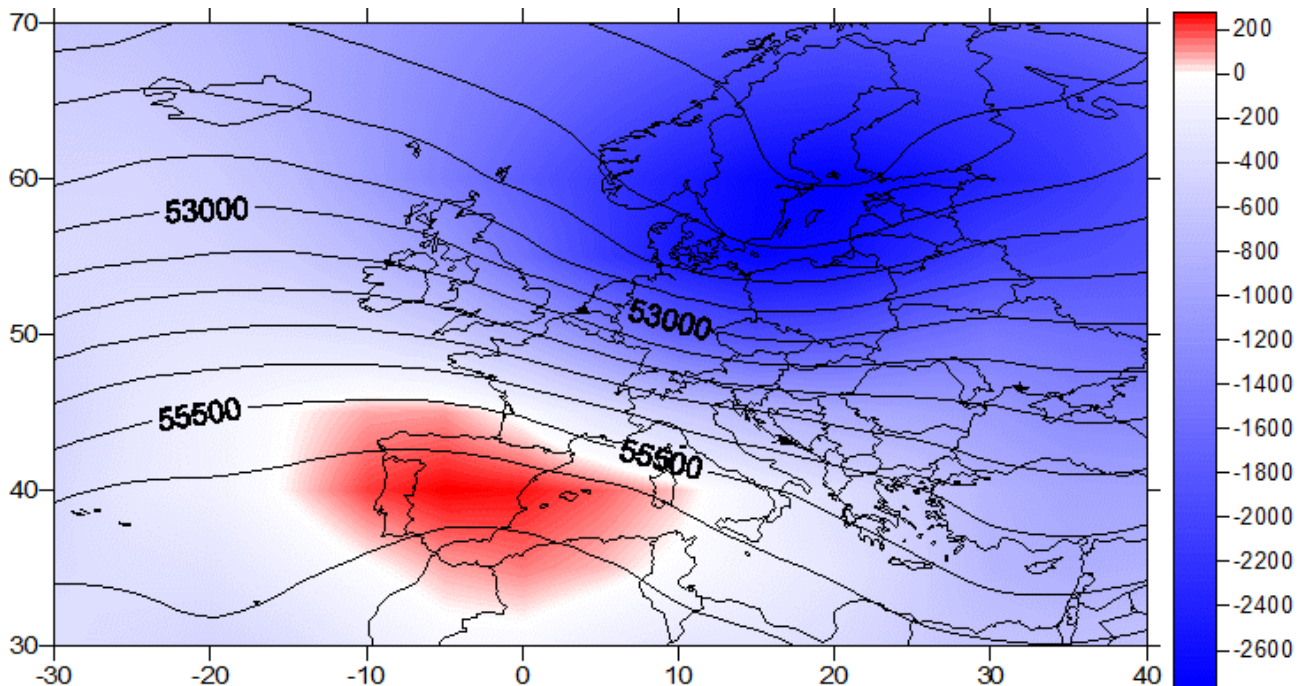
Jak se dalo očekávat, nad kontinentální Evropou je velmi nízká frekvence blokování při výskytu húlav či větrných bouří (Obr. 4.16). Na západ od Greenwichského poledníku je frekvence přibližně stejná jako frekvence během celého sledovaného období. Výskyt blokující anticyklóny na západ od Greenwichského poledníku má velmi malý vliv na výskyt húlav či větrných bouří v ČR. Nad kontinentem je frekvence blokování větší při větrných bouřích než při húlavách. Větrné bouře nemusejí být totiž vždy způsobeny silným zonálním prouděním. Některé synoptické situace vyvolávají na území ČR silné větrné bouře, i když dochází k blokování podle zvoleného indexu,

např. situace ze dne 17. 12. 1997 při silném jižním až jihovýchodním proudění nad ČR (Obr. 5.1).

Četnost blokování při výskytu húlav, které byly zaznamenány nad rozsáhlou oblastí ČR, je dána jejich výskytem v rámci rychle se pohybujících studených front nebo v rámci zvlněných studených front. Rychlá studená fronta, která se pohybuje přes území ČR, je spojena s cyklónou, jejíž střed leží obvykle na severozápadě (nad Britskými ostrovy nebo Severním mořem) nebo severně (nad jižní Skandinávií) od ČR. Zvlněná studená fronta je v letním období obvykle spojována se silnými přívalovými srážkami a bouřkami. Vzniká ze studené fronty. Na jejím vzniku se významně podílí reliéf Alp.

Húlavy vznikají také v cyklónách, jejichž střed leží nad střední Evropou. Podstatné pro vývoj húlav v těchto cyklónách je vtok vlhkého, teplého a instabilního vzduchu (BRÁZDIL ET AL., 2004). Často vznikají za retrográdně se pohybující teplou frontou.

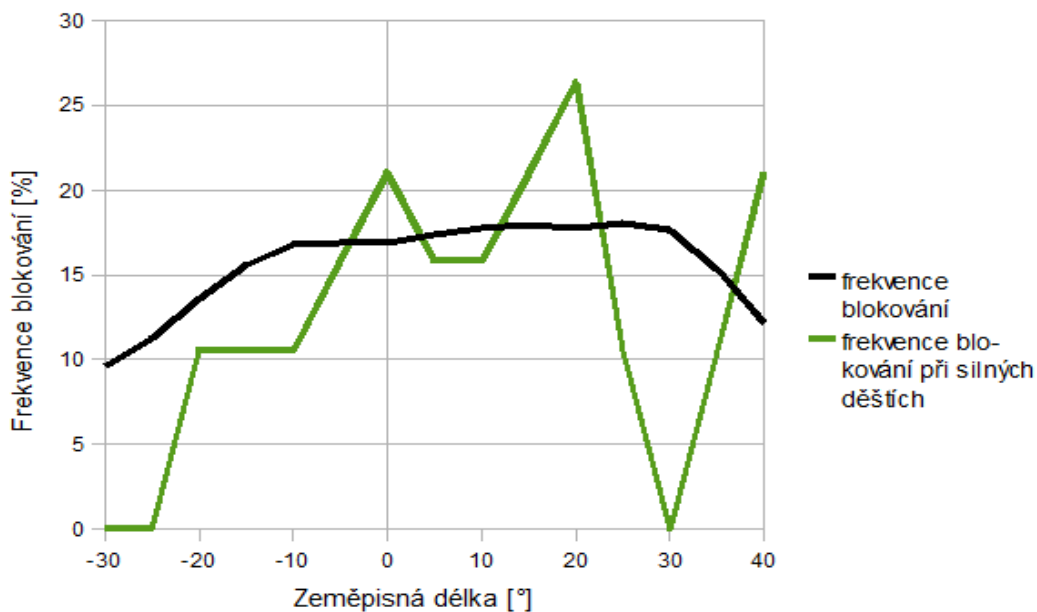
Pro interpretaci byl sestrojen Obr. 4.17, na kterém je zobrazeno průměrné rozložení geopotenciální výšky hladiny 500 hPa a její anomálie nad Evropou při větrných bouřích. Při výskytu větrných bouří v ČR dochází obvykle ke zhuštění izohyps nad střední a západní Evropou. Ke zhuštění dochází při zesíleném meridionálním tlakovém gradientu, tedy při silném zonálním proudění. Proudnice jsou ve volné atmosféře rovnoběžné s izohypsami. Zhuštění izohyps se nachází mezi regiony záporných a kladných anomálií. Kladné anomálie se nacházejí nad Iberským poloostrovem. Mají daleko menší rozsah a prostorové rozšíření než záporné anomálie vyskytující se nad severní Evropou, zejména nad Baltem. Tyto výsledky jsou ve shodě se zjištěnou nižší frekvencí blokování nad střední a východní Evropou při událostech s mimořádně vysokou rychlostí větru v ČR.



Obr. 4.17: Průměrné rozložení geopotenciálních výšek a anomálií hladiny 500 hPa při výskytu větrných bouří v ČR. Interval izohyps je 500 gpm. Anomálie geopotenciální výšky jsou v gpm.

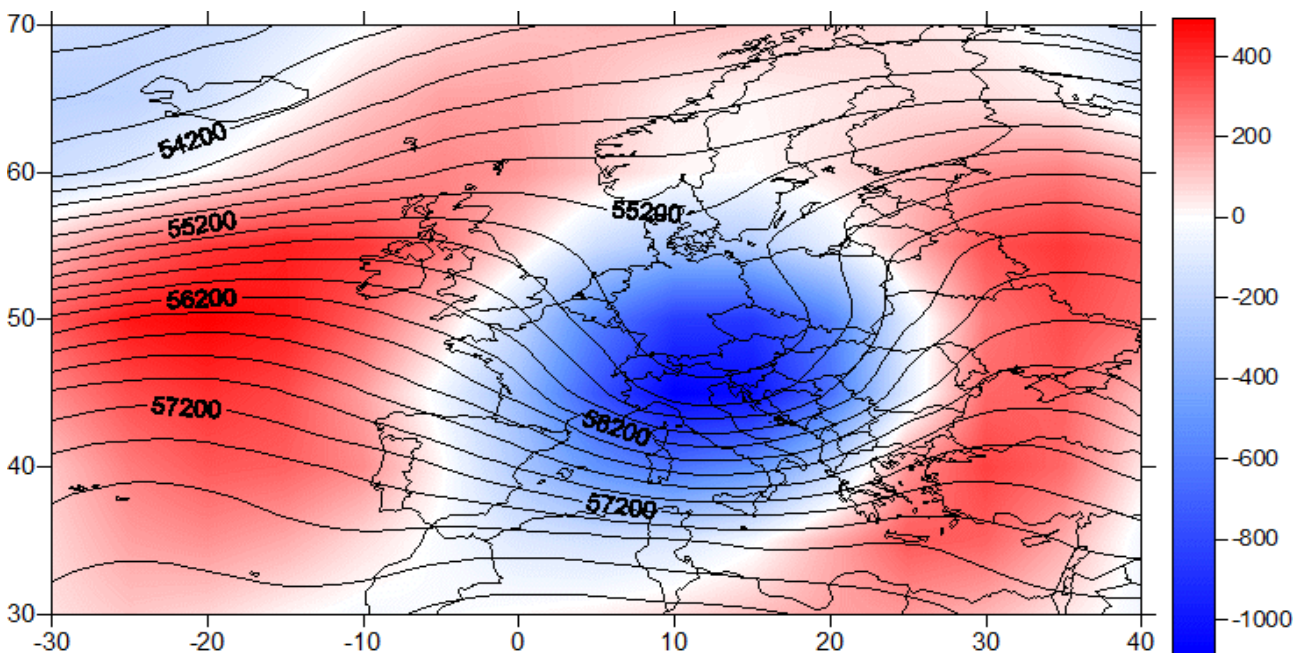
### 4.3.3 Vztah mezi blokováním a extrémními srážkovými událostmi v ČR

Byl zkoumán i vztah mezi blokováním a vybranými srážkovými extrémy. Z Obr. 4.18 však není patrná žádná souvislost mezi blokováním a srážkovými extrémy, i když by se dalo očekávat, že při silných srážkových událostech dochází k blokování. Důvodem může být skutečnost, že blokující index je sestaven z rozdílu hodnot geopotenciální výšky mezi  $60^\circ \pm 5^\circ$  s. š. a  $40^\circ \pm 5^\circ$  s. š. a ČR se nachází zhruba na  $50^\circ$  s. š. Z tohoto důvodu se cyklóna v blízkosti ČR nemusí projevit v hodnotě indexu. Další možný důvod, je patrný z Obr. 4.19, který zobrazuje anomálie geopotenciální výšky hladiny 500 hPa.



Obr. 4.18: Frekvence blokování při výskytu silných srážek v ČR.

Ačkoliv dochází v oblasti Středozeří ke snížení geopotenciální výšky hladiny 500 hPa, nedochází podle použitého indexu k blokování (Obr. 4.19). Z Obr. 4.19 je patrná poloha cyklóny. Vlivem průměrování není cyklóna vyjádřena samostatnou izohypsou. Podstatné je, že kolem záporných anomálií jsou kladné anomálie, které naznačují polohu tlakových výší nebo hřebenů vysokého tlaku. Dochází k blokování postupu cyklóny a tedy k potenciálním vysokým srážkovým úhrnům. Záporné anomálie zasahují nad velkou část Středozeří, které je zdrojem vlhkosti pro tyto cyklóny.



Obr. 4.19: Rozložení geopotenciální výšky hladiny 500 hPa při silných srážkách v ČR, resp. anomálií od průměru v letních měsících. Interval izohyps je 200 gpm. Anomálie geopotenciální výšky jsou v gpm.

## 5 Shrnutí poznatků a jejich diskuze

K hodnocení atmosférického blokování byl použit index blokování, který využívá CPC. Nevýhodou tohoto indexu je, že při identifikaci blokování nemusí jít podle definice o blokování (kap. 2.2.2). Nutno dodat, že všeobecně uznávaná definice blokování ještě nebyla stanovena. Nevýhodou tohoto indexu je, že v sobě nezahrnuje délkové rozšíření blokování ani časovou stálost blokování.

Blokování je nejčastější na severní polokouli nad východním Atlantikem a Evropou a nad centrálním nebo západních Pacifikem. Nad euroatlantickou oblastí je dosahováno maximální četnosti blokování kolem 17 %, tj. přibližně každý šestý den nastává blokování, v oblasti mezi 15° z. d. a 30° v. d. Za těmito délkami dochází k strmému poklesu frekvence blokování. Blokování vykazuje výrazný roční chod s maximem na jaře a v zimě. Minimální frekvence je ve vrcholném či pozdním létě.

V práci LEJENAS AND OKLAND (1983) nedosahuje maximální průměrná roční frekvence ani 10 %, přičemž je maximální frekvence koncentrována do oblasti 10° v. d. Důvod rozdílů je zřejmý. Používá jiný zdroj dat, hodnotí jiné období a především používá odlišný index blokování, ve kterém je zohledněn délkový rozsah blokující anticyklóny. Výraznější rozdíly v frekvenci blokování v zimním období jsou ale v práci SILLMANN AND CROCI-MASPOLI (2009), který používají index založený na potenciální vorticitě. LEJENAS AND OKLAND (1983) zjistili výrazný roční chod blokování, což je v souladu s prezentovanými výsledky.

V oblasti maximální frekvence blokování (mezi 15° z. d. a 30° v. d) je patrná odlišná struktura dní s blokováním podle síly blokování, která je reprezentována jižním gradientem geopotenciální výšky (GHGS). V západní části této oblasti připadá větší část dní s blokováním na silnější případy s blokováním. Směrem na východ přibývá slabých případů s blokováním. Síla blokování má také výrazný roční chod. Silné případy s blokováním jsou koncentrovány v zimních a jarních měsících. V létě byl zaznamenán nejmenší počet dní se silným blokováním.

Z hlediska meziroční variability blokování jsou patrné některé charakteristiky. Mírně nadprůměrné hodnoty počtu dní s blokováním během roku byly pozorovány nad Atlantikem a západní Evropou v 60. a do poloviny 70. let. V 90. letech 20. století byl zaznamenán v západní části sledovaného území podprůměrný počet dní s blokováním kromě výrazného maxima mezi roky 1995 a 1997, po kterém následuje výrazné minimum. V zimních obdobích je variabilita počtu dní



s blokování mnohem větší než variabilita ročního počtu dní s blokováním. Velká variabilita ročního počtu dní s blokováním se nachází v oblastech nízké frekvence blokování (mimo oblasti mezi 15° z. d. a 30° v. d). Přestože v meziroční variabilitě jsou regionální rozdíly, v celé euroatlantické oblasti dochází každý rok k přibližně stálému počtu dní s blokováním.

Variabilita blokování v západní části sledované oblasti (střední a východní Atlantik) má zřejmě také souvislost se severoatlantickou oscilací NAO (North Atlantic Oscillation). Dá se předpokládat, že při kladné fázi NAO, kdy dochází k silnému západnímu proudění, se nad východním Atlantikem nevyskytuje blokování. Prezentované výsledky meziroční variability blokování vykazují silnou závislost při vizuální kontrole mezi ročním počtem dní s blokováním ve východním Atlantiku a indexem NAO (CPC, 2010), zejména v první polovině 90. let, kdy převládá kladná fáze NAO (OLIVER, 2008), resp. dochází k menšímu počtu dní s blokováním.

Vztah blokování v euroatlantické oblasti k průměrným měsíčním teplotám vzduchu je nejvýraznější v zimním období, kdy je obecně větší intenzita atmosférické cirkulace. Blokování způsobuje spíše záporné odchylky od průměrné měsíční teploty vzduchu. V zimě jsou záporné odchylky způsobeny advekcí studeného vzduchu nebo radiačním ochlazováním povrchu. Naopak v létě je vliv minimální. Výjimkou je blokování ve východní Evropě. Při blokování v této oblasti v letním půlroce se nad území ČR dostává teplý vzduch z jihovýchodu.

Relativně velká záporná závislost v zimním období mezi blokováním a teplotou vzduchu v Praze-Klementinu je v souladu s výsledky v práci REX (1951) či TRIGO ET AL. (2004). Shoda panuje také mezi dosaženými výsledky a výsledky v práci REX (1951) v letním období. Jedná se o nevýznamnou závislost v letním období mezi blokováním v oblasti Severního moře a teplotou vzduchu v Praze-Klementinu.

Všeobecně je závislost mezi průměrnými měsíčními úhrny srážek v ČR a blokováním menší než mezi teplotou vzduchu a blokováním. Výrazná kladná závislost však je v letních a podzimních měsících při blokování na zeměpisných délkách, na kterých leží ČR. Tato závislost souvisí pravděpodobně se středomořskými cyklónami, jejichž postup k severu je blokován.

Použití korelace mezi měsíčními hodnotami meteorologických veličin a sumou kladných hodnot jižního gradientu geopotenciální výšky (GHGS) při blokování není zcela vhodná metoda, protože výsledky mohou být zkreslené. Je to dáno tím, že tlakové struktury se obvykle přesouvají na východ, proto tedy při počítání s měsíčními hodnotami nejde jednoznačně říci, že když na určité

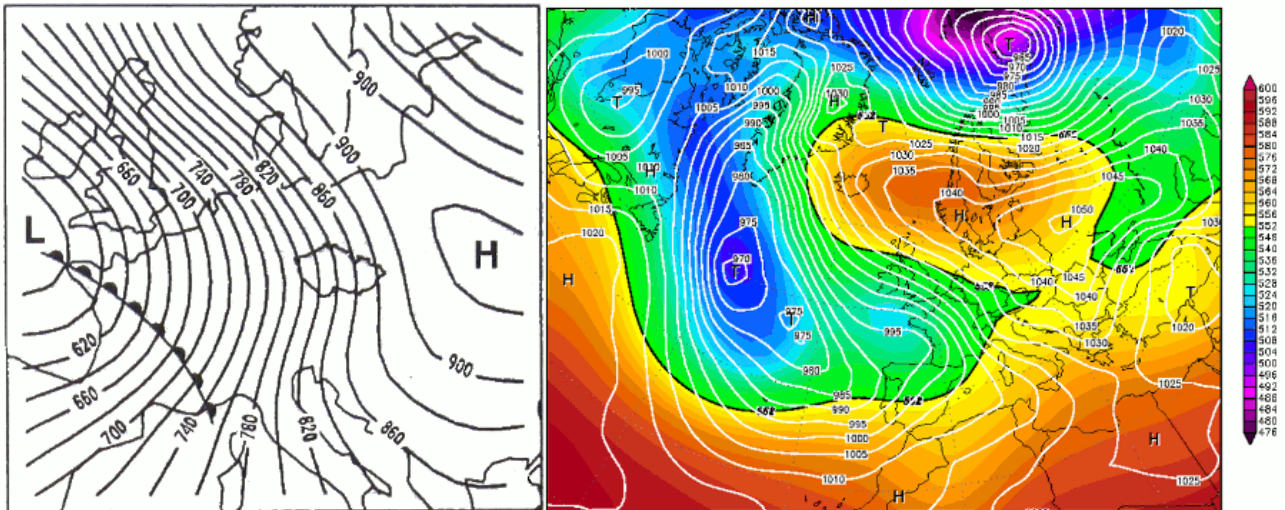
specifické délce nastává blokování, způsobuje toto blokování v ČR nějaké změny v počasí. Nicméně z dosažených výsledků jsou patrné určité signifikantní závěry.

Blokování má velký vliv na výskyt extrémů v ČR. Při výskytu extrémně teplých zimních měsíců dochází k blokování jen velmi zřídka. Naopak při extrémně chladných zimních měsících je blokování častější v celé euroatlantické oblasti. Teplé zimní měsíce jsou způsobeny přenosem tepla z Atlantiku a jihu Evropy. Anticyklonální proudění nad Evropou při blokování vytváří podmínky pro radiační ochlazování povrchu nebo pro advekci studeného vzduchu ze severovýchodu.

Významným faktorem ve vztahu k teplotě vzduchu a především k extrémně chladným zimním měsícům jsou teplotní inverze. V zimním období v městském prostředí, kde se nachází i meteorologická stanice Praha-Klementinum, dochází často ke snížení teploty vzduchu při výskytu inverzních situacích. Z tohoto důvodu může docházet ke zkreslením ve výsledcích. Tato zkreslení by bylo možno eliminovat hodnocením vztahu mezi blokováním a teplotou vzduchu z některé z horských stanic, které však nerepresentují teplotní podmínky v ČR.

Dokázána byla také souvislost mezi blokováním a případy silných rychlostí větru v ČR. Nad kontinentální Evropou je velmi nízká frekvence při výskytu húlav či větrných bouřích. Malá četnost blokování při výskytu húlav je dána jejich výskytem především v rámci rychle se pohybujících studených front nebo v rámci zvlněných studených front.

K větrným bouřím obvykle dochází při silném zonálním proudění, tzn. bez přítomnosti blokování. K velkým tlakovým gradientům, které způsobují větné bouře, nemusí docházet jen při zonálním proudění. Příkladem může být situace ze dne 17. 12. 1999 (Obr. 5.1). Při této situaci se vyskytuje blokování na zeměpisných délkách střední Evropy.



Obr. 5.1: Synoptická situace 17.12.1997. Vlevo je zobrazena geopotenciální výška hladiny 925 hPa. Vpravo je izoliniemi znázorněn tlak vzduchu na hladině moře a rastrem geopotenciální výška hladiny 500 hPa. (Zdroj: BRÁZDIL ET AL., 2004, WETTERZENTRALE, 2010).

Mezi extrémními srážkovými událostmi, které se vyskytují především v letním období, a blokováním podle zvoleného indexu není patrná žádná souvislost. Silné srážkové události v ČR jsou spojeny především se středomořskými cyklónami, jejichž postup je blokován. Při tom ale nemusí dojít k atmosférickému blokování ve smyslu uvažovaného indexu.

## 6 Závěr

Blokování je jedinečný fenomén a v souladu s tím přitahuje velkou pozornost meteorologů. Jako i u jiných struktur v synoptické meteorologii není jednoduché důsledně formulovat blokování. Ve všech definicích je určité množství subjektivity a tato práce není výjimkou.

Cíli této práce bylo zhodnotit klimatologii blokování v euroatlantické oblasti, vztah blokování k průměrným měsíčním teplotám vzduchu a úhrnům srážek v ČR, vztah k extrémním povětrnostním situacím a k silným velkoprostorovým srážkám v ČR. V prezentovaných výsledcích byly tyto cíle splněny.

Provedená analýza v podstatě dokládá předpoklady stanovené v úvodní kapitole. Liší se pouze ve vztahu mezi měsíčními úhrny srážek v ČR a blokováním. Předpoklad, že nedochází k výraznější závislosti mezi srážkami a blokováním, nebyl potvrzen. Naopak bylo zjištěno, že při blokování v blízkosti zeměpisných délek, na kterých leží ČR, v letních a podzimních měsících dochází k průměrně vyšším srážkovým úhrnům.

Předpoklady vazeb mezi ostatními meteorologickými prvky a blokováním platí. V zimních měsících při výskytu blokování v celé oblasti je dosahováno v Praze-Klementinu nižších hodnot teploty vzduchu než je průměrná teplota vzduchu v těchto měsících. V ostatních měsících už je závislost mezi blokováním a teplotou vzduchu nevýznamná. Blokování v euroatlantické oblasti má vliv na extrémní meteorologické události v Evropě, potažmo v ČR. Při extrémních větrných událostech v ČR (větrné bouře a húlavy) nedochází podle očekávání k blokování v oblasti střední Evropy. Výskyt blokování nad střední Evropou při silných velkoprostorových deštích v ČR je srovnatelný s průměrnou frekvencí blokování.

Další výzkum by měl směřovat k identifikaci blokování na základě vhodnějšího indexu, např. indexu založeného na potenciální vorticitě nebo modifikací použitého indexu. Práce by také mohla být rozšířena o korelace mezi blokováním a meteorologickými prvky z většího počtu meteorologických stanic v ČR, popř. i z celé Evropy, aby mohly být hodnoceny regionální rozdíly dopadu blokování. Vhodné by bylo zaměřit se na vazbu mezi blokováním a denními hodnotami meteorologických veličin, zejména teploty vzduchu.

## Použitá literatura a zdroje dat

ALLABY, M., 2007: *Encyclopedia of weather and climate* [eBook]. New York: Facts On File (Infobase Publishing). ISBN-13: 978-0-8160-6350-5.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY [on-line]. [cit. 2010-01-19]. *Glossary of meteorology*. URL: <<http://amsglossary.allenpress.com/glossary>>.

BEDNÁŘ, J., 2003: *Meteorologie: úvod do studia dějů v zemské atmosféře*. 1. vydání. Praha: Portál. 224 s. ISBN-10: 80-7178-653-5.

BRÁZDIL, R., ET AL., 2004: *History of Weather and Climate in the Czech Lands VI: Strong winds*. Brno: Masaryk University, 2004. 378 pp. ISBN-10: 80-210-3547-1.

CPC [on-line]. [cit. 2010-01-19]. *Atmospheric Blocking*. URL: <<http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/block.shtml>>.

ČHMÚ. *Průměrné měsíční teploty vzduchu v Praze-Klementinu 1957/9-2002/8*.

ČHMÚ. *Průměrné měsíční úhrny srážek v ČR 1953/9-2004/2*.

ECMWF. *ERA-40: Geopotenciální výška hladiny 500 hPa*.

GOLDENBERG, S., 2004: *TCFAQ A7) What is an extra-tropical cyclone?* [online]. [cit. 2010-07-12]. URL: <<http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A7.html>>.

HABY, J.: Weather prediction education [online]. [cit. 2010-07-11]. *The 300 / 200 mb chart*. URL: <<http://www.theweatherprediction.com/charts/300/>>.

KAŠPAR, M., AND MÜLLER, M., 2008: *Selection of historic heavy large-scale rainfall events in the Czech Republic*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 1359-1367.

LANG, A. L.: Course AOS 101: Introduction to Weather and Climate [online]. [cit. 2010-07-11]. *Mid-Latitude Cyclones: Vertical Structure*. Dept. of Atmospheric and Oceanic Sciences (University of Wisconsin-Madison). URL: <<http://www.aos.wisc.edu/~aalopez/aos101/wk14.html#vort>>.

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

LYNDON STATE COLLEGE [online]. [cit. 2010-07-11]. *Survey of Meteorology*. Chapter 12, Mid latitude Cyclones. URL: <<http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter12/index.html>>.

NATIONAL WEATHER SERVICE - CENTRAL REGION HEADQUARTERS [online]. 2004 [cit. 2010-07-11]. *NWS Louisville: Meteorological Processes Part I*. URL: <<http://www.crh.noaa.gov/lmk/soo/docu/forcing1.php>>.

- NATIONAL WEATHER SERVICE SOUTHERN REGION [online]. [cit. 2010-07-11]. *NWS JetStream - The Jet Stream*.  
URL: <<http://www.srh.noaa.gov/jetstream/global/jet.htm>>.
- OLIVER, J. E., 2008: *Encyclopedia of world climatology*. Dordrecht (Netherlands): Springer. 854 pp. ISBN: 978-1-4020-3264-6.
- PECHA, P., A HOFMAN, R., 2007: *Asimilace matematického modelu s měřenými daty při odhadech znečištění životního prostředí*. Praha: Ústav teorie informace a automatizace (AV ČR).
- PIDWIRNY, M., 2006: *The Mid-Latitude Cyclone. Fundamentals of Physical Geography* [on-line]. 2nd Edition. [cit. 2010-01-19].  
URL: <<http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7s.html>>.
- REX, D. F., 1951: *The Effect of Atlantic Blocking Action upon European Climate*. *Tellus*, vol. 3, 100-111.
- ROHLI, R. V., AND VEGA, A. J., 2008: *Climatology*. Sudbury (Massachusetts, United States): Jones & Bartlett Publishers. 466 pp. ISBN-13: 978-0-7637-3828-0.
- ŘEZÁČOVÁ, D., ET AL., 2007: *Fyzika oblaků a srážek*. 1. vyd. Praha: Academia. 576 s. ISBN: 978-80-200-1505-1.
- SILLMANN, J., AND CROCI-MASPOLI, M., 2009: *Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate*. *Geophysical Research Letters*, vol. 36, L10702, doi:10.1029/2009GL038259.
- SOBÍŠEK, B., ET AL., 1993: *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Praha: Ministerstvo životního prostředí.
- THE GEOGRAPHY PAGES [online]. [cit. 2010-07-11]. *Anticyclones*.  
URL: <<http://www.geographypages.co.uk/anticyclone.htm>>.
- TIBALDI, S., AND F. MOLTENI, 1990: *On the operational predictability of blocking*. *Tellus*, 42A, 343-365.
- TOMCZAK, M., AND GODFREY, J. S., 2003: *Regional Oceanography: an Introduction*. 2nd edn. 390p. Chapter 3, The Coriolis force, geostrophy, Rossby waves and the westward intensification [on-line]. [cit. 2010-01-19].  
URL: <<http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdf/colour/single/03P-Geostrophy.pdf>>.
- TRIGO, R. M., ET AL., 2004: *Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses*. *Climate Dynamics*, vol. 23, 17–28.
- UCAR [on-line]. 2009 [cit. 2010-01-19]. *Recognition and Impact of Vorticity Maxima and Minima in Satellite Imagery*.  
URL: <<http://www.met.ed.ucar.edu/EUMETSAT/vorticity/print.htm>>.

UPPALA, S. M., ET AL., 2005: *The ERA-40 reanalysis*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 131, issue 612, pp. 2961-3012.

WETTERZENTRALE [cit. 2010-08-12]: *Top Karten : Archiv Reanalysis - Europa*.  
URL: <<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaur.html>>.