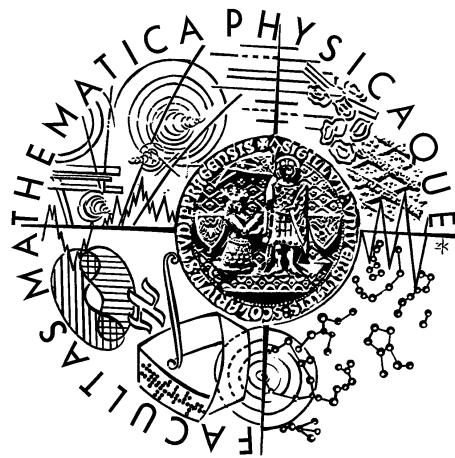


Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta



DIPLOMOVÁ PRÁCE

Matouš Borák

VZTAH MEZI TEPLOTOU POVRCHU OCEÁNU A
ATMOSFÉRICKOU CIRKULACÍ

Katedra meteorologie a ochrany prostředí

Vedoucí diplomové práce: doc. RNDr. Jaroslava Kalvová, CSc.

Studijní program: fyzika

Studijní směr: meteorologie a klimatologie

Praha 2000

Děkuji touto cestou doc. Jaroslavě Kalvové za cenné připomínky při vypracovávání této diplomové práce a za pracovní entuziasmus, který na mne po celou dobu přenášela.

M. B.

Prohlašuji, že jsem svou diplomovou práci napsal samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů. Souhlasím se zapůjčováním práce.

V Praze dne 24. dubna 2000.

Matouš Borák

Obsah

Úvod	1
1 SST a cirkulace severního Atlantiku	3
1.1 Teplota povrchu oceánu	3
1.2 Cirkulace v severním Atlantiku	4
2 Tlaková pole a atmosférická cirkulace	7
2.1 Úvod – variabilita tlakových polí	7
2.2 Cirkulační indexy	9
2.2.1 Severoatlantická oscilace (NAO)	9
2.2.2 Ostatní cirkulační indexy	13
3 Variabilita v oblasti severního Atlantiku	17
3.1 Úvod – oceán a atmosféra jako klimatický systém	17
3.1.1 Fyzikální vazby mezi oceánem a atmosférou	17
3.1.2 Variabilita systému oceán–atmosféra	18
3.2 Pozorovaná variabilita v severním Atlantiku	19
3.3 Teorie variability v severním Atlantiku	20
3.3.1 Intra- a interannuální variabilita	20
3.3.2 Variabilita na škále desetiletí a delší	20
4 Data a metody	24
4.1 Charakteristika a příprava dat	24
4.2 Korelační mapy	25
4.3 Analýza hlavních komponent (PCA)	26
4.3.1 Teorie PCA	27
4.3.2 Problémy s interpretací výsledků PCA	28
4.3.3 Postup při výpočtu PCA	32
4.4 Rozklad na singulární hodnoty (SVD)	33
5 Výsledky výpočtů – anomálie SST	34
5.1 Korelační mapy	34
5.2 Analýza hlavních komponent	35

6 Výsledky výpočtů – tlaková a geopotenciální pole	39
6.1 Korelační mapy	39
6.2 Analýza hlavních komponent	40
6.2.1 První oblast — severní polokoule	40
6.2.2 Druhá oblast — severní Atlantik a Evropa	54
7 Výsledky výpočtů – vazby atmosféra–oceán	60
8 Citlivost výpočtu PCA	67
8.1 Rozložení uzlových bodů na síti	67
8.2 Použití kovarianční vs. korelační matice	69
8.3 Problémy s numerickým výpočtem	70
9 Závěr a náměty pro další výzkum	73
Literatura a internetové odkazy	75
Přílohy	78
A Výsledky PCA (severní polokoule)	78
B Výsledky PCA (atlanticko–evropská oblast)	88

Úvod

Přestože Česká republika není přímořským státem, počasí u nás a průměrné klimatické charakteristiky jsou do jisté míry ovlivňovány teplotními poměry v severním Atlantiku a související atmosférickou cirkulací nad ním. Právě na studium vazeb mezi oceánem a atmosférou v atlanticko-evropské oblasti se proto soustřeďuje tato diplomová práce. Jedním z aktuálních úkolů české klimatologie je zhodnocení možností dlouhodobé předpovědi (např. na příští sezónu) pro oblast střední Evropy nebo přímo pro české země. Tato práce je zaměřena na hledání oscilací v poli teploty povrchu oceánu a tlaku vzduchu (a vazeb mezi nimi) a může tak představovat první krok při řešení tohoto úkolu.

Proměnlivost meteorologických polí (oceánických i atmosférických) je velmi vysoká a to ve všech časových i prostorových měřítcích, od turbulentních fluktuací pohybu vzduchu čítajících zlomky sekund až po pomalé globální změny klimatu na škále staletí a delších škálách. Rozpoznání vazeb mezi jednotlivými proměnnými je proto velice obtížné. Existují však matematické metody, jež v poli dané veličiny dokážou odhalit oscilace, jež jsou silné, dlouhotrvající (resp. znova se objevující) a statisticky významné, tedy z klimatologického hlediska důležité.

Takovou metodou je například tzv. analýza hlavních složek (PCA), která umožňuje rozložit proměnlivost původních polí do vzájemně statisticky nezávislých částí, tzv. módů variability.

Výpočty nezávislých módů proměnlivosti meteorologických proměnných jsou v ČR teprve na počátku. Metoda PCA sice byla našimi meteorology již několikrát použita, vždy však v poněkud jiných souvislostech. Módy variability byly například počítány pro validaci cirkulace v globálním cirkulačním modelu ECHAM (DUBROVSKÝ A HUTH, 1998) nebo pro posouzení možností tzv. statistického downscalingu (SDS) ve střední Evropě (SDS hledá statistické vazby mezi velkorozměrnými poli, které jsou modely relativně dobře předpovídány, a lokálními meteorologickými veličinami, v jejichž simulaci nejsou globální modely příliš spolehlivé), viz např. HUTH (1997).

O módech proměnlivosti v tlakových polích (tzv. cirkulačních indexech) se okrajově zmiňuje také METELKA (1997), jeho práce se však primárně zabývá analýzou sekulárních (staletých) řad klimatologických charakteristik.

Cílem předkládané diplomové práce je zjistit pomocí analýzy hlavních složek nejdůležitější oscilace (tzv. „telekonexe“) v poli teploty povrchu severního Atlantiku a v tlakových (resp. geopotenciálních) polích, se zaměřením na oblast Evropy. Následně jsou zkoumány vazby mezi těmito nalezenými oscilacemi.

V prvních třech kapitolách je zhodnoceno chování severního Atlantiku (teplota, cirkulace), popsány jsou tlakové oscilační indexy, stručně shrnuta je pozorovaná variabilita v oblasti severního Atlantiku a uvedeny jsou současné teorie snažící se tuto proměnlivost vysvětlit.

Druhá část práce (kapitoly 4 až 6) se zabývá použitou metodikou a prezentuje výsledky analýzy hlavních komponent, opět postupně pro teplotu oceánu a pro tlaková pole severní polokoule resp. atlanticko-evropské oblasti.

Kapitola 7 se věnuje vlastním oceánicko-atmosférickým vazbám. V další části (kap. 8) je rozebrána citlivost metody PCA na volbu konkrétního postupu výpočtu a nakonec (v kap. 9) jsou uvedeny závěry z výsledků všech výpočtů a náměty pro případný další výzkum této problematiky.

Kapitola 1

SST a cirkulace severního Atlantiku

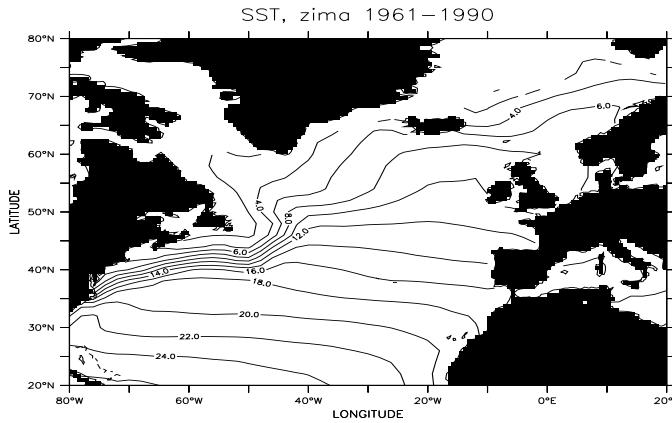
1.1 Teplota povrchu oceánu

Teplota povrchu severního Atlantského oceánu (*Sea Surface Temperature, SST*) je ovlivňována množstvím faktorů. Zonální rozložení teploty, jež by odpovídalo přísunu solární energie v různých zeměpisných šířkách, je modifikováno cirkulačními podmínkami v atmosféře, výměnami zjevného resp. latentního tepla a v neposlední řadě také mořskými proudy.

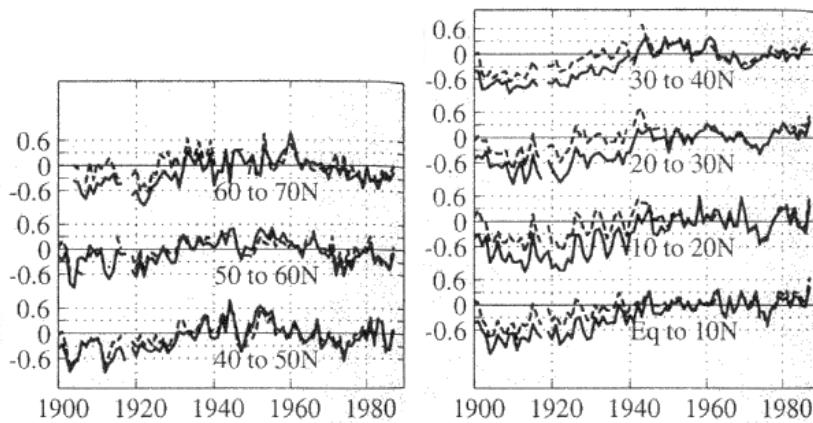
Dlouhodobý zimní průměr teploty povrchu oceánu v extratropické oblasti Atlantiku, který je vynesen na obrázku 1.1, je do značné míry determinován právě existencí oceánických proudění. Patrný je zejména teplý Golfský proud šířící se od východního pobřeží severní Ameriky severovýchodním směrem.¹⁾ Jižně od Islandu se rozděluje na dvě části, jedna se stáčí na severozápad k pobřeží Grónska, druhá „pokračuje“ dále do oblasti Skandinávie. Rozeznatelný je také studený Labrador-ský proud, který se vylévá z Labradorské úžiny a protéká kolem severovýchodního pobřeží Kanady (New Foundland), kde se stýká s proudem Golfským a zaniká. Zhruba od 35. rovnoběžky severně jsou teploty povrchu na západním okraji atlantického bazénu nižší než na „evropské“ straně. Směrem k rovníku je tento poměr obrácený vzhledem k výskytu teplého Severního rovníkového proudu (*North Equatorial Current*) a chladného Kanárského proudu u pobřeží Afriky (EB, 1999).

Podívejme se nyní stručně na to, jak se teplota povrchu severního Atlantiku vyvíjela v posledním století. Na obrázku 1.2 (převzato z KUSHNIR, 1994) jsou uvedeny roční zonální průměry (vždy po 10° zeměpisné šířky) anomálií SST za období 1900–1987 (plná čára). Náhlý kladný „skok“ v hodnotách kolem roku 1940 je způsoben přechodem na jinou technologii měření SST (u předchozích měření pomocí věder docházelo ke značnému výparu a tím i snížení teploty vody). U všech zonálních pásů jsou na teplotních křivkách patrný záporné anomálie teploty během prvních dvou desetiletí 20. století. Od té doby se teplota povrchu Atlantiku

¹⁾ Golfský proud je od 40. rovnoběžky severně většinou nazýván jako tzv. Severoatlantický proud (*North Atlantic Current*).



Obr. 1.1: Průměrná teplota povrchu severního Atlantiku za zimní (prosinec až únor) období 1961–1990. Data: GISST2.2 (viz kapitola 4.1).



Obr. 1.2: Roční průměry anomalií SST severního Atlantiku zprůměrované po 10° zonálních pásech (plná čára). Totéž pro atmosférickou teplotu je vyneseno přerušovanou čarou. Převzato z KUSHNIR (1994).

postupně zvyšuje přibližně až do 60. let, kdy opět začala klesat a na počátku 70. let dosáhla minima, a to hlavně v severních oblastech atlantického bazénu. Od 50. rovnoběžky severně toto ochlazení trvá až do konce 80. let (tedy do konce období, jež KUSHNIR, 1994 sledoval; pozdější práce naznačují, že ochlazení trvalo až do roku 1994, viz např. GRAY, 1997).

KUSHNIR (1994) dále uvádí jak se tyto změny projevují na jednotlivých místech oblasti. Konkrétně jde o rozdíl mezi teplejšími léty 1950–1964 a chladnějším obdobím 1970–1984. Nevýraznější ochlazení nastalo na severu – v Grónském moři, v oblastech kolem Islandu a slaběji také na 40. rovnoběžce.

1.2 Cirkulace v severním Atlantiku

Atmosférická cirkulace působí na hladinu oceánů tečnými silami a uvádí tak do pohybu povrchová proudění. Tento pohyb je často označován jako tzv. Ekmanův transport. Tečná třecí síla se skládá se silou Coriolisovou, povrchové oceánické

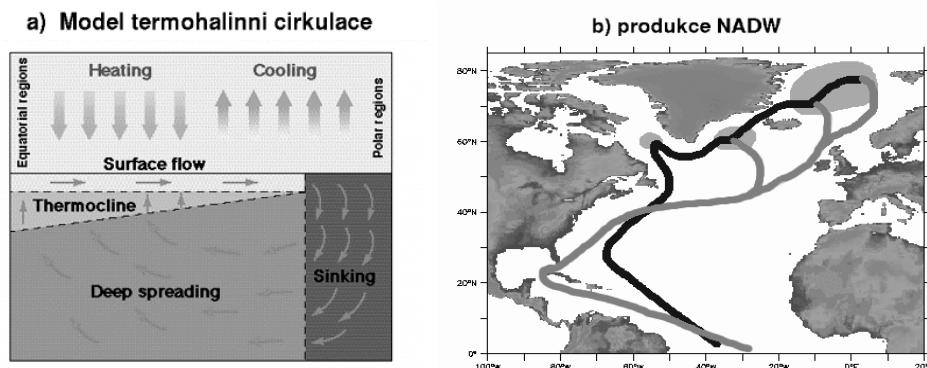
proud se proto od směru atmosférického proudění odchyluje o pravý úhel: na severní polokouli vpravo, na jižní vlevo (EB, 1999). Komplex proudů v povrchové vrstvě oceánů tvoří mohutné oceánické víry (*ocean gyres*). Tyto rozlišujeme na subtropické a subpolární oceánické víry.

Anticyklonální subtropický vír severního Atlantiku je tvořen tzv. Severoatlantickým rovníkovým proudem (*Atlantic North Equatorial Current*, 10-20° zeměpisné šířky), který se pohybuje směrem na západ, dále Golfským proudem, jehož jedna větev se uprostřed atlantického bazénu (přibližně na 50. rovnoběžce) odděluje jihozápadním směrem zpět ke břehům Afriky a tvoří Kanárský proud.

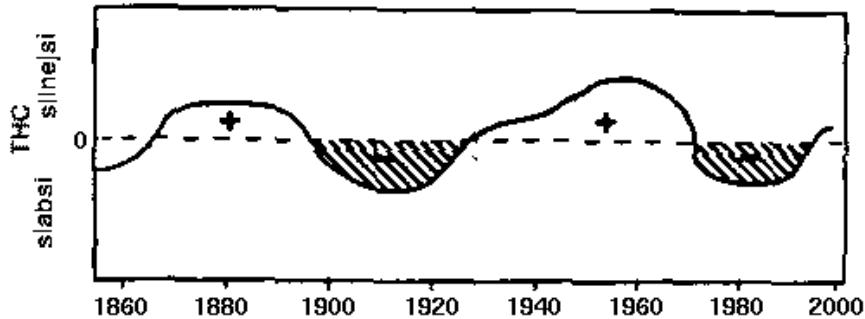
Subpolární oceánický vír zabírá menší část plochy Atlantiku, tj. rozpíná se od asi 50. rovnoběžky severně, a má cyklonální charakter cirkulace. Tvoří jej Severoatlantický proud, tzv. Východogrónský (*East Greenland Current*) a Labradorský proud. (EB, 1999)

Oceánická cirkulace v severním Atlantiku se však zdaleka neomezuje jen na povrchové vodní vrstvy. Konvergence (resp. divergence) povrchových mořských proudů na určitých místech například způsobuje klesání (resp. stoupání) mořské vody a dává tak vzniknout konvektivní cirkulaci řízené atmosférickým prouděním. V severním Atlantiku je tento vzestup (*upwelling*) pozorován například na západním pobřeží severní Afriky, kde vystupuje na povrch studená hlubokomořská voda. Tato voda je bohatá na živiny a podporuje tak rozvoj zdejších ekosystémů. (HEMMING, 2000)

Patrně ještě důležitější roli však v severním Atlantiku hraje tzv. místa vzniku „hlubinné vody“ (*deep water formation sites*, český ekvivalent neexistuje). Tato místa spolu s hlubokomořskými proudy tvoří část celoplaneární konvektivní cirkulace v oceánech, tzv. termohalinná cirkulace (*thermohaline circulation*, THC, viz také obr. 1.3a) řízené hustotou mořské vody. Hustota vody je nepřímo úměrná teplotě a přímo úměrná salinitě, tj. obsahu mořských solí na jednotku hmotnosti vody (odtud také vznikl název). Mořská voda relativně hustější vůči okolí má ten-



Obr. 1.3: (a) Idealizovaný model termohalinní cirkulace. Shrnuje ochlazování mořské vody v polárních oblastech, vznik „hlubinné vody“, hlubokomořské proudy směrem k rovníku a výstup (*upwelling*) na povrch. (b) Místa vzniku NADW (světlé šedé oblasti). Světlé čáry představují povrchové mořské proudy, tmavé pak hlubokomořský proud NADW.



Obr. 1.4: Orientační vývoj intenzity termohalinní cirkulace od poloviny 19. století.
Převzato z GRAY (1997), upraveno.

deci klesat k oceánickému dnu (*sinking, downwelling*), teplejší voda o nižší salinitě naopak stoupá k povrchu oceánu (*upwelling*). (EB, 1999)

Golfský (resp. Severoatlantický, viz poznámka¹⁾ na str. 3) proud přináší do subpolárních oblastí Atlantiku slanou a relativně teplou mořskou vodu. Ta se v těchto místech, hlavně v Grónském, Norském a Labradorském moři, silně ochlazuje, klesá ke dну oceánu a stává se tak tzv. „Atlantickou hlubinnou vodou“ (*North Atlantic Deep Water, český ekvivalent neexistuje, NADW*, viz obrázek 1.3b). NADW se prostřednictvím hlubokomořských proudů šíří zpět k rovníku a dále až např. do Indického oceánu, kde se opět prohřívá (difúzí s okolní masou teplé vody) a stoupá k povrchu. Kruh nakonec uzavírájí povrchové mořské proudy. Celému tomuto uspořádání se někdy přezdívá „*the Great Conveyor Belt*“, tedy „dopravní pás“. (EB, 1999; GRAY, 1997)

Intenzita termohalinní cirkulace není v současnosti měřitelná přímými metodami, jsme tedy odkázáni na nepřímá měření změn v polích atmosférických a oceánických proměnných, které jsou vyvolány anomáliemi THC (o vazbách mezi intenzitou THC a atmosférickými procesy se blíže zmíníme v kapitole 3.3.2). GRAY (1997) uvádí orientační náčrtek vývoje intenzity THC za posledních několik desetiletí získaný nepřímými metodami, viz obr. 1.4. Z obrázku lze vysledovat zvýšenou intenzitu THC v období od 30. do 70. let 20. století a naopak nízkou od 70. do počátku 90. let. Tento vývoj je velmi podobný kolísání teploty povrchu oceánu v oblasti severního Atlantiku (viz obrázek 1.2).

Poznamenejme ještě, že u modelových výpočtů je možné stanovit index termohalinní cirkulace přesněji – je vyjádřen jako celkový meridionální tok v Atlantickém oceánu. THC index je obvykle vyčíslen v jednotkách Sv („sverdrup“, podle norského oceánografa H. U. Sverdrupa). Jeden sverdrup odpovídá meridionálnímu toku $10^6 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. (Timmermann et al., 1998; EB, 1999).

Kapitola 2

Tlaková pole a atmosférická cirkulace

2.1 Úvod – variabilita tlakových polí

Pole tlaku (resp. geopotenciálu) vykazuje velkou míru variability, a to na všech časových škálách, od denního chodu přes periody několika dnů spojené s přechody tlakových útvarů a atmosférických front až po periody desetiletí a delší, při nichž se uplatňují interakce atmosféry s oceány, kryosférou, atp. (KYSELÝ, 1998).

Již dlouho je známo, že se na některých místech na Zemi vyskytují tlakové útvary určitého druhu častěji než jinde, dnes mluvíme o tzv. kvaziperzistentních tlakových útvarech. Navíc bylo postupně odhaleno, že některé z těchto útvarů, třebaže často vzájemně velmi vzdálené, jsou mezi sebou nějakým způsobem „propojeny“, tj. že se v těchto místech vyskytují simultánní (většinou navzájem opačné) anomálie tlaku vzduchu – oscilace. Přibližně od 20. let 20. století byly tyto vazby zkoumány jednoduchými objektivními metodami založenými na výpočtu korelací mezi časovými řadami tlaku vzduchu na jednotlivých místech Země (viz také kapitola 4.2 „Korelační mapy“). Takto bylo postupně objeveno velké množství těchto „dálkových propojení“, dnes běžněji nazývanými „telekonexe“ nebo „circulační indexy“, aby bylo zdůrazněno, že anomálie tlaku v jednotlivých útvarech vedou také k anomáliím atmosférické cirkulace. Zmíněné útvary jsou nazývány „akčními centry“ (*centers of action*). (KYSELÝ, 1998)

Názvosloví týkající se variability (nejen) tlaku vzduchu je bohužel velmi neustálené a nepřehledné, je proto vhodné se u něj na chvíli zastavit. Zmíněné „propojení na dálku“ je v anglosaské literatuře označováno mnoha způsoby, nalezneme zde pojmy jako: *teleconnection*, *teleconnection/circulation/oscillation pattern* nebo *circulation/oscillation index*. Termín *teleconnection* je obecným označením pro trvalou (resp. znovu se objevující) simultánní vazbu mezi fluktuacemi pole určité meteorologické proměnné na dvou či více vzájemně vzdálených místech Země (WALLACE A GUTZLER, 1981). Spojení obsahující slovo „*pattern*“ zdůrazňuje vzájemnou polohu jednotlivých akčních center, „*index*“ naproti tomu odkazuje spíše na časovou řadu intenzity oscilace spojené s akčními centry. Všechny tyto termíny v současné

době bývají často zaměňovány. V domácí literatuře se používá počeštěný pojem „telekonexe“, u pole tlaku pak také „circulační index“.

Poněkud užší význam má termín „módy variability“ (*variability modes*), který označuje složky proměnlivosti daného pole, které jsou vzájemně statisticky nezávislé (tj., algebraicky řečeno, prostorově orthogonální). (KYSELÝ, 1998). Tyto módy lze odhalit pomocí matematických metod zaměřených na diagonalizaci kovarianční matice daného pole, jakou je např. analýza hlavních komponent (PCA), jež bude podrobně popsána v kapitole 4.3.

Dnes jsou circulační indexy nejčastěji analyzovány v poli geopotenciálu na hladině 700 hPa. K analýze se většinou používá tzv. rotovaná analýza hlavních komponent (RPCA), která umožňuje mj. kvantitativně určit procentuální část, kterou z celkové proměnlivosti daného tlakového pole každá oscilace vysvětluje, a tím i její význam pro circulaci ve studované oblasti.

Příklad takového analýzy lze nalézt v BARNSTON A LIVEZEY (1987), odkud byla převzata následující tabulka:

Cirkulační index	NAO	EA	SCA	EAWR	TNH	PNA	WP
Pořadí (zima)	1	5	8	6	4	2	3

V tabulce je uvedeno pořadí několika významnějších circulačních indexů v poli geopotenciálu na hladině 700 hPa v zimě (prosinec až únor). Pro vysvětlení zkratky oscilací viz dále.¹⁾

V následujících sekcích se zaměříme hlavně na Severoatlantickou oscilaci (NAO), neboť je nejvýznamnějším circulačním indexem, zvláště pro oblast severního Atlantiku a Evropy. Ostatní indexy circulace budou popsány jen velice stručně, s důrazem na slovní popisy poloh jejich akčních center, neboť ty budou později sloužit při pokusech o interpretaci mód variability tlakového resp. geopotenciálního pole v kapitole 6.2.

¹⁾ Oscilace SCA je v BARNSTON A LIVEZEY (1987) uvedena jako „Eurasian oscillation – 1“ (EU1) a EAWR jako „Eurasian oscillation – 2“ (EU2).

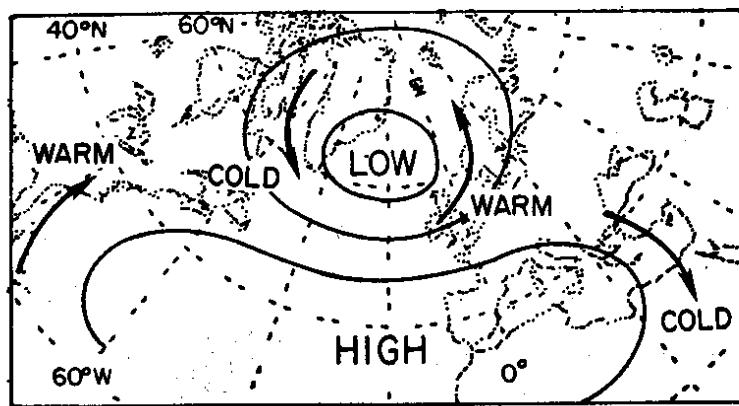
2.2 Cirkulační indexy

2.2.1 Severoatlantická oscilace (NAO)

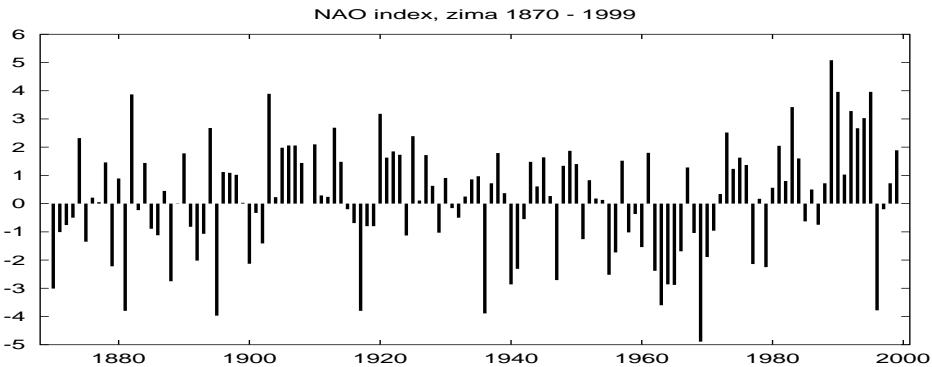
Severoatlantická oscilace (*North Atlantic Oscillation, NAO*) s akčními centry poblíž Islandu a Azorských ostrovů představuje jednu z nejvýznamnějších alternací atmosféry na severní polokouli. Je známá již poměrně dlouho – patrně poprvé byly výkyvy tlaku vzduchu podobné NAO popsány na konci 19. století francouzským meteorologem a objevitelem stratosféry Leonem Teisserenc de Bortem (KYSELÝ, 1998; EB, 1999).

Ve 20. a 30. letech 20. století, po intenzívním studiu korelací v polích tlaku na celé zeměkouli, Walker a Bliss určili polohu akčních center Severoatlantické oscilace objektivně a navrhli index hodnotící její intenzitu. Dnes je používána jeho zjednodušená podoba: index je definován jako rozdíl mezi normalizovanými anomáliemi tlaku redukovaného na hladinu moře na stanicích Stykkisholmur, Island a Ponta Delgada, Azory. Kvůli prodloužení časové řady indexu dále do minulosti jsou někdy místo azorských měření používána data ze stanice Lisbon v Portugalsku. Index NAO má kladnou hodnotu tehdy, je-li tlaková níže nad Islandem abnormálně prohloubena a pokud je Azorská anticyklóna mohutnější oproti dlouhodobému průměru. Severoatlantická oscilace je v proměnlivosti tlaku přítomna po celý rok, nejlépe je však vyjádřena v zimě, kdy vysvětluje více než 30 % meziroční variability tlaku redukovaného na hladinu moře (*sea level pressure, SLP*). (MARSHALL ET AL., 1997)

NAO se projevuje nejen v poli tlaku, ale také v dalších meteorologických proměnných. Idealizovanou představu o nejzákladnějších projevech NAO nalezneme na schematickém obrázku 2.1 převzatém z WALLACE A GUTZLER (1981). Prohloubená tlaková níže nad Islandem v době, kdy je NAO index vysoký, vede k silnějšímu studenému (severnemu) proudění v oblasti Labradoru a naopak k oteplení nad Skandinávií. Mohutnější azorská anticyklóna pak způsobuje větší přísun teplého



Obr. 2.1: Idealizovaná představa Severoatlantické oscilace a jejích nejzákladnějších projevů v době, kdy je NAO index vysoký. Podrobnosti viz text. Převzato z WALLACE A GUTZLER (1981).



Obr. 2.2: Časová řada zimního (průměr za prosinec až březen) indexu Severoatlantické oscilace za období 1870–1999. Index je vypočten jako rozdíl normalizovaného SLP na stanicích Stykkisholmur, Island a Lisbon, Portugalsko.

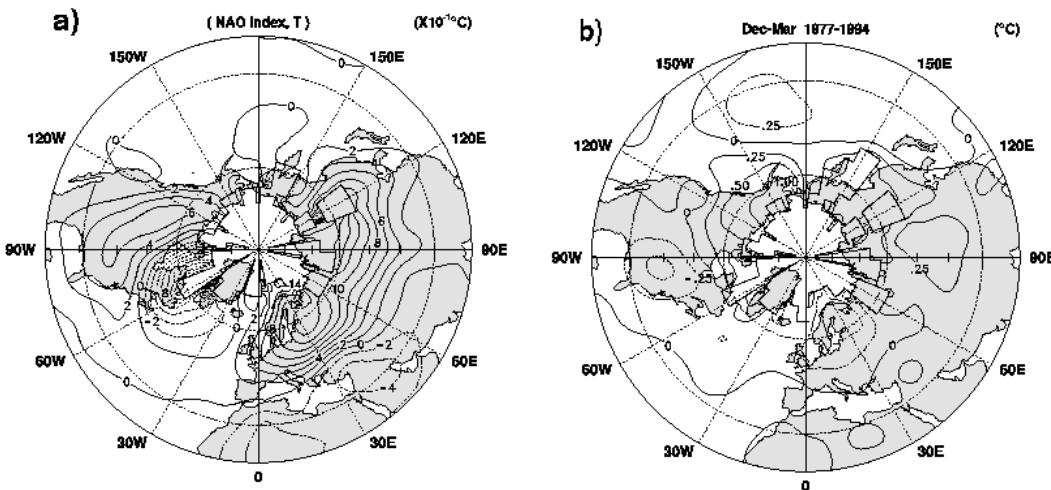
proudění nad jižní oblasti Spojených států a naopak ochlazení nad Středozemním mořem a Blízkým východem. Při negativní fázi NAO jsou tyto anomálie opačné.

Dříve než přikročíme k hodnocení vlivů a dopadů Severoatlantické oscilace, všimněme si blíže samotného NAO indexu. Časová řada indexu za zimní (prosinec až březen) období 1870–1999 je vynesena na obr. 2.2. Z obrázku je patrné, že NAO vykazuje poměrně silnou variabilitu, jak interannuální, tak i na delších časových škálách. Prohlédneme-li si vývoj indexu za posledních 50 let, vidíme, že přibližně od 50. let 20. století jsou jeho hodnoty spíše záporné, s minimem v 60. letech. Na začátku 70. let však NAO přechází do kladné fáze, ve které zůstává až do konce sledovaného období (s několika výjimkami na konci 70. let a zvláště v roce 1996, kdy byl NAO index opět silně záporný).

Díky poloze svých akčních center je severoatlantická oscilace přímo spojena s intenzitou zonálního proudění přes Atlantský oceán. Zaměříme-li se na zimní období, vysoký index NAO, jenž vede k silnějšímu zonálnímu proudění přes střední zeměpisné šířky Atlantiku, přináší nad západní Evropu abnormálně teplý a vlhký mořský vzduch. Naopak, při opačné fázi advekce z oceánu slabne a zima v Evropě má výrazněji kontinentální charakter.

Na obrázku 2.3a (převzato z HURRELL, 1996) vidíme příklad toho, jak se NAO projevuje u pole teplot vzduchu a SST na severní polokouli. Obrázek představuje lokální změny teploty při jednotkovém vztahu hodnot indexu NAO (použita byla lineární regresní závislost). Patrné je zejména silné ochlazení v oblasti Labradoru a Grónska, silné oteplení v severní Evropě, ale i v Asii a severní Americe. Mírné ochlazení je spojeno s Dálným východem a severní Afrikou.

Výpočty (HURRELL, 1996) ukazují, že NAO je zodpovědná za 31 % inetrannuální proměnlivosti pole teploty na severní polokouli. Pozorované oteplování v Evropě za posledních 30 let tedy může být z velké části spojeno právě s nárůstem indexu NAO. Odstraníme-li vliv NAO z pozorované řady teplot vzduchu (resp. SST) na severní polokouli, zimní oteplení v Evropě se dramaticky sníží, viz obr. 2.3b. Na obrázku je započten i vliv tzv. Jižní oscilace (*Southern Oscillation, SO*), která ovšem na teploty vzduchu (resp. SST) v atlanticko-evropském sektoru příliš ne-



Obr. 2.3: (a) Změny zimní teploty vzduchu a SST (v desetinách $^{\circ}$ C) odpovídající jednotkovému zvýšení indexu NAO vypočtené lineární regresí za období 1935–1994. (b) Anomálie zimních teplot vzduchu na severní polokouli za období 1977–1994 relativně vůči letům 1951–1980 po odstranění vlivu NAO a SO (*Southern Oscillation*).

Převzato z HURRELL (1996).

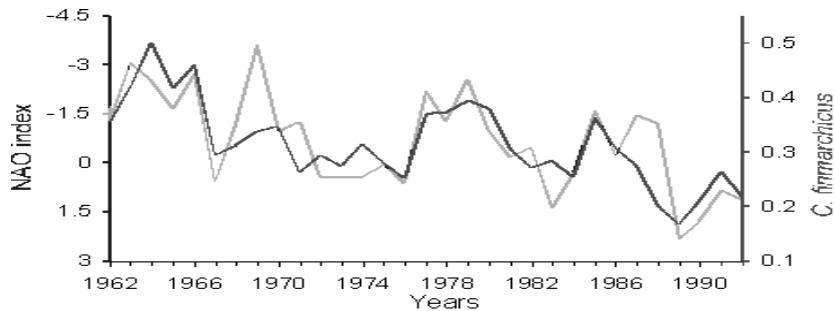
působí, její vliv je soustředěn na americký kontinent a částečně také na Asii (viz také HURRELL, 1996 a jeho obr. 3c).

Teplota vzduchu však není jedinou meteorologickou proměnnou, která je Severoatlantickou oscilací ovlivňována. V následujících odstavcích budou stručně shrnuty některé další projevy NAO, převážně v zimním období. Poznatky jsou převzaty z MARSHALL ET AL. (1997), kde lze také najít odkazy na příslušnou literaturu.

Změnami intenzity zonálního proudění NAO ovlivňuje toky zjevného a latentního tepla nad povrchem Atlantiku, což následně vede ke změnám teploty povrchu oceánu (SST). Vazby mezi atmosférickou cirkulací a teplotou povrchu Atlantiku jsou hlavním tématem této práce a budou podrobně studovány v kapitolách 3.1.1 a 7.

S NAO souvisejí také další oceánické proměnné. Bylo zjištěno, že interannuální a dlouhodobější změny NAO představují důležitý činitel pro rozložení hlubokomořské i povrchové teploty a salinity na různých místech Atlantiku, např. v oblasti Labradoru. NAO dále působí na fluktuace teploty v oceánických prouděních (např. Labradorský proud), na intenzitu oceánické konvekce v místech, kde vzniká tzv. „severoatlantická hlubinná voda“ (NADW, blíže viz kap. 1.2), tedy v Labradorském a Grónském moři, na výšku vln, či na rozložení a mohutnost arktického zalednění.

Severoatlantická oscilace také významně ovlivňuje polohu a dráhu atlantických cyklón a tím i přenos a konvergenci atmosférické vlhkosti. To se v Evropě projevuje změnami intenzity a rozložení srážek. Při vysokých hodnotách indexu NAO se například zvyšují srážky v oblasti Islandu a Skan-



Obr. 2.4: Rozvoj zooplanktonu druhu *Calanus finmarchicus* v závislosti na výkyvech indexu NAO (světlejší křivka, u hodnot indexu byla změněna znaménka). Převzato z FROMENTIN A PLANQUE (1996).

dinávie, sucho naopak nastává ve střední a jižní Evropě a v oblasti Středozemního moře.

Vliv NAO na teplotu a srážky se prostřednictvím složitých zpětných vazeb promítá do mnoha dalších oblastí života, včetně biologických, zemědělských a ekonomických ukazatelů. Uvedeme si dva příklady:

Práce FROMENTIN A PLANQUE (1996) například prokazuje, že NAO má značný vliv na rozvoj populace planktonu v oblasti severovýchodního Atlantiku a v Severním moři. Graf 2.4 zobrazuje křivku každoročního rozmnожení zooplanktonu druhu *Calanus finmarchicus* v závislosti na indexu NAO za zimní a jarní období. Plankton je důležitým článkem potravního řetězce, je proto pravděpodobné, že NAO takto ovlivňuje celou řadu dalších biologických druhů.

Příkladem země ekonomicky silně ovlivněné Severoatlantickou oscilací může být Norsko, jež k produkci elektrické energie používá téměř výhradně hydroelektráren a je tedy závislé na dostatečném přísunu srážek v průběhu roku. V 90. letech, kdy index NAO vykazoval velmi vysoké hodnoty, bylo Norsko schopno vyrobit tolik energie, že velké přebytky mohlo prodávat na světových trzích. V roce 1996 se však NAO nečekaně dostala do silně negativní fáze (viz obr. 2.2), srážky nad Skandinávií se dramaticky snížily a Norsko mělo problémy s dostatečným pokrytím dokonce i vlastních energetických potřeb (MARSHALL ET AL., 1997).

2.2.2 Ostatní cirkulační indexy

Pacificko-severoamerická oscilace (PNA)

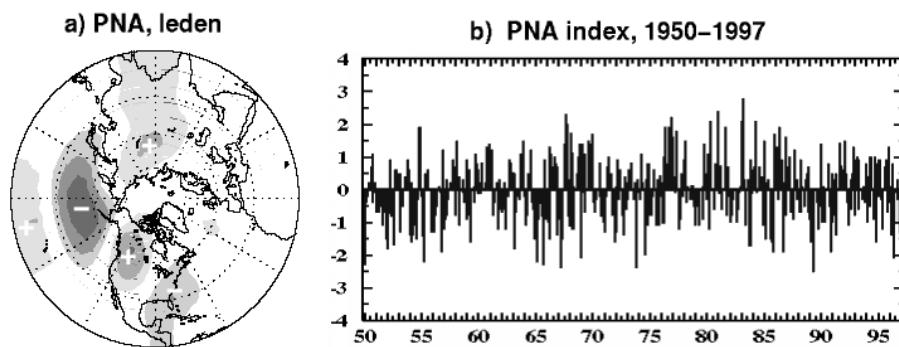
Dalším významným cirkulačním indexem na severní polokouli je tzv. Pacificko-severoamerická oscilace (*Pacific-North American Oscillation*, PNA). PNA z celkové variability vysvětluje přibližně 12 %, jde tedy o v pořadí druhou nejmocnější oscilaci v zimě, hned po NAO (BARNSTON A LIVEZEY, 1987). V poli variability geopotenciálu na hladině 700 hPa ji lze nalézt po celý rok kromě léta (červen a červenec), nejvýraznější je v zimě a na jaře.

PNA je charakteristická (viz obr. 2.5a) silným a plošně rozsáhlým centrem jižně od Aleutských ostrovů, na přibližně 40. až 50. rovnoběžce. Opačně polarizované centrum leží nad západní částí hranice mezi USA a Kanadou. Třetí významné centrum se stejnou polaritou jako „aleutské“ lze nalézt nad Floridou. Kromě této hlavní trojice center se k PNA váže ještě několik podružných center: centrum jižně od „aleutského“ pólu PNA, s opačným znaménkem relativně vůči němu (zhruba na 20. rovnoběžce) a podružné centrum nad střední Asií. (BARNSTON A LIVEZEY, 1987).

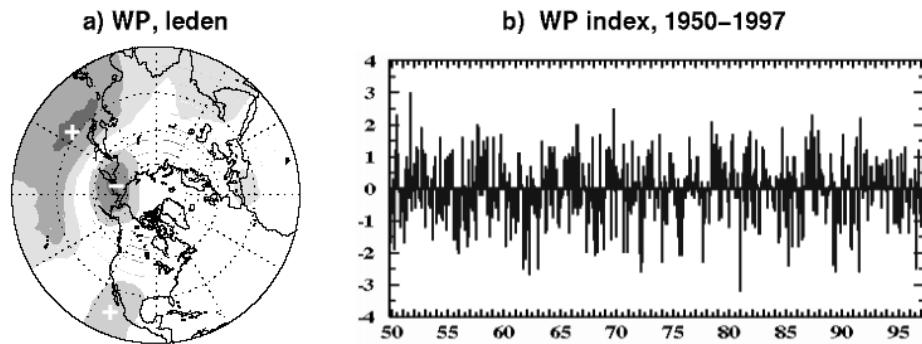
Časová řada indexu PNA na obrázku 2.5b naznačuje výraznou sezónní variabilitu, stejně jako proměnlivost na škále roků až desetiletí. Pozitivní fáze se u PNA objevovala v rozmezí let 1976–1988, rozlišitelná je také v době od podzimu 1991 do jara 1993. Převládající zápornou fázi PNA nalezneme v letech 1964–1967, krátce pak v r. 1989–1990 (viz odkaz na Climate Prediction Center – CPC v Literatuře).

Západopacifická oscilace (WP)

Západopacifická oscilace (*West Pacific Oscillation*, WP) sestává ze severojižního dipólu s jedním centrem lokalizovaným přibližně nad Kamčatkou a druhým velice rozsáhlým centrem, jež se okrajem „dotýká“ východních asijských břehů a rozpíná se přes Tichý oceán dále na východ až za datovou hranici, ke 150. poledníku západní délky (v době svého největšího rozmachu, tj. v chladném období



Obr. 2.5: Pacificko-severoamerická oscilace (PNA). Na obrázku (a) jsou naznačena akční centra a jejich polarita při kladné fázi PNA. Časová řada indexu PNA (měsíční hodnoty) je vynesena na obrázku (b). Upraveno podle Climate Prediction Center (CPC).



Obr. 2.6: Západopacifická oscilace (WP). Na obrázku (a) jsou naznačena akční centra a jejich polarita při kladné fázi WP. Časová řada indexu WP (měsíční hodnoty) je vynesena na obrázku (b). Upraveno podle Climate Prediction Center (CPC).

roku, viz obrázek 2.6a). V létě „tichomořské“ centrum poněkud slábne a na podzim se nad Aljaškou objevuje třetí centrum se stejnou polaritou jako centrum nad Kamčatkou (CPC).

V indexu WP je významnější variabilita přítomna hlavně na relativně kratších časových škálách, jde převážně o mezisezónní a meziroční proměnlivost. Perzistence mezi jednotlivými měsíci sezóny je však často relativně vysoká (CPC).

Oscilace „tropy–severní polokoule“ (TNH)

Oscilace „tropy–severní polokoule“ (*Tropical–Northern Hemisphere Oscillation*, TNH, viz obrázek 2.7a) je v poli tlaku rozpoznatelná v období od listopadu po únor. Akční centra TNH (se shodnou polaritou) se nacházejí jižně od Aljašky a nad Mexickým zálivem, hlavní centrum s opačným znaménkem nad Hudsonovým zálivem. Tento cirkulační index působí na zonální proudění nad Pacifikem a ovlivňuje tak přísun vlhkého mořského vzduchu nad severní Ameriku. Období extrémně nízkých hodnot TNH indexu se často vyskytuje v době, kdy je zvýšena aktivita jevu ENSO (*El Niño – Southern Oscillation*) (CPC).

Východoatlantická oscilace (EA)

Index velice podobný Severoatlantické oscilaci, ovšem s poněkud jižněji posunutými centry, dostal název Východoatlantická oscilace (*East Atlantic Oscillation*, EA). Opět se jedná o dipól, jehož osa je položena meridionálním směrem (viz obr. 2.7b). Pro svou podobnost s NAO je s ní tato oscilace často zaměňována. Jižní centrum ležící v subtropickém Atlantiku je plošně velmi mohutné, v zimním období pokrývá celou šířku oceánu a západní polovinu severní Afriky (CPC).

Východoatlantická–západoruská oscilace (EAWR)

Tzv. Východoatlantická–západoruská oscilace (*East Atlantic – West Russia Oscillation*, EAWR) je aktivní po celý rok kromě letního období (červen až srpen). Tento cirkulační index je ve studii BARNSTON A LIVEZEY (1987) uveden pod

názvem „Eurasia Pattern – 2“. Zvláště v jarním období je tato oscilace tvořena třemi centry: první z nich je umístěno nad západní Evropou, ostatní dvě s opačnou polaritou pak západně od Portugalska (tj. v Atlantiku) a severovýchodně od Kaspického moře v Rusku (viz obr. 2.7c). Zdá se, že pozitivní fáze EAWR indexu je spojena s nadprůměrným množstvím srážek ve Skandinávii a nad severozápadním Ruskem a abnormálně suchými podmínkami na Středním východě a ve Středozemí. Tato situace nastala např. v letech 1992/1993 (CPC).

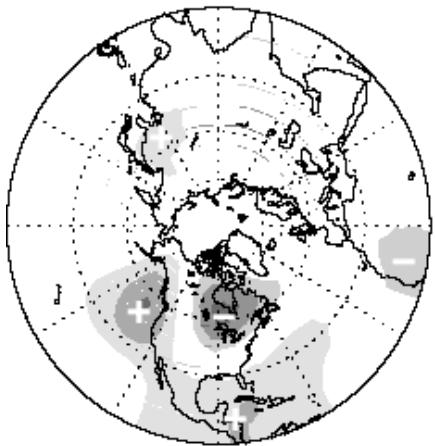
Skandinávská oscilace (SCA)

Skandinávská oscilace (*Scandinavia Oscillation, SCA*) je tvořena silným centrem situovaným nad Skandinávií, v některých ročních obdobích (jaro) se toto centrum rozšiřuje nad značnou část Severního moře a severní Sibiř (viz obrázek 2.7d). Ostatní dvě centra (s opačnou polaritou) leží nad západní Evropou a nad Mongolskem resp. severozápadní Čínou. SCA je v poli tlaku přítomna po celý rok vyjma léta (červen a červenec). Oscilaci opět uvádí BARNSTON A LIVEZEY (1987), ovšem jako „Eurasian Pattern – 1“. Pozitivní fáze indexu je spojena s kladnou anomálií nad Skandinávií a západním Ruskem, která někdy vyjadřuje blokující anticyklonální situaci v těchto oblastech (CPC).

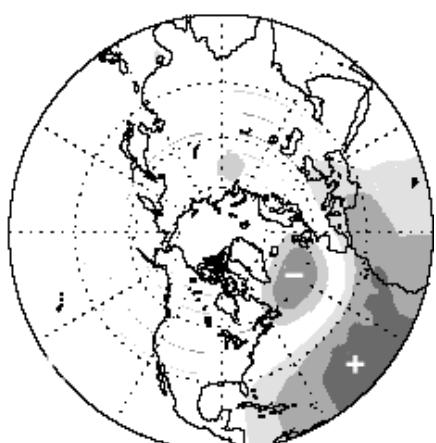
Východopacifická oscilace (EP)

Konečně tzv. Východopacifická oscilace (*East Pacific Oscillation, EP*), která je uvedena na obrázku 2.7e, ovlivňuje cirkulaci nad východním Pacifikem. Je patrná po celý rok kromě srpna a září. Je tvořena severojižním dipólem s centry opačného znaménka lokalizovanými nad Aljaškou a přibližně na 30. rovnoběžce ve východním Pacifiku. Podobně jako TNH je tato oscilace spojena se změnami intenzity západního proudění nad západním pobřežím severní Ameriky s dopady např. na tamější množství srážek. (CPC)

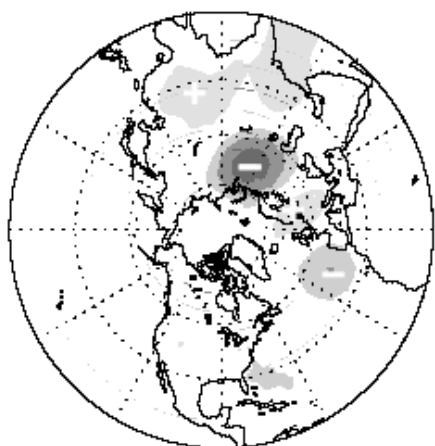
a) TNH, leden



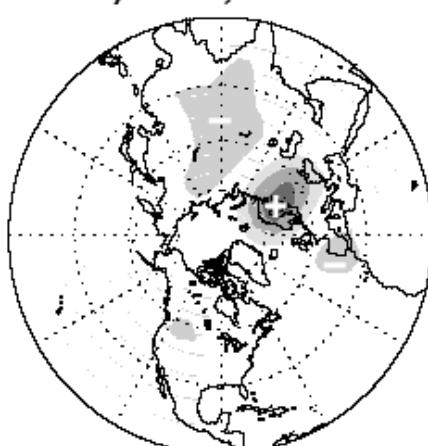
b) EA, leden



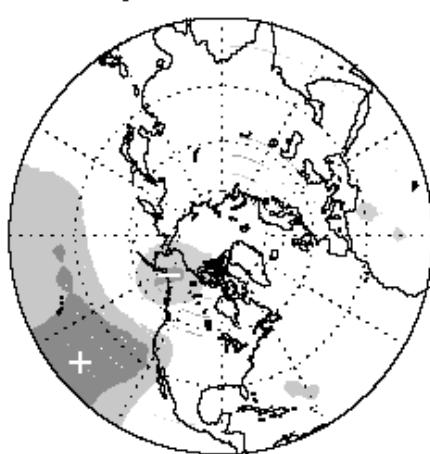
c) EAWR, duben



d) SCA, leden



e) EP, leden



Obr. 2.7: (a) Oscilace tropy–severní polokoule (TNH); (b) Východoatlantická oscilace (EA); (c) Východoatlantická–západorská oscilace (EAWR); (d) Skandinávská oscilace (SCA); (e) Východopacifická oscilace (EP). Naznačena jsou akční centra a jejich polarita při kladné fázi příslušné oscilace. Upraveno podle CPC.

Kapitola 3

Variabilita v oblasti severního Atlantiku

3.1 Úvod – oceán a atmosféra jako klimatický systém

3.1.1 Fyzikální vazby mezi oceánem a atmosférou

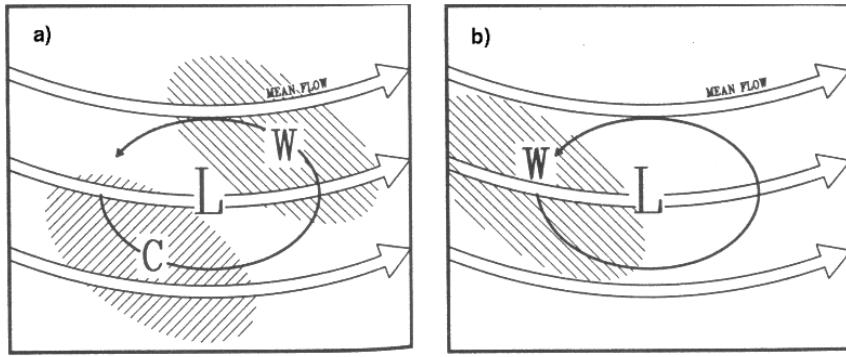
Již dlouhou dobu je známo, že atmosféra a oceány se pomocí složitých zpětných vazeb vzájemně velmi podstatně ovlivňují a spolu s kryosférou a biosférou tak tvoří komplexní klimatický systém. Vazby na rozhraní atmosféra–oceán se projevují jak v průměrném stavu, tak i v proměnlivosti polí proměnných obou složek systému.

Atmosféra může oceány ovlivňovat řadou procesů. Atmosférická proudění například na oceánickou hladinu působí tečnými třecími silami. Těmito silami je povrchová vrstva oceánu neustále promíchávána, podmínky v ní jsou tedy přibližně stejné (jde o tzv. směšovací vrstvu, která je zespod ohrazená termoklinou). Tato vrstva dosahuje hloubky několika desítek metrů (EB, 1999). Tečné síly také dávají vzniknout mořským vlnám a uvádějí do pohybu povrchové oceánické proudy; o těch jsme se již zmínili v kapitole 1.2.

Dalším mechanismem, kterým může atmosféra působit na oceán (konkrétně na SST), je přenos zjevného resp. latentního tepla z atmosféry do povrchové vrstvy oceánu¹⁾. Toto působení rozvádí např. ZORITA ET AL. (1992): představíme-li si, že se na nějakém místě nad oceánem vytvoří oblast nižšího tlaku, toky zjevného a latentního tepla způsobí snížení SST na jejím jihozápadním okraji a oteplení v severovýchodní části oblasti. Tuto situaci shrnuje obrázek 3.1a. U anticyklonální situace budou změny teploty povrchu oceánu opačné; toky tepla mezi oceánem a atmosférou jsou však v případě anticyklonální cirkulace nižší než u cyklonálních tlakových útvarů.

Tento proces, ovšem v opačném směru, tj. z oceánu do atmosféry, představuje hlavní mechanismus oceánického ovlivnění atmosféry. Anomálie SST způsobí

¹⁾ Uvádí se, že toky latentního tepla na rozhraní atmosféry a oceánu jsou trojnásobné oproti tokům tepla zjevného (EB, 1999).



Obr. 3.1: (a) Schéma reakce teploty povrchu oceánu na anomálii cirkulace v atmosféře. (b) Opačná situace – odezva atmosférické cirkulace na anomálie SST. Bílé šipky ukazují směr průměrného zonálního proudění v atmosféře. Písmena označují teplou (W) resp. studenou (C) anomálii SST a oblast nižšího tlaku vzduchu (L).

Převzato z ZORITA ET AL. (1992).

bují změny v intenzitě toků zjevného a latentního tepla a vedou tak ke změnám v atmosférické cirkulaci. Popišme si tuto situaci podrobněji, opět podle studie ZORITA ET AL. (1992), viz také obrázek 3.1b: kladná anomálie SST na nějakém místě oceánu vede k většímu přenosu zjevného i latentního tepla do atmosféry a tím k jejímu ohřívání. Předpokládáme-li průměrné zonální proudění západního směru, pak se poněkud východněji od anomálie SST vytvoří oblast nižšího tlaku v dolní troposféře. Stabilita atmosféry na tomto místě bude nižší, proměnlivost tlaku vzduchu zde tedy vzroste.

3.1.2 Variabilita systému oceán–atmosféra

Variabilitu spojenou s atmosféricko–oceánickými vazbami lze vysledovat na všech časových škálách a prostorových měřítcích. Při popisu variability kterékoli z obou složek systému atmosféra–oceán je však třeba mít na paměti, že tato proměnlivost nemusí být nutně projevem vzájemných vazeb mezi nimi. Některé změny v polích atmosférických proměnných mohou například probíhat pouze na základě vnitřní dynamiky atmosféry, nezávisle na níže ležícím oceánu. Podobné chování (ovšem na podstatně delších časových škálách) je možno očekávat i u oceánu samotného. Obecně se toto chování označuje termínem „volná proměnlivost“ (*free variability*).

Dostatečně dlouho trvající anomálie (resp. fluktuace) v poli jedné ze složek také mohou způsobit odpovídající odezvu u složky druhé. Mluvíme o tzv. „vynucené proměnlivosti“ (*forced variability*); atmosféra může změnou některých svých parametrů (např. zvýšením koncentrace skleníkových plynů) „donutit“ oceán ke změně chování a naopak. Reakční doba se u obou složek systému atmosféra–oceán podstatně liší. Zatímco doby odezvy atmosféry se pohybují v řádu dní, maximálně týdnů, oceán, vzhledem ke své mnohonásobně vyšší tepelné kapacitě, reaguje na časové škále týdnů až let (povrchové vrstvy) resp. desetiletí až tisíciletí (hluboká konvektivní cirkulace). (KYSELÝ, 1998)

Konečně třetí, nejsložitější možností je to, že komunikace mezi atmosférou a oceánem je obousměrná, obě složky jsou vzájemně propojeny; anomálie u jedné složky vyvolá odlišné chování u druhé, což se opět nějakým způsobem projeví zpětně u té první, atd. Jde o tzv. „spřaženou proměnlivost“ (*coupled variability*) systému atmosféra–oceán.

3.2 Pozorovaná variabilita v severním Atlantiku

Rozbor variability klimatu v oblasti severního Atlantiku uvádějí například DESER ET AL. (1993). Autoři provedli multivariační analýzu hlavních komponent (pro úvod do základní verze této metody viz kap. 4.3) pro teplotu povrchu Atlantiku, teplotu vzduchu nad oceánem a pro pole tlaku redukovaného na hladinu moře sloučené s intenzitou zonálního proudění (vždy šlo o zimní období let 1900–1989). Spektrální analýzou byly u všech tří polí odhaleny dvě statisticky významné periody: 2–2,5 roku a 10–15 let (u SST a tlaku byla delší perioda poněkud méně výrazná).

Podobným tématem se zabývá i práce TOURRE ET AL. (1998). Autoři pomocí tzv. multivariační spektrální analýzy (*joint multivariate frequency domain analysis*) pole teploty povrchu oceánu a tlaku (za období 1856–1991) získali několik významných period, které přísluší synchronní variabilitě obou polí: dvě kvazibienální periody – 2,2 a 2,7 roku, dvě interannuální – 3,5 a 4,4 roku a delší periodu kolem 11,4 roku. Většina z těchto period souvisí s NAO (tedy rozložení „akčních“ center jím příslušejících se podobá „prototypu“ NAO), všechny ale také naznačují návaznost na chování tropického Atlantiku, což je mimo naši zájmovou oblast (autoři pracovali s oblastí rozprostírající se až ke 30. stupni jižní zeměpisné šířky).

Zajímavým příkladem pozorované proměnlivosti spojené se změnami termohalinní cirkulace (THC) je nedávná „Velká anomálie salinity“ (*Great Salinity Anomaly, GSA*). Na konci 60. let 20. století se v Grónském (resp. Norském) moři objevila mohutná negativní anomálie salinity povrchové mořské vody. Tato abnormálně sladká vodní masa se pohybovala s Východonorským proudem, přičemž se dostala nad místa vzniku tzv. „hlubinné vody“ (NADW, viz kap. 1.2). Hustota vody se v těchto místech snížila natolik, že produkce NADW a s ní spojená intenzita termohalinní cirkulace byly dočasně zredukovány. Na počátku let 70. se povrchová anomálie začala přesouvat zpět na severovýchod a vznik NADW byl postupně zcela obnoven (Timmermann et al., 1998).

Snížení tvorby NADW v severních oblastech Atlantiku mělo množství důsledků, vedlo např. k poklesu přenosu tepla ze subtropického Atlantiku na sever povrchovými oceánickými proudy. To mj. způsobilo globální snížení severoatlantické SST a oteplení v tropickém Indickém oceánu (GRAY, 1997).

3.3 Teorie variability v severním Atlantiku

3.3.1 Intra- a interannuální variabilita

U proměnlivosti meziroční a kratší hrájí hlavní roli přenosy tepla (zjevného i latentního) mezi oceánem a atmosférou a působení atmosférické cirkulace na hladinu moře. Naproti tomu hlubokomořská konvektivní cirkulace a do jisté míry i rozložení povrchových oceánických proudů vykazují proměnlivost na podstatně delších časových škálách, v této kapitole na ně tedy budeme pohlížet jako na stacionární procesy tvořící okrajovou podmínku ostatním dějům.

Interannuální variabilitou se zabývají např. práce DESER ET AL. (1993), TOURRE ET AL. (1998), HURRELL (1996) či ZORITA ET AL. (1992). DESER ET AL. (1993) odhalují lokální vazbu mezi teplotou povrchu severního Atlantiku a zonálním atmosférickým prouděním: silnější (slabší) západní proudění souvisí s místním snížením (zvýšením) SST. Dále uvádějí, že jižní (severní) odchylky od zonálního směru větru se vyskytují současně s teplejším (chladnějším) povrchem Atlantského oceánu v přilehlé oblasti. Z těchto zjištění potvrzují, že hlavním mechanismem interannuální proměnlivosti v oblasti severního Atlantiku jsou toky tepla mezi oceánem a atmosférou, kdy změny SST jsou řízeny anomáliemi atmosférické cirkulace (viz také kap. 3.1.1 a obr. 3.1a na straně 18).

K podobným výsledkům dospěli autoři práce ZORITA ET AL. (1992), kteří dokazují, že podstatná část meziroční proměnlivosti SST severního Atlantiku může být vysvětlena jako reakce na anomálie atmosférického „forcingu“. Naproti tomu nenacházejí žádné známky toho, že by teplota Atlantského oceánu měla viditelný vliv na stav atmosféry.

3.3.2 Variabilita na škále desetiletí a delší

V této kapitole se podíváme na jednotlivé teorie a hypotézy a taktéž na modelové studie týkající se variability meteorologických proměnných v oblasti severního Atlantiku na škále desetiletí²⁾ (případně na delších škálách).

Teorie lze rozdělit podle úhlu pohledu, ze kterého je na variabilitu v severním Atlantiku „nazíráno“. Jedny se snaží vysvětlit proměnlivost jedné složky systému oceán–atmosféra pouze pomocí vnitřních oscilací v dané složce. Jiné uvažují o vynuceném působení (*forcing*), tj. variabilita jedné složky je vynucena anomáliemi (resp. fluktuacemi) složky druhé. Nakonec se zmíníme o teoriích zahrnujících „spřažené“ (*coupled*) vazby mezi oběma složkami systému (viz také obecný přehled možných přístupů k chápání proměnlivosti klimatického systému v kapitole 3.1.2).

Volná variabilita (*free variability*)

„Desetiletá“ variabilita klimatického systému nemusí být nutně způsobena interakcí mezi oceánem a atmosférou. Variabilita atmosférických procesů v tropo-

²⁾ Anglické termíny „decadal“ nebo „interdecadal“ (*variability*) nemají jednoslovňné české ekvivalenty. Pod pojmem „dekaď“ se totiž obecně rozumí období desíti dnů, nikoli let.

sféře může být například způsobena změnami cirkulace ve výše položené stratosféře. Studie, jež se tímto problémem zabývají, ukazují na silnou statistickou vazbu mezi polárním stratosférickým cyklonálním vírem a troposférickou cirkulací nad severním Atlantikem: Severoatlantická oscilace se v době, kdy je tento stratosférický vzdušný vír abnormálně mohutný, často nachází v pozitivní fázi a zesiluje tak i zonální proudění přes Atlantik. Stratosféra se do tohoto módu anomality může dostat různými mechanismy, mj. například mohutnými sopečnými erupcemi, úbytkem ozónu či globálním oteplováním. (MARSHALL ET AL., 1997)

Vynucená variabilita (*forced variability*)

Variabilita jedné složky systému oceán–atmosféra také může být vynucena (*forced*) anomáliemi resp. proměnlivostí složky druhé. Některé modelové studie prokázaly, že podstatná část anomálií SST na dlouhých časových škálách může být vysvětlena stochastickými (krátkými a náhodnými) fluktuacemi atmosférických procesů. Některé práce dokonce variabilitě atmosférické cirkulace připisují i změny v termohalinní cirkulaci (MARSHALL ET AL., 1997).

VISBECK ET AL. (1998) uvádí jiný příklad atmosférického „*forcingu*“ na SST. Autoři provedli stoletou integraci oceánického modelu všeobecné cirkulace (GCM) propojeného s modelem atmosférické mezní vrstvy. Následně uskutečnili sérii jednoduchých idealizovaných experimentů: na oceán (se zaměřením na zimní období) nechali působit atmosférickou cirkulaci podobnou NAO, jejíž intenzita byla měněna s periodami postupně od 2 do 64 let. Bylo zjištěno, že jižně od 30. rovnoběžky je reakce severoatlantické SST téměř okamžitá a nezávislá na použité frekvenci fluktuací NAO, což ukazuje na to, že odpověď subtropického Atlantiku na anomálie atmosférické cirkulace je rychlá a přímá. Naproti tomu SST v severních oblastech Atlantiku vykazovala delší reakční dobu, tj. zpoždění anomálií SST o několik let (VISBECK ET AL., 1998).

Proměnlivost atmosférické cirkulace naopak může být způsobena „pasivní“ (tj. komunikace mezi oběma poli je jednosměrná) reakcí na vnitřní dynamiku oceánů. Modely ukazují, že změny termohalinní cirkulace, jež vedou k anomáliím teploty a salinity mořského povrchu, mohou vést k fluktuacím NAO (viz např. MARSHALL ET AL., 1997).

Spřažená variabilita (*coupled variability*)

Proměnlivost v oblasti severního Atlantiku, jež zahrnuje aktivní oboustranné zpětné vazby mezi oceánem a atmosférou (spřažená variabilita), je dnes velmi intenzivně studována; zde si uvedeme jen několik příkladů.

K objasnění severoatlantické variabilita na škále desetiletí jsou navhrovány dva hlavní přístupy (MARSHALL ET AL., 1997):

- a) Existují mechanické a tepelné interakce mezi (větrem řízenými) povrchovými oceánskými víry a atmosférickou cirkulací. Variabilita by pak mohla být spojena se změnami těchto oceánických vírů.

- b) Proměnlivost mohou určovat procesy odpovědné za změny intenzity termohalinní cirkulace (viz kap. 1.2), neboť ta přímo ovlivňuje transport tepla v oceánech, tím i teplotu povrchu Atlantiku, a tedy i atmosférickou cirkulaci.

Podívejme se nyní na oba přístupy blíže.

a) Interakce atmosféry s oceánickými víry

Mechanismus vysvětlující proměnlivost s kvaziperiodou 10 let a více v atlantické oblasti může být například tento: vyskytnou-li se v subpolárních oblastech Atlantiku (asi $50\text{--}70^\circ \text{N}$) kladné anomálie teploty povrchu oceánu, dojde ke snížení meridionálního gradientu SST. To podle simulací provedených pomocí spřažených globálních cirkulačních modelů povede k oslabení tlakové níže nad Isladem (viz např. DESER ET AL., 1993) a ke zmenšení intenzity západního zonálního proudu přes Atlantik. Oslabení zonální cirkulace také omezuje promíchávání povrchové vrstvy oceánu a snižuje tok latentního a zjevného tepla, což představuje pozitivní zpětnou vazbu pro anomálie SST (ty tedy nadále rostou). Na druhou stranu však zeslabuje subtropický oceánický vír, který je řízen větrem. Omezen je tudíž i transport tepla povrchovými oceánskými proudy do severních oblastí Atlantiku a cyklus se převrací do opačné fáze. (KYSELÝ, 1998; MARSHALL ET AL., 1997)

b) Změny termohalinní cirkulace

Proces ovlivnění klimatu na škále desetiletí v oblasti severního Atlantiku spojený s THC může zahrnovat: zrychlenou či zpomalenou produkci „hlubinné vody“ (NADW), následné změny intenzity THC, anomální přísun tepla do vyšších zeměpisných šířek a s tím spojené změny v atmosférické cirkulaci (MARSHALL ET AL., 1997). Příklad takového oscilace (nalezené pomocí modelových výpočtů) s periodou asi 35 let uvádí TIMMERMANN ET AL. (1998), popišme si ji nyní blíže.

TIMMERMANN ET AL. (1998) provedli výpočet (700 modelových let) pomocí spřaženého modelu globální cirkulace (*coupled global circulation model*, GCM) ECHAM-3/LSG. Tento model se skládá z globálního spektrálního atmosférického modelu ECHAM-3, z globálního oceánického modelu LSG (*large-scale geostrophic*) a z modelu rozložení mořského ledu. Všechny tři složky jsou mezi sebou „spřaženy“ zpětnými vazbami. Do modelu byly uměle zahrnuty korekční toky mezi atmosférou a oceánem (jde o tzv. *flux correction technique*), aby nedocházelo k výraznému posunu modelového klimatu.³⁾

Model simuluje fluktuace THC indexu s amplitudou přibližně 2-3 Sv (pro definici indexu a jeho jednotky viz kap. 1.2), což je zhruba 10 % průměrného meridionálního (modelového) toku v Atlantiku. Frekvenční analýza indexu THC odhaluje význačnou periodu 35 let. Stejnou periodu však autoři článku nalezli i u anomálií teploty povrchu severního Atlantiku a stejně tak i u anomálií SST v severním Pacifiku. Z těchto výsledků usuzují, že severní Atlantik a Pacifik jsou vzájemně propojeny. Vzhledem k tomu, že oba oceány mají jinou geometrii (variabilita oceánických

³⁾ I přes zahrnutí korekčních toků však u modelu přece jen k jistému klimatickému posunu (*climate drift*) dochází. Autoři se zmiňují např. o tom, že během prvních asi 150 modelových let roztažil téměř všechny antarktický oceánický led (!).

procesů v nich by tudíž měla vykazovat navzájem různé periody), TIMMERMANN ET AL. (1998) vyvozují, že jediným vysvětlením je *atmosférické* propojení oceánů.

Ve studii TIMMERMANN ET AL. (1998) následuje obsáhlý rozbor map polí anomálií různých veličin: tlaku vzduchu, teploty povrchu oceánu, toků sladké vody do oceánu (*freshwater flux*), intenzity povrchových oceánických proudů a hlubokooceánickou konvekcí. Zde uvedeme pouze výsledek této analýzy:

35-letá oscilace v oceánech v oblasti severní polokoule je způsobena „spřaženými“ (*coupled*) vazbami mezi složkami systému oceán–atmosféra. Anomální atmosférická proudění a Ekmanův transport (viz kap. 1.2) vedou k anomáliím salinity mořského povrchu v oblasti New Foundlandu a Grónského moře, tedy v oblasti vzniku „atlantické hlubinné vody“ (NADW). Anomalie salinity (a tudíž i hustoty) zde narůstá tak dlouho, dokud neovlivní produkci NADW a tím i termohalinní cirkulaci. Ta se novým podmínkám přizpůsobí se zpožděním asi pěti let. Změna intenzity THC vede ke změně přenosu tepla povrchovými oceánickými proudy na sever a ke vzniku rozsáhlých anomálií teploty povrchu severního Atlantiku. Ty naopak ovlivní atmosférickou cirkulaci, s ní spojený Ekmanův transport, což v konečném důsledku znamená vytvoření nových anomálií salinity, tentokrát s převráceným znaménkem, a oscilace se dostává do opačné fáze.

Délka periody této oscilace je tvořena dobou akumulace anomálií salinity v subpolárních oblastech Atlantiku, reakční dobou termohalinní cirkulace na tyto anomálie a dobou odezvy povrchových proudů na změny THC.

Rozbor role Tichého oceánu a vzájemných vazeb mezi ním a Atlantikem autoři neuvádějí, tato otázka je předmětem dalšího výzkumu. Odhalená oscilace také například nevysvětuje již zmíněnou „velkou anomálii salinity“ (GSA) neboť nijak nezávisí na rozložení mořského ledu v Arktidě. Měření naopak ukázala, že příčinou GSA byla anomální koncentrace ledu v severních polárních oblastech a s ní spojený zvýšený přítok sladké vody (např. Davisovou úžinou) do oblasti vzniku NADW (TIMMERMANN ET AL., 1998).

Jako zajímavost uvedeme studii WOOD ET AL. (1999), ve které je přezkoumána závislost intenzity termohalinní cirkulace na růst koncentrací skleníkových plynů (*greenhouse gases*, GHG). Autoři pomocí spřaženého klimatického modelu zjistili, že při zvýšení obsahu oxidu uhličitého v atmosféře dojde ke snížení intenzity THC a k omezení tvorby NADW, a to hlavně v Labradorském moři. Větší množství CO₂ v atmosféře zde vedlo k úplnému kolapsu konvektivní oceánické cirkulace. (WOOD ET AL., 1999)

Kapitola 4

Data a metody

4.1 Charakteristika a příprava dat

Teploploty povrchu oceánu

K výpočtům byla použita data z GOSTA+ (Global Ocean Surface Temperature Atlas) poskytovaná společně Massachusettorským institutem pro technologii (MIT) a Britským meteorologickým úřadem (UKMO). CD ROM (data jsou rovněž dostupná na internetu – viz Literatura, GOSTA+) obsahuje několik datových souborů, z nichž byl použit soubor GISST2.2 (Global sea-Ice and Sea Surface Temperature, verze 2.2).

Jedná se o měsíční průměry teploty povrchu oceánu (*sea surface temperature, SST*) za období 1903–1994, na síti rovnoběžek a poledníků s rozlišením $1^\circ \times 1^\circ$ (pro celou zeměkouli, tj. 360×180 uzlových bodů). Na rozdíl od podobné „konkurenční“ databáze *SST* s názvem COADS jde u GISST2.2 o reanalyzovaná data. Data jsou tudíž globální a úplná pro celé zájmové období, což usnadňuje všechny výpočty.

Data – teploty povrchu oceánu – o celkové velikosti přes 300 megabajtů byla stažena z internetu, archivována na zálohovém CD ROMu a převedena do binárního formátu vhodného jak pro zobrazení příslušnými programy, tak pro výpočty. Protože rozlišení dat je pro účely výpočtů zbytečně velké a vzhledem k omezeným technickým možnostem bylo nutno data nejprve přenést na řidší síť uzlových bodů, kde velikost každého boxu činila $2^\circ \times 2^\circ$. Následně byla vybrána oblast severního Atlantiku o rozsahu $80^\circ\text{W} - 30^\circ\text{E}$ a $20^\circ\text{N} - 80^\circ\text{N}$, tj. 56×31 uzlových bodů. Data GISST2.2 mají jistou nevýhodu v tom, že obsahují i zaledněné oblasti. Před každým výpočtem bylo tudíž nezbytné nejprve odstranit ty uzlové body, na nichž se vyskytuje led. Bod byl odmítnut, pokud se na něm během celého studovaného období vyskytla teplota menší nebo rovna $-1,7^\circ\text{C}$.

Atmosférická data

Data týkající se cirkulace atmosféry a dalších atmosférických proměnných byla převzata z databáze Národního centra pro výzkum atmosféry (NCAR). Konkrétně

jde o soubor NMC/NCAR Monthly Global Reanalysis¹⁾ s číslem ds090.1, který obsahuje měsíční průměry více než třiceti různých meteorologických proměnných. Data jsou většinou rozprostřena na pravidelné (rovnoběžko – poledníkové) globální síti s rozlišením $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (144×73 uzlových bodů). Podobně jako u SST se jedná o reanalyzovaná data. Data pokrývají období 1948–1999 a jsou kontinuálně doplňována na internetu (viz NCAR). Pro některé proměnné (hlavně geopotenciální výška, teplota, relativní vlhkost vzduchu, směr a rychlosť proudění) jsou k dispozici hodnoty i z vyšších tlakových hladin. V diplomové práci byly použity hodnoty tlaku přeypočteného na hladinu moře (*sea level pressure, SLP*) a hodnoty geopotenciálu v tlakových hladinách 850, 700, 500, 200 a 30 hPa.

Z obdobných důvodů jako u SST byly hodnoty nejprve přeneseny na síť $5^\circ \times 5^\circ$. K výpočtu byly poté vybrány dvě různé oblasti:

1. celá severní polokoule (72×19 uzl. bodů)
2. oblast severního Atlantiku a Evropy o rozměrech
 $100^\circ \text{W} - 100^\circ \text{E}$ a $30^\circ \text{N} - 80^\circ \text{N}$ (41×11 uzlových bodů).

Není-li uvedeno jinak, k výpočtu byla vždy použita data za standardní 30-leté klimatologické období 1961–1990 (resp. 1991). Všechny výpočty byly zaměřeny na zimní období (prosinec až únor). Data začínají prosincem roku 1961 a končí únorem r. 1991, takže nakonec je takto k dispozici 90 měsíců. Aby bylo možno pracovat s daty jako s dvourozměrným polem, bylo nutno je přerovnat do matice o rozměrech $(n \times K)$ neboli (počet měsíců \times rozloha oblasti) — z časové řady každého uzlového bodu je utvořen sloupcový vektor a všechny pak „naskládány“ vedle sebe. Každý řádek této matice pak představuje „snímek“ celé oblasti v jednom pozorovacím čase.

4.2 Korelační mapy

Velkoprostorové vazby – *teleconnections* – mohou být zobrazeny pomocí korelační matice $[\mathbf{R}]$. Elementy matice $[\mathbf{R}]$ jsou tvořeny jednoduchými korelačními koeficienty r_{ij} mezi časovými řadami zkoumaného meteorologického prvku na jednotlivých uzlových bodech sítě. I -tý sloupec korelační matice pak představuje korelacii – vazbu – mezi i -tým uzlovým bodem a všemi ostatními body. Počet prvků sloupce je shodný s počtem bodů sítě, po jeho vykreslení dostáváme tzv. jednobodovou korelační mapu (*one point correlation/teleconnection map*) pro referenční uzlový bod i . (STORCH A NAVARRA, 1995)

Tato korelační mapa vyjadřuje, s jakou intenzitou je i -tý bod spojen vazbou se sousedními body. U většiny bodů se na mapě objeví pouze eliptická struktura se středem v příslušném bodě (zde se korelace samozřejmě rovná jedné). Některé mapy ovšem odhalí dipólové oscilace či dokonce ještě složitější prostorové struktury

¹⁾ Data jsou původně vybrána z rozsáhlejší databáze – NMC/NCAR Global Reanalysis, ds090.0, která obsahuje i šestihodinová data. Ta ovšem nejsou volně přístupná.

vzájemných vazeb. Takovéto mapy pak objektivně definují „obrazce“ (*patterns*)²⁾ velkoprostorových vazeb v daném poli (např. cirkulační indexy jako NAO, PNA v poli tlaku). (STORCH A NAVARRA, 1995)

Objektivní posouzení zkoumaných polí a hledání výrazných oscilací v nich metodou jednobodové korelační mapy je velice náročné. Obecně je totiž nutno prohlédnout a vyhodnotit stejný počet map, jako je počet uzlových bodů oblasti. Jistým zjednodušením je metoda, kterou popisují WALLACE A GUTZLER (1981), a již by šlo nazvat „mapa největších záporných korelací“. Místo velkého množství jednobodových korelačních matic se při jejím použití vykresluje pouze matice jediná. Matice je utvořena takto: z každého sloupce r_i ,³⁾ původní korelační matice $[R]$ definované výše je vzata jediná hodnota – minimum z celého sloupce: $\min(r_i)$ (ve smyslu maximální záporné hodnoty korelace). Takto vznikne „matice“ o rozdílných ($1 \times$ počet sloupců), která se dá zobrazit stejným způsobem, jako sloupce (řádky) jednobodové korelační matice.

Je zřejmé, že pro svá zjednodušení má tato metoda pro zobrazení korelací v poli určité proměnné jisté nevýhody. Předně: naprosto pomíjí centra, která mají na mapě jednobodové korelační matice stejnou polaritu jako v referenčním bodě, nezávisle na tom, jak jsou mocná. Za druhé: nebude v úvahu ani opačně polarizovaná, ale slabší, podružná centra. Výsledná mapa je tudíž velice zjednodušená, vyskytuje se na ní pouze několik nejmocnějších center oscilací.

Vždy je třeba si uvědomit, že zobrazujeme pouze statistickou korelaci. Určit pravděpodobnost, s jakou se na mapě objeví skutečná vazba, je obtížné. Populární metodou, jakou se tento problém často obchází, je spočítat tytéž mapy pro jinak rozsáhlé oblasti nebo pro jiná časová období. Pokud se podobné „obrazce“ objeví i na nových mapách, bere se to jako „důkaz“ stability a reálnosti vazeb.

Z akčních center (*centers of action*) viditelných na mapách lze určit časovou řadu indexu daného vzoru. Hodnoty indexu lze spočítat váženým průměrováním (váhy nám dají hodnoty korelačních koeficientů mezi středy jednotlivých center) časových řad bodů příslušejících akčním centrům. Indexy pak lze opět korelovat s časovými řadami libovolných polí, není nutné se omezovat na pole téže proměnné. Naopak, často se pomocí této tzv. metody heterogenních vazeb (*heterogenous teleconnections*) zkouší nalézt reakce jiného pole na chování indexu. (STORCH A NAVARRA, 1995)

4.3 Analýza hlavních komponent (PCA)

Původní motivací pro použití analýzy hlavních komponent (*Principal Component Analysis, PCA*) byla obecně snaha o redukci rozměrných dat. Vychází se z toho, že data charakterizující reálné procesy lze většinou rozdělit na dvě odlišné složky — na „signál“, který zaujímá pouze několikarozměrný podprostor původních dat, ale uchovává přitom podstatné vlastnosti systému, a mnohorozměrný

²⁾ Přesný český překlad anglického termínu „pattern“ dosud neexistuje. Pro bližší rozbor souvisejícího anglického názvosloví a případných českých ekvivalentů viz strana 7.

³⁾ Nebo i řádku, korelační matice je symetrická.

zbytek — „šum“, jenž je pro vlastní systém irrelevantní. Jak je vidět, hranice mezi takovýmto signálem a šumem nemůže být v klimatologii přesně určena a závisí hlavně na konkrétním předmětu výzkumu, tj. na tom, jak malých detailů si ještě musíme všímat (v praxi si často pomáháme matematickými kritérii oddělujícími teoretický signál od zbytku).

Stále více pozornosti se dnes PCA a podobným metodám věnuje také proto, že jsou schopny (s jistými omezeními, o kterých pojednáme níže) identifikovat „dálková propojení“ (*teleconnections*), tedy velkoprostorové vazby ve sledovaném poli.

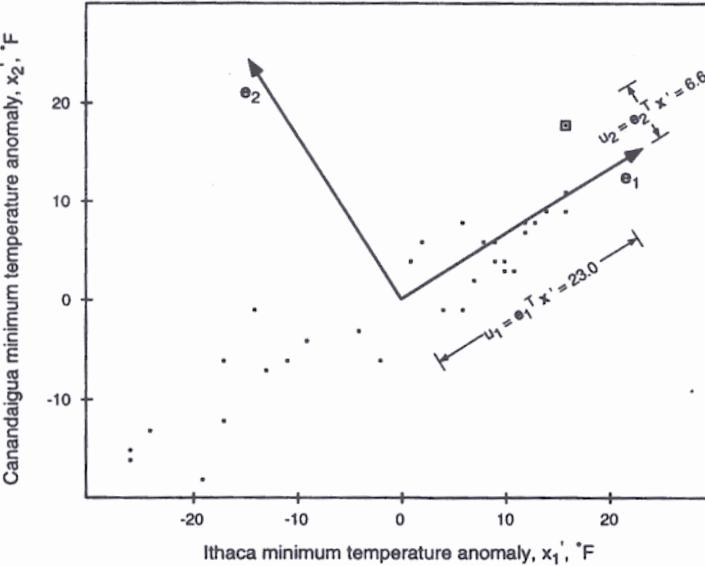
4.3.1 Teorie PCA

Z matematického hlediska je PCA úlohou na diagonalizaci kovarianční (někdy také korelační) matice vypočtené z dat, tedy na nalezení jejich vlastních čísel (*eigenvalues*, λ) a vektorů (*eigenvectors*, \vec{e}). Vlastní vektory tak tvoří nový souřadný systém, ze kterého lze na data pohlížet. Každá nová souřadnicová osa je v prostoru orientována tak, aby ležela podél směru největšího rozptylu původních dat s podmínkou, že musí být orthogonální ke všem předešlým osám (odtud také druhé běžné pojmenování metody – *Empirical Orthogonal Functions*, EOF). Někdy se pro takovéto vlastní vektory používá označení „módy variability“ (*variability modes*) s významem „statisticky nezávislé složky proměnlivosti systému“. Původní proměnné pak můžeme pomocí vlastních vektorů přenést do nových souřadnic a vytvořit tak nové proměnné zvané hlavní komponenty (*Principal Components* nebo *Principal Coefficients*, \vec{u}), které jsou navzájem orthogonální, nezávislé (jejich korelační maticí je identita $[I]$). Viz také obrázek 4.1, který představuje nejjednodušší příklad PCA pro dvě proměnné – teploty vzduchu na dvou různých místech severní Ameriky.

Vlastní čísla kovarianční matice představují rozptyl nových proměnných – hlavních komponent (za předpokladu, že vlastní vektory jsou normovány standarním způsobem, tedy že $\|\vec{e}_i\| = 1$). Součet všech vlastních čísel je dále roven celkovému rozptylu původních dat, takže i hlavní komponenty vykazují celkově stejnou variabilitu, jako původní data. Navíc, každé vlastní číslo tak představuje jistou část celkového rozptylu danou jednoduše podílem $\lambda_i / \sum \lambda$ (anglicky označovanou jako *proportion of total variance explained*). Podrobněji o celé metodě viz např. WILKS (1995) nebo STORCH A NAVARRA (1995).

Jestliže PCA aplikujeme na pole určitého meteorologického prvku na nějaké oblasti, tj. pokud každá vstupní proměnná představuje časovou řadu prvku na jednom uzlovém bodu (*grid point*), pak platí, že každý prvek výsledného vlastního vektoru jednoznačně přísluší k jednomu uzlovému bodu. Každý vlastní vektor má stejný rozměr (počet elementů) jako studovaná oblast a lze jej tedy jednoduše nakreslit. Takovéto mapy často odkrývají vazby mezi dvěma odlehlymi místy v dané oblasti (*teleconnections*).

PCA představuje doplňkovou metodu k tzv. jednobodové korelační matici (a podobným metodám), která se běžně používá pro odhalení těchto vazeb. Na druhou stranu je ovšem třeba uvést (neboť se zdá, že někteří autoři toto podceňují), že



Obr. 4.1: Příklad PCA dvou proměnných (anomálie minimálních teplot vzduchu na dvou místech v severní Americe ve °F). Na obrázku je vyznačen směr vlastních vektorů e_1, e_2 (jejich délka je pro přehlednost zvětšena). Tyto vektory definují souřadný systém, a to tak, že první vektor je otočen do směru největšího rozptylu původních dat. Vyneseny jsou dále hodnoty hlavních komponent u_1, u_2 pro bod $x = [16, 17.8]$, který je vyznačen čtverečkem. Převzato z WILKS (1995).

tyto metody nejsou záměnné a při interpretaci výsledků PCA je nutno zachovávat opatrnost.

4.3.2 Problémy s interpretací výsledků PCA

Množství různých přístupů při analýze hlavních komponent společně s jistou vágností (viz dále) této metody způsobují, že interpretace výsledků často není snadná a výsledky různých autorů nejsou dobře porovnatelné. K tomu přispívá i fakt, že autoři různých prací se často „opomenou“ zmínit o detailech výpočtu, které ovšem bohužel mohou výsledky značně ovlivnit.

V několika následujících odstavcích si postupně probereme možnosti a také úskalí, jež skýtá výpočet PCA a zvláště pak interpretace výsledků. Většina z těchto problémů byla prakticky prozkoumána při výpočtech (viz také kapitola 8).

Normování vlastních vektorů

Základní rovnice definující vlastní vektory obecně zní: $[\mathbf{A}] \vec{e}_i = \lambda_i \vec{e}_i$, kde $[\mathbf{A}]$ je vstupní (v našem případě kovarianční nebo korelační) matice. Je zřejmé, že rovnice platí rovněž, pokud vektor vynásobíme libovolnou konstantou. Odtud se odvíjí problém normování vlastních vektorů. V praxi se používají dva hlavní způsoby normování. U prvního z nich, normy $\|\vec{e}_i\| = 1$, platí veškeré teze, jež byly zmíněny v teoretickém úvodu k PCA výše v této kapitole.

Druhou velmi často používanou normou je $\|\vec{e}_i\| = \sqrt{\lambda_i}$, při níž má každý vlastní vektor jinou délku (stále však míří do stejného směru jako předtím a zachovává orthogonality vůči všem ostatním vektorům). Stejným způsobem je pak nutno normovat i hlavní komponenty. Rozptyl každé hlavní komponenty je pak roven druhé mocnině příslušného vlastního čísla.

Obě tato standardní normování zachovávají orthogonality a směr vlastních vektorů, takže na mapách módů variability se změní pouze samotné hodnoty, nikoliv rozložení útvarů.

Znaménka vlastních vektorů

Jediné, co normování vlastních vektorů neovlivní, je znaménko jejich prvků. Definiční rovnici uvedenou v předchozím odstavci splňují vlastní vektory \vec{e}_i , stejně jako $-\vec{e}_i$. Při interpretaci map vzniklých vykreslením jednotlivých módů je tedy irrelevantní zkoumat, kde leží „výše“ (vyšší hodnoty prvků vektoru) nebo „níže“ s hodnotami opačného znaménka, protože stejně dobře by to mohlo být i obráceně. Mapu lze tedy interpretovat buď jako kladnou nebo zápornou fázi příslušné oscilace. Navíc různé numerické procedury použité na stejná data dávají často výsledky s opačnými znaménky. Neurčitost znaménka vlastních vektorů také způsobuje, že ani časové řady módů variability – hlavní komponenty – nemají jednoznačně dána svá znaménka. Graf hlavní komponenty tedy můžeme zrcadlově otočit kolem nuly.

Rotovaná PCA

Běžně užívanou metodou, která poněkud upravuje výsledky PCA je tzv. rotovaná PCA (*Rotated PCA, EOF*). Její použití je obecně vedeno snahou nahradit nejdůležitějšími nalezené vzory nějakými „hezčími“ vzory, jež by snad lépe charakterizovaly reálné fyzikální procesy. Procedura je vždy založena na nalezení „jednoduchých struktur“ v prvcích vlastních vektorů. Tyto struktury se – nepřesně řečeno – vyznačují několika vlastními vektory s vysokými absolutními hodnotami prvků, zatímco zbytek vektorů má prvky co nejbližší nule. Tuto „zjednodušující“ funkci (*simplicity function*) však nelze jednoznačně určit (nelineární problém) a používají se jen její odhady (nejužívanějším příkladem je metoda Varimax). Některé z těchto metod dokonce nedodržují pomítku orthogonality vlastních vektorů, mluvíme pak o *oblique patterns* – „šikmých mapách“. Rotované vlastní vektory již také nemaximalizují rozptyl původních proměnných. (STORCH A NAVARRA, 1995, WILKS, 1995)

Názor na vhodnost použití rotované analýzy hlavních komponent v klimatologickém výzkumu není jednotný. Část autorů (např. BARNSTON A LIVEZEY, 1987) radí ji používat, kde je to jen možné, neboť – na rozdíl od „surové“ EOF – lépe odkrývá fyzikální procesy ukryté v datech, jiní naopak poukazují na problémy s definicí zjednodušující funkce a následně problematickou interpretaci výsledků. V některých případech, pokud je mapa nalezeného EOF módu dostatečně „jednoduchá“, se rotováním EOF vektorů dosáhne jen minimálního rozdílu oproti původním vektorům (např. u PCA teploty vzduchu nad povrchem oceánu, viz DESER ET AL., 1993).

Použití kovarianční vs. korelační matice

PCA lze spočítat z korelační matice stejně dobře jako v případě matice kovarianční. Korelační matice je vlastně kovarianční maticí utvořenou ze standarizovaných proměnných (původních proměnných dělených standardními odchylkami). Ani u tohoto problému není klimatologická komunita zcela zajedno. Někteří autoři tvrdí, že právě pouze PCA s pomocí korelační matice může posloužit při hledání velkoprostorových vazeb (teleconnections), neboť nový souřadný systém pak maximalizuje *korelace* mezi původními daty (viz např. STORCH A NAVARRA, 1995). Jiní uvádějí, že s kovarianční maticí dosahují lepších výsledků.

Obecně se doporučuje použít kovarianční matici, jsou-li vstupní proměnné naměřeny ve stejných nebo velikostně (a rozptylem) srovnatelných jednotkách. Naopak korelační matici je nutno použít tam, kde se jedná o různé fyzikální proměnné, neboť PCA pak započítá všechny rovnoměrně (při použití kovarianční matice by metoda nadhodnocovala proměnné, u nichž se vyskytuje větší rozptyl hodnot) (WILKS, 1995). Při výpočtu PCA s korelační maticí je třeba dávat obzvláště dobrý pozor na rozložení uzlových bodů na síti (viz následující ostavec, resp. podrobnější rozbor v kapitole 8.2).

Rozložení jednotlivých uzlových bodů na síti

Analýzu hlavních komponent lze velice snadno spočítat pro libovolně rozloženou množinu bodů. Při nepravidelné síti (nebo při zdánlivě pravidelné) jsou však výsledky velice zkresleny. PCA má totiž tu vlastnost, že ke všem bodům, nezávisle na jejich skutečné vzájemné vzdálenosti, přistupuje rovnocenně. Pokud jsou body v nějaké oblasti hustěji u sebe než v jiné, vzniká zdánlivě mocnější centrum – tyto body jsou mezi sebou silněji korelovány – a výsledné „obrazce“ viditelné po vykreslení vlastních vektorů jsou posunuty do této oblasti. Abychom se tomuto problému vyhnuli, je třeba data z husté oblasti před výpočtem nějakým způsobem upravit nebo s tím alespoň počítat při interpretaci výsledků.

Podobně je tomu i u zdánlivě pravidelných sítí, které zvýhodňují určité oblasti – např. u sítě rovnoběžek a poledníků. Vzhledem k tomu, že vzdálenost mezi poledníky se směrem k pólym zmenšuje, rovnoběžky jsou ve vysokých šírkách kratší, na síti je ale ve všech zeměpisných šírkách stejný počet uzlových bodů. Každá vyšší rovnoběžka je právě $\cos \phi$ -krát kratší než rovník (kde ϕ je zeměpisná šířka), v dané šířce je tedy na síti více bodů než by mělo být, neboli: každý uzlový bod reprezentuje $\cos \phi$ -krát menší plochu povrchu země. Vzory výsledných módů variability pak vykazují zřetelný posun k vysokým zeměpisným šírkám a výsledné pole se zdá mít zonálnější charakter.

Existují dva hlavní přístupy k řešení tohoto problému. První z nich se snaží přenést data na jinou síť, z níž by každý bod představoval přibližně stejnou plochu zemského povrchu. BARNSTON A LIVEZEY (1987) například používají síť, kde počet uzlových bodů na jednotlivých rovnoběžkách postupně klesá z původních 36 na jižním okraji oblasti (20° zeměpisné šířky) až na pouhé čtyři body na šířce 85° N.

Bod na pólou byl vynechán úplně. Tento přístup je vhodný pro PCA s použitím jak kovarianční, tak korelační matice, blíže viz kapitola 8.2.

Druhý přístup ponechává data na původní síti, vznik nepravých center se však snaží potlačit vynásobením hodnot vstupujících do analýzy (např. anomálií) nějakým faktorem závislým na zeměpisné šířce. ZORITA ET AL. (1992) například na data (rozmístěná na rovnoběžko-poledníkové síti) v každém uzlovém bodě aplikuje faktor $\sqrt{\cos \phi}$. Tento druhý postup byl zvolen i v této diplomové práci. Poznamenejme ještě, že výběr tohoto přístupu při výpočtu PCA implikuje použití kovarianční matice (nikoliv tedy matice korelační), blíže o tom viz kapitola 8.2.

Statistická nedůslednost při použití PCA

Metoda PCA předpokládá znalost kovarianční (příp. korelační) matice zvolených náhodných proměnných. V praxi ovšem kovarianční matici nemáme, pouze ji odhadujeme z konečného souboru realizací proměnné. Hodnoty samotných vlastních čísel a vektorů jsou pak také jen odhady. Matematicky lze dokázat, že velké (resp. malé) hodnoty odhadnutých vlastních čísel jsou systematicky nadhodnocovány (resp. podhodnocovány). (STORCH A NAVARRA, 1995)

Problémy s numerickým výpočtem

Při analýze hlavních komponent se často pracuje s rozsáhlými maticemi o stovkách až tisících prvků. Vypočítat přesně všechna vlastní čísla a vektory je z hlediska numerické matematiky velice obtížné. Dvojitá přesnost (*double precision*) reálných čísel často u rozměrnějších matic nestačí. Naštěstí, při interpretaci a použití výsledků PCA je většinou potřeba pouze několika největších vlastních čísel a jim příslušejících vektorů či hlavních komponent. Pro podrobnější rozbor konkrétních problémů při numerické aplikaci metody PCA viz kapitola 8.3.

Výpočty s velkými maticemi jsou také časově velice náročné. Dobré procedury pro řešení problému diagonalizace matice umožňují spočítat jenom několik nejdůležitějších vlastních čísel a vektorů, což (pokud nám toto omezení nevadí) významně šetří strojový čas. Paměťové nároky jsou také velmi vysoké.

Výběr oblasti a časového období

Výsledky PCA jsou výběrem oblasti i časového období značně ovlivněny. Módy variability se s časem přirozeně mění, záleží tedy na tom, jakým způsobem jsou utvořeny klimatologické průměry (týdenní, dekádní, měsíční, čtvrtletní data aj.), na výběru roční doby (většina módů není přítomna po celý rok), počtu a rozsahu let sledovaného období. U studií dlouhodobějšího chování určité meteorologické proměnné se k nejasnostem přidávají změny ve způsobu měření prvku (např. změny v měření SST ve 40. letech, viz také DESER ET AL., 1993), ale i změny chování samotného klimatického systému.

Také velikost oblasti hraje velkou roli. Zvolíme-li příliš rozsáhlou oblast, hrozí, že kvůli silné vazbě na nějakém místě zanedbáme amplitudálně menší, ale regio-

nálně důležitější vazbu na místě, které studujeme. Naopak, v případě malé oblasti vzdálenější (byť velikostně jakkoliv mocnou) vazbu samozřejmě neodhalíme.

Problém fyzikální interpretace výsledků PCA

Reprezentují vlastní vektory u PCA skutečné procesy, kterých jsou naměřena data projevem? První EOF (vlastní vektor) často opravdu takto chápat lze. Pro druhý vektor a vyšší to však platí jen velice výjimečně. Nutnou podmínkou by totiž bylo, aby tyto další procesy pracovaly navzájem nezávisle (matematicky – byly orthogonální). V reálném světě je ovšem většina procesů vzájemně propojená složitými vazbami. (STORCH A NAVARRA, 1995)

Při interpretaci výsledků PCA je dobré mít neustále na paměti, že nalezené vzory jsou vždy pouze statisticky dané koeficienty vhodně zobrazitelné na mapě, nikoliv reálné struktury. Ve většině případů se jedná pouze o jakési ukazatele na skryté mechanismy, které se nám navenek jeví jako vazby mezi určitými místy, ale do jejich fyzikální podstaty jsme přes všechno úsilí doposud nepronikli.

Po přečtení této podkapitoly by se mohlo zdát, že použití EOF analýzy nemá vzhledem k množství problémů, jež přináší, reálné fyzikální opodstatnění. Přesto je dnes tato metoda k rozpoznání módů variability klimatického systému užívána snad nejčastěji. Pravdou je, že nejen při vlastních výpočtech, ale i při konzultování s výsledky jiných prací je třeba zachovávat velikou ostrážitost; stále ještě lze v literatuře narazit na studie, při nichž byla PCA použita nekorektním způsobem (např. případy, kdy jsou data formálně dosazena do nějakého „mocného“ software).

4.3.3 Postup při výpočtu PCA

Při vlastním provedení analýzy hlavních komponent byl použit tento postup: nejprve byla všechna data centrována, tj. spočteny jejich anomálie (podle teoretických rozborů dává PCA aplikovaná na anomálie numericky stabilnější výsledky než u surových dat, viz např. STORCH A NAVARRA, 1995). Jako referenční hodnota sloužily dlouhodobé měsíční průměry za celé (zimní) sledované období (většinou 1961–1990). Anomálie byly dále vynásobeny faktorem $\sqrt{\cos \phi}$, který zohledňuje to, že uzlové body na jednotlivých zeměpisných šířkách představují různou plochu zemského povrchu. Z těchto centrovaných hodnot byla vypočtena kovarianční matici (symetrická, o rozměru $K \times K$, kde K je počet uzlových bodů), jež byla dále postoupena numerickému řešení problému na výpočet vlastních čísel a vektorů.

Výsledná vlastní čísla (a jim odpovídající vlastní vektory) byla seřazena se stupně od největšího. Vlastní vektory byly dále normovány tak, aby platilo $\|\vec{e}_i\| = \sqrt{\lambda_i}$. Původní data – anomálie pak byla pomocí vlastních vektorů promítnuta do nových souřadnic, čímž vznikly nové časové řady – hlavní komponenty.

Rotovaná analýza hlavních komponent nebyla aplikována. Její použití je ná-mětem pro další studie.

4.4 Rozklad na singulární hodnoty (SVD)

Jednou z metod z obecnou analýzy pro cross-kovarianční matice dvou různých polí je tzv. rozklad na singulární hodnoty (*Singular Value Decomposition, SVD*). Na rozdíl od kanonické korelační analýzy (*Canonical Correlation Analysis, CCA*) a dalších metod, které k výsledkům dospívají pomocí řešení problému vlastních čísel, je výhodná pro svou jednoduchost a výpočetní nenáročnost.

SVD představuje mocný algebraický postup, kterým lze rozložit obecnou matici (uvědomme si, že cross-kovarianční matice již obecně nejsou symetrické ani čtvercové) na jiné, kompletně orthogonální matice.

SVD aplikovaná na obecnou matici $[\mathbf{A}]$ o rozměrech $m \times n$ ji rozloží na součin tří jiných matic tak, že platí:

$$[\mathbf{A}] = [\mathbf{U}] [\Sigma] [\mathbf{V}]^T,$$

kde $[\mathbf{U}]$ je maticí o rozměrech $m \times m$ a $[\mathbf{V}]$ maticí $n \times n$, obě orthogonální. Prvky diagonální matice $[\Sigma]$ tvoří nezáporná čísla $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_{\min(m,n)}$ zvaná „singulární hodnoty“. Lze dokázat, že prvních $k = \min(m, n)$ sloupců matice $[\mathbf{U}]$ (zvaných „levé singulární vektory“) představuje vlastní vektory součinu $[\mathbf{A}] [\mathbf{A}]^T$ a podobně, prvních k sloupců matice $[\mathbf{V}]$ („pravé singulární vektory“) je vlastními vektory výrazu $[\mathbf{A}]^T [\mathbf{A}]$. Podrobněji je metoda rozebrána např. v STORCH A NAVARRA (1995).

Interpretace výsledků SVD analýzy — levých a pravých singulárních vektorů je přirozeným rozšířením postupu u EOF. Vektory definují dvojici prostorových „obrazců“ (*patterns*), které představují část celkové cross-kovariance danou vztahem $\sigma_i / \sum \sigma$.

Podobně jako u EOF analýzy lze orthogonální matice $[\mathbf{U}]$ a $[\mathbf{V}]$ použít k promítnutí původních proměnných do nových časových řad. Je-li analyzovaná matice cross-kovarianční maticí $[\mathbf{S}_{xy}]$ utvořenou ze dvou proměnných $[\mathbf{X}]$ a $[\mathbf{Y}]$, pak lze projekci maticově zapsat jako: $[\mathbf{X}] = [\mathbf{P}] [\mathbf{U}]$ a $[\mathbf{Y}] = [\mathbf{Q}] [\mathbf{V}]$, kde $[\mathbf{U}]$ resp. $[\mathbf{V}]$ jsou levé resp. pravé singulární vektory. Matice $[\mathbf{P}]$ a $[\mathbf{Q}]$ pak vlastně opět tvoří (jako u PCA) časové indexy příslušných „map“ (*patterns*). Ty lze, podobně jako původní proměnné, zase korelovat s libovolnými poli. (STORCH A NAVARRA, 1995)

Kapitola 5

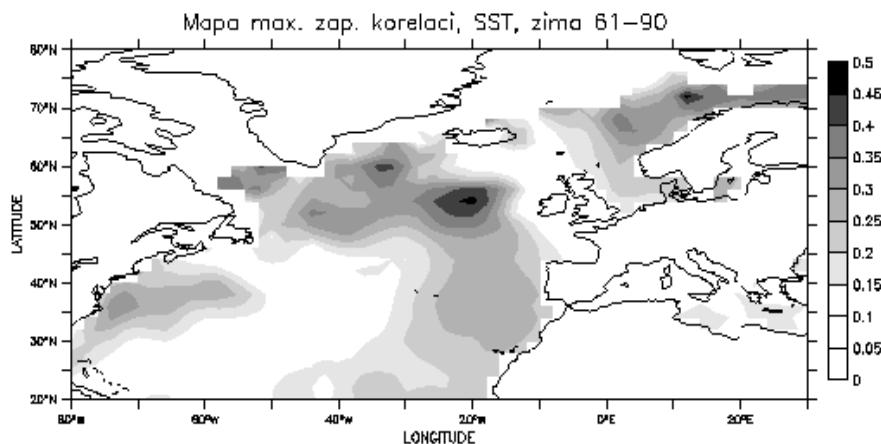
Výsledky výpočtů – anomálie SST

5.1 Korelační mapy

Jednoduchou metodou, která může pomoci při vyhledávání center oscilací v poli určité meteorologické proměnné, je vykreslení tzv. „mapy maximálních záporných korelací“. Metoda byla definována v kapitole 4.2 a je jistým zjednodušením jednobodových korelačních map.

Mapa je vykreslena na obrázku 5.1. Při pohledu na něj nacházíme nejsilnější centra v okolí Islandu, dále v Labradorské úžině a na sever od Skandinávie. Další, poněkud slabší centrum se nalézá na východním pobřeží USA a svým tvarem připomíná šířící se Golfský proud.

Analýza několika (neuvedených) jednobodových map ukázala, že centra na jihozápad od Islandu tvoří spolu s centrem na pobřeží Skandinávie dva vzájemně opačné póly jedné oscilace. Již ve dvacátých letech 20. století byla objevena podobná oscilace s póly na obou stranách Islandu, třebaže však u teploty nad povr-



Obr. 5.1: Tzv. „mapa maximálních záporných korelací“ zavedená v kapitole 4.2. Záporná znaménka byla odejmuta. Pro zvýšení přehlednosti nebyly hodnoty korelačního koeficientu menší než 0,15 do obrázku zahrnuty.

chem oceánu. Později bylo zjištěno, že se jedná o projev Severoatlantické oscilace (NAO), jež byla popsána v kapitole 2.2.1. Zdá se, že v případě oscilací u teploty povrchu oceánu jde také o projevy NAO. Ke studiu tohoto problému se podrobněji vrátíme v kapitole 7, která se věnuje vazbám mezi SST a cirkulačními poli.

5.2 Analýza hlavních komponent

EOF analýza u SST sloužila k odhalení dominantních módů variability a k tomu, aby bylo možno výsledné hlavní komponenty použít ke studiu vazeb mezi SST a cirkulačními poli (viz kapitola 7).

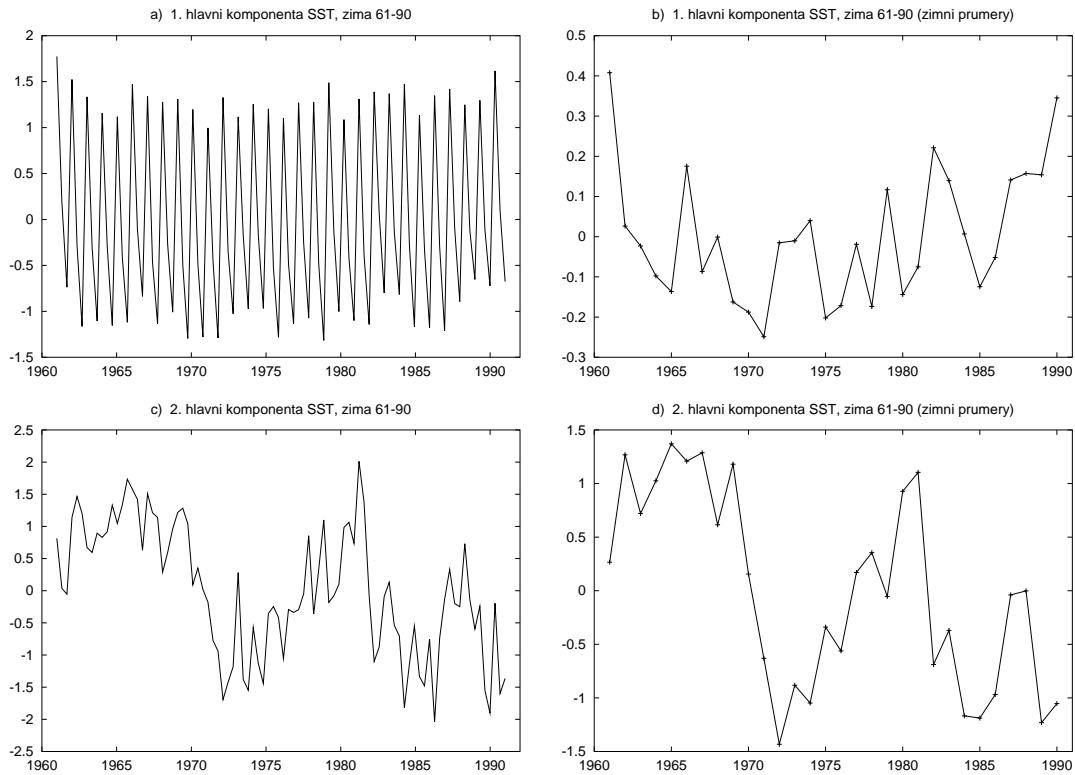
V tab. 5.1 jsou shrnutý výsledky EOF analýzy pro prvních pět módů variability. Druhý sloupec obsahuje hodnoty, které značí, kolik procent z celkového rozptylu 30-leté řady anomalií SST severního Atlantiku představuje konkrétní nově nalezený mód variability (tzv. *proportion of total variance explained*).

Na obrázku 5.3 na straně 38 vidíme první dva módy variability anomalií teplot povrchu severního Atlantiku. První mód, jehož příspěvek k celkovému rozptylu činí 69,6 %, má po celé oblasti atlantického bazénu stejnou polaritu (vyjma jediného bodu s opačnou polaritou na 72° N, 12° E). Oscilace vyjádřená prvním módem se tedy „odehrává“ uniformně po celé oblasti severního Atlantiku. Nejvyšší hodnoty se vyskytují na východním pobřeží Spojených států amerických, kde tvoří mocné akční centrum. Odtamtud se „výběžek“ vysokých hodnot rozšiřuje podél Golfského proudu na severovýchod ke břehům Velké Británie a Norska. Maximální část variability je tedy umístěna v oblastech, kudy protéká teplý Golfský proud, zvláště na jeho severní straně, kde se tok setkává se studenými proudy z polárních oblastí (např. s Labradorským proudem). Při rozboru hlavní komponenty prvního módu uvidíme (viz dále), že tento mód představuje intrasezonné chody SST v severním Atlantiku. Menší, podružné maximum leží v pobřežních oblastech Severního a Baltského moře.

Druhý mód variability SST (vysvětlující 8,7 % z celkového rozptylu) vykazuje tripólovou strukturu. Velmi silné první centrum leží poblíž Labradorského poloostrova. Druhé mocné centrum, s opačnou polaritou, je situováno do maxima u prvního módu, tedy na pobřeží Spojených států amerických. Konečně třetí centrum, jež se poněkud rozpadá do několika oddělených částí, se nachází v oblasti Skandinávie a na severovýchodním okraji atlantického bazénu. Toto centrum tvoří protipól „labradorskému“ centru, má tedy stejnou polaritu jako maximum na pobřeží USA. Srovnáme-li druhý mód proměnlivosti s „mapou maximálních záporných korelací“

Mód	1	2	3	4	5
α_e [%]	69,6	8,7	3,6	2,5	2,0
α_{ce} [%]	69,6	78,3	82,0	84,6	86,6

Tab. 5.1: Shrnutí výsledků EOF analýzy SST. Hodnoty řádku označeného α_e znamenají část, kterou z celkového rozptylu představuje daný mód; α_{ce} značí totéž, kumulativně sčítáno.



Obr. 5.2: Časové řady prvních dvou hlavních komponent SST jsou uvedeny na obrázcích (a) resp. (c). Tytéž časové řady, jejichž (měsíční) hodnoty byly vždy zprůměrovány pro celou zimu (prosinec až únor), jsou zobrazeny na (b) resp. (d).

(obr. 5.1), zjistíme, že všechny tři póly se kryjí s centry, které se na ní objevují. DESER ET AL. (1993) uvádí, že maximum variability („labradorské“ centrum) u druhého módu leží v místech, kde se stýkají hranice subpolárního a subtropického oceánického víru. Nyní se však zdá, zvláště v souvislosti s korelační mapou na obrázku 5.1, že druhý mód má určitou souvislost s NAO. Tato hypotéza bude blíže prozkoumána v kapitole 7.

Na obr. 5.2 jsou zobrazeny časové řady prvních dvou hlavních komponent SST. Obrázky vlevo uvádějí neupravené časové řady se třemi měsíčními hodnotami (prosinec až únor) v každém roce. Tytéž časové řady, jejichž hodnoty však byly zprůměrovány vždy pro celou zimu, jsou vyneseny na pravé straně.

První hlavní komponenta (obr. 5.2a) vykazuje velice silnou amplitudu (až $2,5^{\circ}\text{C}$) představující intrasezónní (zimní) chod teploty povrchu Atlantiku. Zprůměrovaná varianta komponenty (obr. 5.2b) pak naznačuje dlouhodobý zimní chod SST v oblasti atlantického bazénu. Z obrázku lze vysledovat, že průměrná zimní teplota v Atlantiku nejprve s jistými výkyvy klesala (až o $\sim 0,6^{\circ}\text{C}$), to přibližně do začátku 70. let, pak opět vzrostla zhruba na původní úroveň. Všimněte si, že podobný výkyv průměrné teploty povrchu severního Atlantiku popisuje např. KUSHNIR (1994), viz kapitola 1.1 a obrázek 1.2¹⁾.

¹⁾ Při interpretaci kolísání hlavních komponent je třeba dát pozor na nejednoznačnost jejich

Druhá komponenta (viz obr. 5.2c,d), která nemá výrazný sezónní chod, vyzkazuje přibližně dvouletý cyklus, který je modulován nízkofrekvenčním signálem (to potvrzuje studie DESER ET AL., 1993 uvádějící několikanásobně delší časovou řadu anomálií SST – jde o signál s asi desetiletým cyklem).

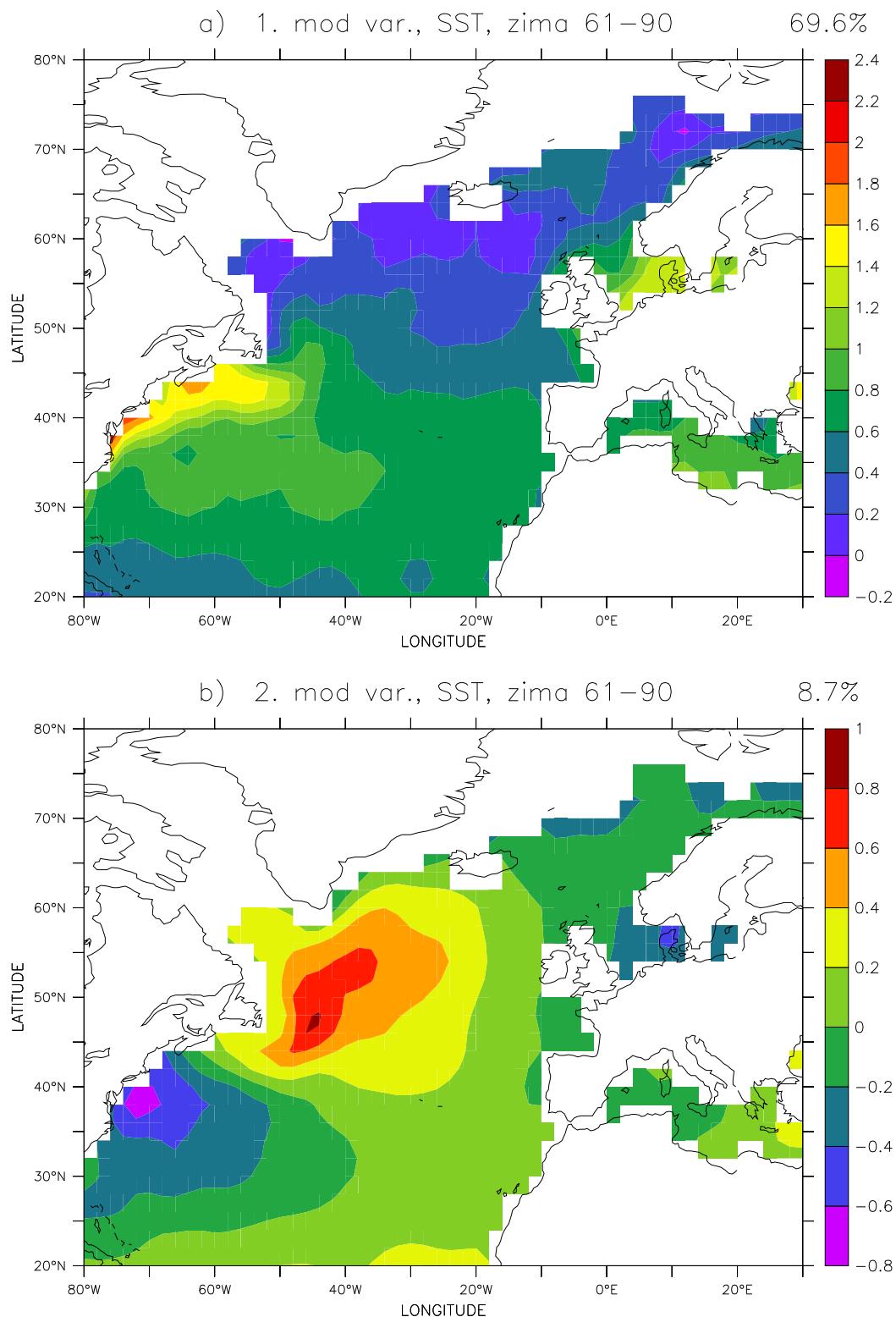
Zajímavé je srovnání výsledků EOF analýzy v této práci s výsledky publikovanými v literatuře. Ve studii DESER ET AL. (1993) autoři pracovali s téměř 90-letou řadou anomálií vzniklých zprůměrováním měsíčních hodnot SST za poněkud rozsáhlejší roční období (listopad až březen). Použili také datové soubory z jiné databáze (COADS) a mírně odlišnou oblast. První mód ze studie vysvětluje o něco menší část celkového rozptylu (45 %), což je pravděpodobně způsobeno zvolením delší časové řady pozorování a zahrnutím dvou měsíců navíc v každém roce. Rozložení útvarů na mapách módů variability a jejich hodnoty, stejně jako trendy hlavních komponent se však až překvapivě shodují. Zdá se, že nalezené módy SST jsou natolik robustní a stabilní, že je výběr časového období příliš neovlivňuje.

Se starší studií (ZORITA ET AL., 1992) jakoby vše bylo přesně naopak. Autor pracuje se srovnatelně dlouhou (avšak zhruba o 10 let posunutou) časovou řadou (36 let, 1950–1986), shodným výběrem ročního období (prosinec až únor, měsíční anomálie), avšak s mírně rozsáhlejší oblastí (začínající na rovníku). Výsledky se znatelně liší. U prvního módu (vysvětlujícího pouze 22 % celkové variability) existuje náznak rozložení podobného Golfskému proudu, v oblasti New Foundlandu a na západním pobřeží Afriky se však vyskytují relativně mocné protipóly. Druhý mód (16 %) je podobnější, obě akční centra dipólu jsou však zonálně protažena, dosahují až k břehům Evropy a Afriky. Hlavní komponenty autor neuvádí. Důvody, pro které se výsledky liší, nelze zjistit. Je možné, že se v 50. letech vyskytovaly specifické podmínky, které zaniknou jak v pozdějším období použitém v této diplomové práci, tak i v globálním, 90-ti letém období, které bylo použito v DESER ET AL. (1993). Pravděpodobnějším důvodem však je zahrnutí tropického Atlantiku, který se chová poněkud jinak než Atlantik ve vyšších zeměpisných šířkách (viz také kapitola 1.1).

Ačkoliv ZORITA ET AL. (1992) uvádí, že rotovaná EOF analýza dává u SST naprostě odlišné výsledky, v dalších úvahách a výpočtech pracuje s nerotovanými módy, neboť jsou podle něj lépe spojeny příčinnostní vazbou s módy přízemního tlakového pole.

Jako zajímavost lze konstatovat, že se autoři obou zmíněných prací při interpretaci módů odkazují na stejnou literaturu a v ní uvedené módy variability, které shodně prohlašují za potvrzení svých vlastních výsledků.

znaménka, viz také odstavec „Znaménka vlastních vektorů“ v kap. 4.3.2. V tomto konkrétním případě je však znaménko správné.



Obr. 5.3: První (a) a druhý (b) mód variability zimních (prosinec až únor) měsíčních anomálií SST za období 1961–1990. Část, kterou daný mód vysvětluje z celkové proměnlivosti, je uvedena v pravém horním rohu obrázku.

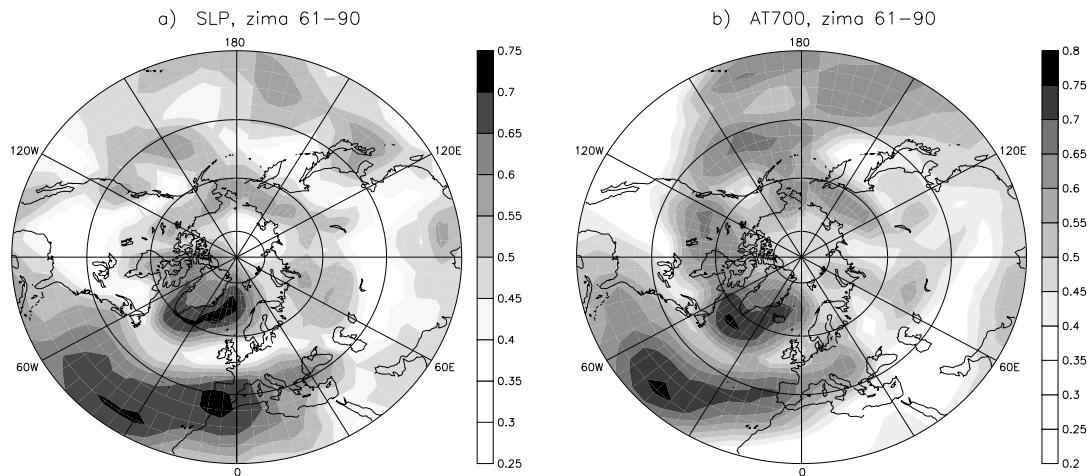
Kapitola 6

Výsledky výpočtů – tlaková a geopotenciální pole

6.1 Korelační mapy

Jako orientační pomůcka pro identifikaci hlavních cirkulačních indexů slouží tzv. „mapa maximálních záporných korelací“, jež je zavedena v kapitole 4.2. Tyto mapy byly vypočteny pro tlak redukovaný na hladinu moře (SLP, viz obr. 6.1a) a pro geopotenciál hladiny 700 hPa (obr. 6.1b).

Naprosto zřetelná jsou na obou hladinách centra příslušející Severoatlantické oscilaci (NAO, viz též kapitola 2.2.1). Jedná se o centrum situované nad Island a centrum na přibližně 30. rovnoběžce v severním Atlantiku táhnoucí se po celé jeho šířce a zasahující až do oblasti Středozemního moře. Toto centrum má na hladině 700 hPa své maximum přibližně mezi 30. a 50. poledníkem západní délky. U SLP



Obr. 6.1: Tzv. „mapa maximálních záporných korelací“ pro a) tlak přepočtený na hladinu moře a b) geopotenciál tlakové hladiny 700 hPa. Záporná znaménka u hodnot korelačních koeficientů jsou vynechána. Škála se pro zvýšení přehlednosti začíná zbarovovat do šeda od hodnoty 0,4. Pro definici mapy viz kapitola 4.2.

se kromě tohoto maxima objevuje ještě jedno, plošně rozsáhlejší, nad Gibraltarem. Také poloha „islandského“ centra se s výškou mění: při přechodu do vyšších tlakových hladin pozorujeme mírný posun směrem k jižnímu cípu Grónska a Labradoru.

Zvláště na hladině 700 hPa (obr. 6.1b) je patrno několik dalších center, hlavně v Tichomoří a v Asii. Centrum nacházející se jižně od Kurilských ostrovů, dále pak centrum na severozápadě severní Ameriky a oblast nad Mexickým zálivem¹⁾ lze ztotožnit s tzv. Pacificko–severoamerickou asciací (PNA, viz kapitola 2.2.2). Zmiňované „kurilské“ centrum spolu s centry v subtropickém Pacifiku pravděpodobně tvoří póly Západopacifické oscilace (WP, viz kapitola 2.2.2).

Slabá centra v Asii zřejmě souvisejí s některou z eurasijských oscilací – SCA nebo EAWR, viz kapitola 2.2.2.

6.2 Analýza hlavních komponent

EOF analýza byla aplikována na pole tlaku přepočteného na hladinu moře (SLP) a dále na pole geopotenciálu standardních hladin 850, 700, 500, 200 a 30 hPa. Na mapách výsledných módů variability se autor této práce pokoušel rozpoznat některé z cirkulačních indexů (*circulation patterns*) definovaných v kapitole 2.2.

Výsledky a pokusy o interpretaci budou uvedeny odděleně pro obě analyzované oblasti (tedy pro celou severní polokouli a pro atlanticko–evropskou oblast, viz kap. 4.3.3), neboť se značně liší. Na závěr této kapitoly budou tyto rozdíly stručně shrnuty.

Poznamenejme, že znaménka výsledných vlastních vektorů, tj. módů variability, nebyla měněna (viz také odstavec „Znaménka vlastních vektorů“ v kap. 4.3.2). Některé mapy lze proto interpretovat jako kladnou fázi příslušného indexu cirkulace, jiné jako zápornou.

6.2.1 První oblast — severní polokoule

Módy variability nalezené pomocí PCA

V tab. 6.1 jsou uvedeny číselné výsledky výpočtu EOF analýzy pro všechny hladiny a pro prvních šest módů variability. Z tabulky je patrné, že první módy proměnlivosti vysvětlují kolem 20 %, s výjimkou hladiny 30 hPa, jejíž první mód představuje dokonce více než 50 % variability původního pole geopotenciálu. Prvních šest módů dohromady představuje více než 65 % původní proměnlivosti. Výjimkou je opět stratosférická hladina 30 hPa, u které jde o téměř 98 %, naprostá většina informace je tedy ukryta v několika málo prvních módech. V tomto smyslu lze říci, že pole geopotenciálu se s výškou „zjednodušuje“, tj. je tvořeno menším počtem nezávislých signálů, čím dál rozsáhlejší zbytek je pozadový „šum“.

Na obrázcích 6.2a-f (strany 51 až 53) je uvedeno prvních šest módů variability geopotenciálu hladiny 700 hPa. První čtyři módy proměnlivosti pro SLP a geopo-

¹⁾ Tato oblast je vlastně nejzápadnějším okrajem „atlantického“ centra, jež jsme přisoudili NAO.

Mód	SLP		AT850		AT700	
	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]
1	22,1	22,1	21,2	21,2	19,4	19,4
2	13,3	35,4	13,1	34,3	12,7	32,1
3	10,0	45,5	10,4	44,8	10,8	43,0
4	8,3	53,8	9,8	54,6	10,0	53,0
5	7,7	61,5	7,4	62,0	7,2	60,2
6	6,0	67,5	6,0	68,0	6,0	66,2
Mód	AT500		AT200		AT30	
	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]
1	18,0	18,0	19,9	19,9	53,8	53,8
2	12,6	30,7	16,6	36,5	28,0	81,8
3	11,3	42,0	10,0	46,6	11,6	93,4
4	8,9	51,0	8,3	54,9	1,9	95,4
5	7,2	58,2	7,8	62,7	1,2	96,6
6	6,6	64,9	6,2	68,9	1,0	97,6

Tab. 6.1: Shrnutí výsledků EOF analýzy — severní polokoule. Pro každou tlakovou hladinu je uvedeno vždy prvních šest módů variability. Hodnoty označené α_e znamenají část, kterou z celkového rozptylu představuje daný mód variability (v procentech); α_{ce} značí totéž, kumulativně sčítáno.

tenciál standardních hladin 850, 500 a 200 hPa jsou zahrnuty do obrázkové přílohy A (obrázky A.1a-d až A.4a-d, strany 79 až 86). První dva módy stratosférické hladiny 30 hPa jsou taktéž obsaženy v příloze A (obr. A.5a,b, strana 87).

Již při prvním pohledu je patrné, že módy hladiny 30 hPa se výrazně liší od módů všech nižších hladin. První tři módy (zvláště druhý) mají zonálně symetrický charakter. Jedná se tedy o oscilace mezi polárními oblastmi a nižšími zeměpisnými šířkami. Vzhledem k odlišnému charakteru módů v této hladině si jich v následujícím popisu již nebudeme všímat a zaměříme se na hladiny nižší.

V současnosti jsou cirkulační indexy nejčastěji analyzovány na hladině 700 hPa (viz např. WALLACE a GUTZLER, 1981; BARNSTON a LIVEZEY, 1987). V následujících odstavcích si proto stručně popíšeme rozložení center na mapách jednotlivých módů variability právě na této hladině. Jednotlivá akční centra jsou při popisu rozdělena podle své vzájemné polarity (nelze totiž užívat pojemy „kladné“ resp. „záporné“ centrum, neboť znaménka jsou libovolná, viz kapitola 4.3.2) a označena písmenem. V hranatých závorkách a malým písmem je pro snazší orientaci uvedena přibližná poloha každého centra v zeměpisných souřadnicích.

1. mód: (viz obrázek 6.2a, str. 51)

První mód variability charakterizují tři hlavní akční centra:

- A: silné centrum mezi Islandem a Grónskem. [60° N, 40° W]

Centra s opačnou polaritou:

- B: silné centrum v Tichém oceánu. [40° N, 160-170° W]

- C: dvojité centrum rozprostírající se podél 40. rovnoběžky nad Atlantikem, západní část centra leží nad východním pobřežím Ameriky, východní část nad jihozápadní Evropou. [40° N, 50-80° W a 30° W- 30° E]

2. mód: (obr. 6.2b, str. 51)

Druhý mód proměnlivosti je tvořen třemi hlavními a třemi podružnými akčními centry:

- A: silné centrum přibližně na 50. rovnoběžce v Atlantiku, západně od Biskajského zálivu. [50° N, 30° W]

- B: podružné centrum přibližně nad Sibiří. [60° N, 80° E]

- C: podružné centrum nad západní částí severní Ameriky. [50° N, 120° W]

Centra s opačnou polaritou:

- D: silné centrum v Tichém oceánu, přibližně na 50. rovnoběžce. [50° N, 150-180° W]

- E: centrum nad Islandem. [65° N, 0-50° W]

- F: podružné „centrum“ v oblasti subtropického Atlantiku. [20-30° N, 30-90° W]

3. mód: (obr. 6.2c, str. 52)

Třetí mód lze charakterizovat třemi silnými a několika podružnými centry:

- A: silné centrum v Tichém oceánu, zhruba na 35. rovnoběžce. [35° N, 160-170° E]

- B: silné centrum nad jižním cípem Grónska a Labradorským průlivem. [50° N, 40° W]

- C: slabé centrum přibližně nad Mongolskem. [35° N, 80-110° E]

Centra s opačnou polaritou:

- D: silné centrum nad Kamčatkou. [60° N, 170° E]

- E: podružné centrum nad Skandinávií. [55° N, 30° E]

- F: podružné centrum na přibližně 30. rovnoběžce v Atlantském oceánu.

[30° N, 40-50° W]

4. mód: (obr. 6.2d, str. 52)

Čtyři mocná a několik podružných center tvoří čtvrtý mód proměnlivosti:

- A: centrum nad severní Sibiří. [70° N, 60° E]

- B: centrum v Tichém oceánu. [40° N, 150-160° W]

- C: centrum v Atlantiku přibližně na 50. rovnoběžce. [50° N, 40-50° W]

Centra s opačnou polaritou:

- D: centrum nad Mongolskem. [50° N, 100° E]

- E: s ním propojené centrum nad Islandem (přes střední Asii a Balkán).
 [65° N, 20° W]
 F: centrum nad severozápadním pobřeží Ameriky. [50-60° N, 120° W]
 G: podružná centra nad subtropickým Atlantikem a Pacifikem. [20° N, 10-60° W
 a 160-180° E]

5. mód: (obr. 6.2e, str. 53)

Pátý mód variability je charakteristický těmito centry:

- A: centrum v Atlantiku jižně od Islandu, západně od Velké Británie. [55° N,
 20° W]
 B: slabší centrum v Pacifiku jižně od Beringova průlivu. [50° N, 170° W]
 C: podružné centrum v oblasti přibližně nad Bajkalským jezerem. [60° N,
 110° E]

Centra s opačnou polaritou:

- D: silné centrum východně od Skandinávie. [50-70° N, 50° E]
 E: centrum na přibližně 30. rovnoběžce v Atlantiku a nad pobřežím Afriky.
 [30° N, 10-40° W]
 F: slabší centrum nad Japonskem. [30° N, 140° E]
 G: podružné centrum na severozápadě severní Ameriky. [50° N, 110° W]

6. mód: (obr. 6.2f, str. 53)

Konečně šestý mód má tato akční centra:

- A: silné centrum nad Velkou Británií. [55° N, 0° W]
 B: centrum v Tichém oceánu, přibližně na 35. rovnoběžce. [35° N, 150-160° W]
 C: podružné centrum v severní oblasti centrální Sibiře. [70° N, 110° E]

Centra s opačnou polaritou:

- D: silné centrum v oblasti Aljašky. [60° N, 160° W]
 E: centrum v Atlantiku na 40. rovnoběžce. [40° N, 30-55° W]
 F: podružné centrum v oblasti Kaspického moře. [50° N, 60° E]

Při pohledu na obrázky uvedené v příloze A je patrné, že akční centra jednotlivých oscilací se s výškou hladin mění. Například u prvního módu je „atlantické“ centrum (1C, označení znamená: centrum C prvního módu) jednolité, zabírá celou šířku severního Atlantiku. Teprve se vzrůstající výškou se rozděluje do dvou částí.

Při porovnávání módů variability na jednotlivých tlakových hladinách je třeba vzít v úvahu to, že mapy některých módů variability jsou na různých hladinách uvedeny v různém pořadí. Například třetí mód na hladině 700 hPa souvisí se čtvrtým módem v poli tlaku redukovaného na hladinu moře a naopak. Čtvrtý mód proměnlivosti na hladině 200 hPa souvisí až s pátým módem hladiny 700 hPa. Důvod „prohazování“ módů je patrný: části z celkové proměnlivosti, kterou módy s vyššími čísly vysvětlují, si jsou velice blízké, někdy o pořadí rozhodují jen desetiny procenta. Oscilace jakoby mezi sebou s velice vyrovnanými silami „soutěžily“

Hladina	SLP	AT850	AT700	AT500	AT200
Obr.	A.1	A.2	6.2	A.3	A.4
a)	1	1	1	1	1
b)	2	2	2	2	2
c)	4	4	3	3	3
d)	3	3	4	4	5

Tab. 6.2: Pořadí módů variability na obrázcích jednotlivých hladin, kde za základ bylo vzato pořadí na hladině 700 hPa uvedené v této kapitole. Pořadí bylo určeno vizuálním srovnáním map a vyhodnocením korelací mezi hlavními komponentami prvních čtyř (pěti) módů. První sloupec a druhý rádek jednoznačně určují obrázek, na kterém se daný mód variability nachází.

o ovládnutí proměnlivosti v dané hladině. Tabulka 6.2 shrnuje pořadí módů variability na všech hladinách uvedených v příloze (kromě hladiny 30 hPa). Základní pořadí módů je převzato z pořadí map na hladině 700 hPa.

Obecně lze o módech variability tlaku resp. geopotenciálu říci, že se vznrůstajícím pořadovým číslem módu vznrůstá i počet oddělených akčních center, s nimi spojené oscilace mají složitější charakter. Zároveň naopak klesá intenzita těchto center. Takto to pokračuje tak dlouho, až tento „signál“ kontinuálně přejde v „šum“, který se na mapách „módů“ s nejvyššími čísly v pořadí projevuje takto:

- na mapě se objeví několik stovek miniaturních „center“ s náhodně rozdělenou polaritou
- intenzita všech „center“ je velmi nízká
- rozložení „center“ je velice odlišné při porovnání dvou různých tlakových hladin.

Tyto poznatky jsou zcela v souladu s teoretickým očekáváním, viz kapitola 4.3.

Interpretace módů variability

Dva přístupy hrály hlavní roli při interpretaci výsledků analýzy hlavních komponent uvedených výše: 1. vizuální (a do jisté míry subjektivní) porovnání map vypočtených módů variability s „prototypními“ obrázky jednotlivých známých oscilací v literatuře; 2. výpočet korelací mezi nalezenými hlavními komponentami a časovými řadami známých oscilací (indexy cirkulace) převzatými z Climate Prediction Center (CPC).

Centrum pro předpověď klimatu (*Climate Prediction Center*, CPC) na internetu poskytuje (viz Literatura, CPC) „preferované“ a „všeobecně přijímané“ mapy a slovní popisy oscilací na standardní hladině 700 hPa. Tyto jsou získány *rotovanou* analýzou hlavních komponent pole geopotenciálu, pro každý měsíc v roce zvlášť. Právě pomocí těchto map byly činěny pokusy o vizuální identifikaci cirkulačních indexů na jednotlivých spočtených módech variability.

Mapy módů variability byly dále porovnávány s výsledky uvedenými v odborné literatuře. Starší studie WALLACE a GUTZLER (1981) (v této kapitole dále

Mód	NAO	PNA	WP	EA	EP	EAWR	SCA
1	-0,498	0,461	-0,210	-0,180	-0,106	0,023	-0,017
2	0,711	0,440	0,068	-0,164	0,182	0,041	0,167
3	-0,151	0,004	0,554	-0,200	0,235	0,040	-0,072
4	-0,160	0,236	0,086	0,111	-0,154	-0,207	-0,288
5	0,053	0,174	0,322	0,565	0,042	-0,291	0,510
6	-0,096	0,047	0,260	-0,032	0,575	0,464	0,143

Tab. 6.3: Korelační koeficienty mezi prvními šesti hlavními komponentami geopotenciálu hladiny 700 hPa a indexy cirkulace uvedenými v Climate Prediction Center (viz Literatura, CPC). Korelace dosahující hodnoty alespoň 0,4% jsou vytiskeny tučně. Pro význam zkratky oscilací viz kapitola 2.2. Ostatní cirkulační indexy definované v CPC zde nejsou zahrnuty buď proto, že nejsou dominantními módy v zimním období, nebo proto, že nekorelovaly významně s žádným z prvních šesti módů proměnlivosti.

citovaná jako W&G) uvádí první (*nerotovaný*) mód proměnlivosti pro tlak redukovaný na hladinu moře (SLP), pro dvě různá zimní období: pro 66 lednových hodnot SLP a pro 84 zimních (prosinec až únor) měsíčních hodnot SLP za období 1949–1977. Dále uvádí první čtyři módy proměnlivosti anomálií pole 500 hPa. Poznamenejme, že všechny výsledky ve studii W&G byly získány výpočtem analýzy hlavních komponent s použitím *korelační* matice.

Další srovnávací studií je BARNSTON A LIVEZEY (1987) (dále bude označována jako B&L), která uvádí kompletní *rotovanou* analýzu pole geopotenciálu v hladině 700 hPa pro každý měsíc zvlášť z 35-ti letého (1950–1984) období. B&L dále studovali také tříměsíční průměry. Také B&L k výpočtům použili korelačních matic.

V následujících odstavcích se pokusíme jednotlivé indexy cirkulace definované v kapitole 2.2 přiřadit příslušným módům variability získaným výpočtem analýzy hlavních komponent. Na mapách proměnlivosti budou hodnoceny poloha a intenzita jednotlivých akčních center.

Studovány budou také výsledky výpočtu korelací mezi nalezenými hlavními komponentami a časovými řadami indexů cirkulace na hladině 700 hPa, které byly převzaty z Climate Prediction Center (viz Literatura, CPC). Tyto výsledky jsou uvedeny v tab. 6.3.

Tab. 6.4 ukazuje korelace mezi prvními čtyřmi hlavními komponentami anomálií tlaku redukovaného na hladinu moře a indexem Severoatlantické oscilace (NAO). Na rozdíl od předchozí tabulky je tento index vypočten právě z anomálií SLP, je tedy vhodnější pro vyhodnocování NAO na nízkých tlakových hladinách.

1. mód: obr. 6.2a (700 hPa), v příloze A pak A.1a (SLP) až A.4a (200 hPa).

Centra 1A a 1C na hladině 700 hPa jasně odkazují na Severoatlantickou oscilaci (NAO, viz obr. 2.1), přestože je „atlantické“ centrum rozděleno na dvě části. V poli tlaku SLP je toto centrum jednolité a velice výrazné. Druhý pól nad Islandem je na hladině 700 hPa poněkud přesunut směrem nad Grónsko, u SLP je však situován přímo nad Island. Všimněme si, že tato zjištění sou-

Mód Obr.	1 A.1a	2 A.1b	4* A.1c	3* A.1d
NAOi	-0,708	0,169	0,516	-0,149

Tab. 6.4: Korelační koeficienty mezi prvními čtyřmi hlavními komponentami anomálií tlaku redukovaného na hladinu moře (jejichž příslušné módy jsou uvedeny v Příloze A) a NAO indexem vypočteným z anomálií tlaku mezi stanicemi Ponta Delgada, Azory a Reykjavík, Island (časová řada indexu byla převzata z Climate Analysis Section při Národním centru pro výzkum atmosféry, viz Literatura, CAS). Všimněte si, že pořadí módů odpovídá pořadí na hladině 700 hPa, tj. 3. a 4. mód (označeny hvězdičkou) jsou vzájemně „prohozeny“. Pro větší přehlednost jsou uvedeny odkazy na příslušné obrázky.

hlasí s poznatky odvozenými z tzv. „map maximálních záporných korelací“ tlaku (viz kapitola 6.1, obrázek 6.1 na str. 39).

Vzhledem k tomu, že „islandske“ centrum je na mapě tvořeno kladnými hodnotami, jedná se zápornou fázi NAO, kdy je tlaková níže nad Islandem méně výrazná proti dlouhodobému průměru, stejně jako azorská anticyklóna. Korelace mezi NAO a první hlavní komponentou dosahuje hodnoty -0,498 na hladině 700 hPa (viz tab. 6.3), resp. -0,708 v poli SLP (tab. 6.4), což potvrzuje, že jde o negativní fázi oscilace.

K NAO však nelze přiřadit velice silné centrum v Tichomoří s polaritou stejnou jako u centra „atlantického“. Opět, relativně vysoká korelace (0,461) spolu s polohou „tichomořského“ centra 1B, západní částí centra 1C a „hřebene“ mezi nimi na severozápadě Ameriky prokazují, že se v prvním módu proměnlivosti vyskytuje také Pacificko–severoamerická oscilace (PNA, viz popis v kapitole 2.2.2 a obr. 2.5). PNA je také dobře vyjádřena na hladině 500 hPa, na nižších hladinách naopak rozpoznatelná téměř není, na nich zřejmě hraje mnohem menší roli než NAO.

Porovnání s literaturou:

Srovnání s B&L potvrzuje výsledky této práce. Jejich „prototypní“ obrázky NAO (viz B&L, obr. 2a,b,l), zvláště pro prosinec (B&L, 2l), vykazují jasnou shodu s obr. 6.2a, včetně posunutí „islandskeho“ centra ke Grónsku a rozdelení „atlantického“ centra na dvě poloviny. U dvou zbývajících zimních měsíců je však centrum v Atlantském oceánu jednolité.

U PNA (viz B&L, 3c-e, případně E1a tamtéž) je shoda také dobrá, centrum ležící nad severozápadní Amerikou je však u B&L lokalizované a uzavřené, na našem obr. 6.2a naopak propojené s „islandským“ centrem NAO. Je zřejmé, že rotací vlastních vektorů lze dosáhnout oddělení obou oscilací a lokalizovat, plošně zmenšit rozsah jejich center.

První nerotovaný mód variability SLP uvádí W&G (viz W&G, obr. 4a,b). Po srovnání s obr. A.1 lze konstatovat, že poloha dvou „oceánických“ center (námi označených jako 1B,C) velmi dobře souhlasí. Naproti tomu centrum 1A nad Islandem je u W&G pouhým cípem centra lokalizovaného přímo nad pólem. Zřejmě se jedná o důsledek problému s rozmístěním uzlových bodů

na síti, který je teoreticky popsán v kapitole 4.3.2 a okomentován v kap. 8.1. Autoři nikde neuvádějí, že by tento problém nějak korigovali. Existence silného centra nad pólem je také zřejmě vedla k tomu, aby jimi nalezený mód pokládali spíše za zonálně symetrickou oscilaci.

2. mód: obr. 6.2b (700 hPa), případně A.1b (SLP) až A.4b (200 hPa).

Poloha hlavních center na hladině 700 hPa naznačuje, že jsou zde, stejně jako v případě prvního módu, obsaženy dvě oscilace zároveň – NAO a PNA. Hlavní komponenta druhého módu variability na této hladině velice silně koreluje s NAO indexem (hodnota koeficientu je rovna 0,711, viz tab. 6.3). Korelace, společně s rozložením útvarů (centra 2A a 2E), odpovídají kladné fázi NAO. Při sestupování do nižších tlakových hladin se podobnost rozmístění center zmenšuje, u SLP není NAO rozpoznatelná vůbec („islandske“ centrum leží nad Skandinávií, korelace mezi přízemním NAO indexem a hlavní komponentou SLP je rovna 0,169, viz tab. 6.4).

Co se týká PNA, korelace mezi jejím indexem a druhou hlavní komponentou činí 0,440. Na mapě druhého módu hladiny 700 hPa této oscilaci odpovídají centra 2C,D,F. PNA je dále rozeznatelná na hladině 500 hPa, její „severoamerické“ centrum je však propojeno s „atlantickým“ centrem NAO. Na ostatních hladinách je PNA pouze naznačena: intenzita jejích center je velice nízká, jejich poloha však odpovídá „prototypu“.

Porovnání s literaturou:

Nalezená NAO odpovídá nejspíše lednovému módu proměnlivosti, který uvádí B&L (viz B&L, obr. 2a), a to tvarem a polohou centra nad Atlantikem.

Centrum 2F je u „prototypního“ (únorového) obrázku PNA (B&L, obr. 3e) daleko intenzívnejší a lokalizovanější. Vyšší intenzitu má také centrum nad severozápadní Amerikou (2C).

3. mód: obr. 6.2c (700 hPa), případně A.1d (SLP), A.2d (850 hPa); dále A.3c (500 hPa) a A.4c (200 hPa).

Silná akční centra 3A a 3D tvoří vzájemně opačné póly tzv. Západopacifické oscilace (WP, viz kapitola 2.2.2 a obr. 2.6). Korelační koeficient mezi třetí hlavní komponentou a WP indexem je roven 0,554, na hladině 700 hPa je tedy zachycena kladná fáze oscilace.

Nevyjasněnými zůstávají centra 3B,C,E,F. Centra 3B a 3F jsou opět mírně podobná pólům NAO, korelace s jejím indexem na hladině 700 hPa je však velice nízká. Směrem do níže položených hladin centra slábnou a korelace podle tab. 6.4 je také malá. Jejich poněkud jižnější poloha (zvláště u SLP) připomíná tzv. Východoatlantickou oscilaci (EA), korelační index (ovšem pro hladinu 700 hPa) je však zanedbatelný.

Porovnání s literaturou:

Centra 3A a 3D jsou v dobré shodě – polohou i intenzitou – s výsledky uvedenými v B&L, zvláště s lednovou WP (B&L, obr. 4c), kdy chybí akční centrum nad severní Amerikou a zůstávají pouze centra v Tichomoří.

4. mód: obr. 6.2d (700 hPa), případně A.1c (SLP), A.2c (850 hPa); dále A.3d (500 hPa); hladina 200 hPa není brána v úvahu neboť neodpovídá 4. módu na hladině 700 hPa.

U center 4C a 4E by mohlo (zvláště po posouzení nižších tlakových hladin) opět jít o NAO. Tomu odpovídá i vysoký korelační koeficient v tab.6.4 – 0,516 (tedy kladná fáze NAO u SLP).

Ostatní centra se nepodařilo identifikovat s žádným indexem cirkulace. Pohled do tab. 6.3 naznačuje, že žádný z uvedených cirkulačních indexů nekoreluje podstatně se čtvrtou hlavní komponentou na hladině 700 hPa. Je možné, že rotovaná PCA, podle níž se v dnešní době oscilace převážně analyzují, tato centra potlačuje.

Porovnání s literaturou:

B&L interpretují čtvrtý rotovaný mód variability tříměsíčních zimních průměrů anomálií na hladině 700 hPa jako takzvanou „Oscilaci tropy–severní polokoule“ (TNH, viz kap. 2.2.2, obr. 2.7a nebo B&L, obr. 5b-d), která se vyznačuje mohutným centrem nad ostrůvky severně od Kanady a množstvím center s opačnou polaritou v nižších zeměpisných šířkách. Poloha akčních center této oscilace se však od obrázku 6.2d značně liší. Ani korelace mezi indexem TNH a čtvrtou hlavní komponentou (neuvezena) nenasvědčuje tomu, že by mělo jít o TNH.

5. mód: obr. 6.2e (700 hPa), případně A.4d (200 hPa), ostatní hladiny neuvedeny.

Centra 5A a 5E svou polohou připomínají tzv. Východoatlantickou oscilaci (EA, viz kapitola 2.2.2, obr. 2.7b). Ta se vyznačuje centry podobnými NAO, která jsou však položena jižněji. Pól EA, ležící v subtropické oblasti Atlantiku, je dále charakteristický svou zonální mohutností – zasahuje i severozápadní Afriku, což je ve shodě s tvarem a umístěním centra 5E. Také korelace v tab.6.3 mezi indexem EA a pátou hlavní komponentou (0,565) potvrzuje domněnku o Východoatlantické oscilaci, a to v kladné fázi.

Korelace s hlavní komponentou příslušející pátému módu však odhalují ještě jednu oscilaci ukrytou v poli geopotenciálu hladiny 700 hPa. Jedná se o tzv. Skandinávskou oscilaci (SCA, viz slovní popis v kapitole 2.2.2, obr. 2.7d). Korelační koeficient má hodnotu 0,510, mělo by tedy jít o její kladnou fázi. Skandinávská oscilace je charakteristická třemi akčními centry, silným centrem nad Skandinávií a dvěma (v zimě slabšími) centry opačné polarity, jedním nad Pyrenejským poloostrovem a západní Evropou a druhým přibližně nad Mongolskem. Se „skandinávským“ centrem je možno identifikovat centrum 5D, jež je ovšem poněkud posunuto k východu. Centrum 5C souvisí s již zmiňovaným „mongolským“ centrem SCA. Poslední centrum lze stotožnit pouze s centrem 5A (jež jsme připsali Východoatlantické oscilaci), které je ovšem posunuto západně nad oceán. Jeho intenzita je vyšší než u „skandinávského“ centra, což je v rozporu s „prototypem“ SCA.

Ostatní slabá centra, jmenovitě 5B,F,G, se nepodařilo identifikovat s žádným ze známých indexů cirkulace.

Porovnání s literaturou:

Východoatlantická oscilace, která je uvedena v B&L, jejich obr. 9b-d, souhlasí dobře s obrázkem 6.2e. Rotace pátého vlastního vektoru způsobí, že se tato oscilace oddělí od Skandinávské oscilace (viz B&L, obr. 7c,d; SCA je zde označena jako „Eurasian pattern – 1“). Centra příslušející nerotovanému módu (posanému zde) se od „prototypu“ SCA liší hlavně posunem „pyrenejského“ centra na západ a (v souvislosti s EA) také jeho větší intenzitou vůči centru nad Skandinávií. Kromě těchto rozdílů se mapy nijak výrazně neliší.

6. mód: obr. 6.2f (700 hPa), ostatní hladiny neuvedeny.

Tři centra nad Atlantikem a Evropou (6A,E,F) odpovídají mapě tzv. Východoatlantické–západoruské oscilaci (EAWR, viz kapitola 2.2.2, obr. 2.7c). Také korelační koeficient mezi šestou hlavní komponentou a indexem EAWR tomu nasvědčuje (je roven 0,464).

Druhou oscilací obsaženou v mapě šestého módu je pravděpodobně tzv. Východopacifická oscilace (EP, viz kapitola 2.2.2, obr. 2.7e). Šestý mód opět relativně silně koreluje s jejím indexem (0,575) a rozloha a umístění center 6B a 6D odpovídá „prototypu“. Jedná se o kladnou fázi EP.

Není jasné, se kterým cirkulačním indexem identifikovat podružné centrum 6C.

Porovnání s literaturou:

Obě oscilace dobře souhlasí s mapami uvedenými v B&L (pro EAWR viz B&L, obr. 8c,d, kde je však označen jako „Eurasian pattern – 2“; pro EP viz B&L, obr. 10a,b).

Stručné shrnutí

Při celkovém pohledu na mapy módů variability tlaku resp. geopotenciálu v různých tlakových hladinách můžeme konstatovat, že pomocí *nerotované analýzy* hlavních komponent lze identifikovat všechny význačné cirkulační indexy na severní polokouli. Dnes běžněji používaná *rotovaná analýza* pak pouze pomáhá tomu, abychom snáze jednotlivé indexy cirkulace odlišili. Důvodem, proč se na některých (nerotovaných) módech variability vyskytuje více oscilací najednou, je to, že ani ony samy nejsou vzájemně nezávislé, nýbrž tvoří jedený celek, skrytý systém, který ovládá obě části.

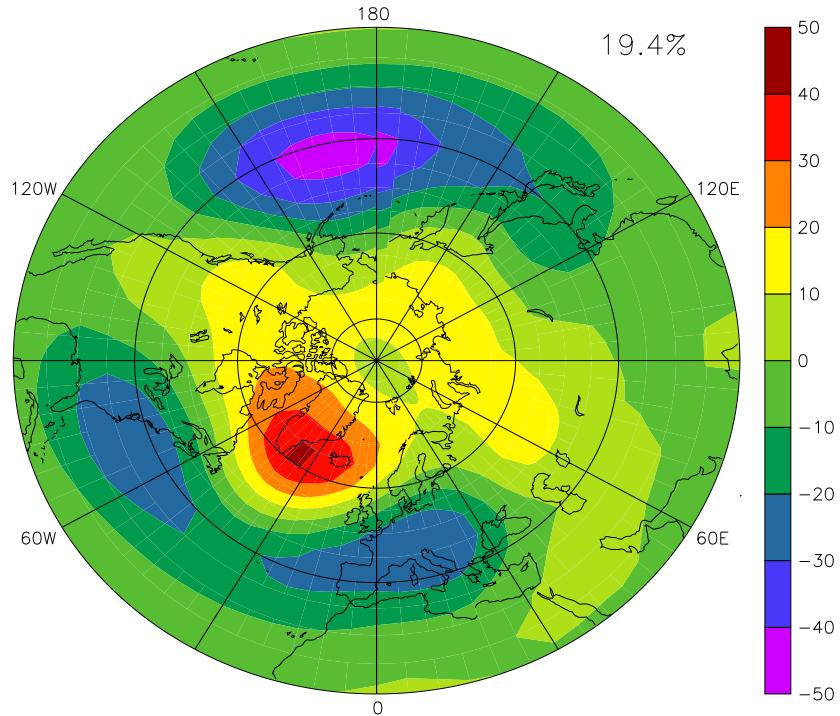
Tabulka 6.5 shrnuje interpretaci cirkulačních indexů pro prvních šest popsaných módů variability. Pokud to bylo možno rozlišit, jsou oscilace u jednotlivých módů řazeny podle své významnosti pro daný mód. Oscilace, které nebylo možno klasifikovat jako některý z cirkulačních indexů jsou v tabulce označeny otazníky. Je možné, že se tyto oscilace neprojevují v obdobích, která byla studována v literatuře a pomocí nichž byla klasifikace cirkulačních indexů vytvořena. Druhým důvodem (podle autora této práce pravděpodobnějším) může být to, že rotovaná analýza tím, že některé oscilace zvýrazní, jiné poněkud potlačí a odsune je do (rotovaných) módů s vyššími pořadovými čísly.

Mód	Identifikované cirkulační indexy
1	NAO ve všech hladinách; PNA ve vyšších hladinách
2	NAO ve vyšších hladinách; PNA spíše jen ve vyšších hladinách
3	WP ve všech hladinách (ve vyšších slaběji); ??
4	??; slabá NAO v nízkých hladinách
5	EA; SCA
6	EAWR; EP

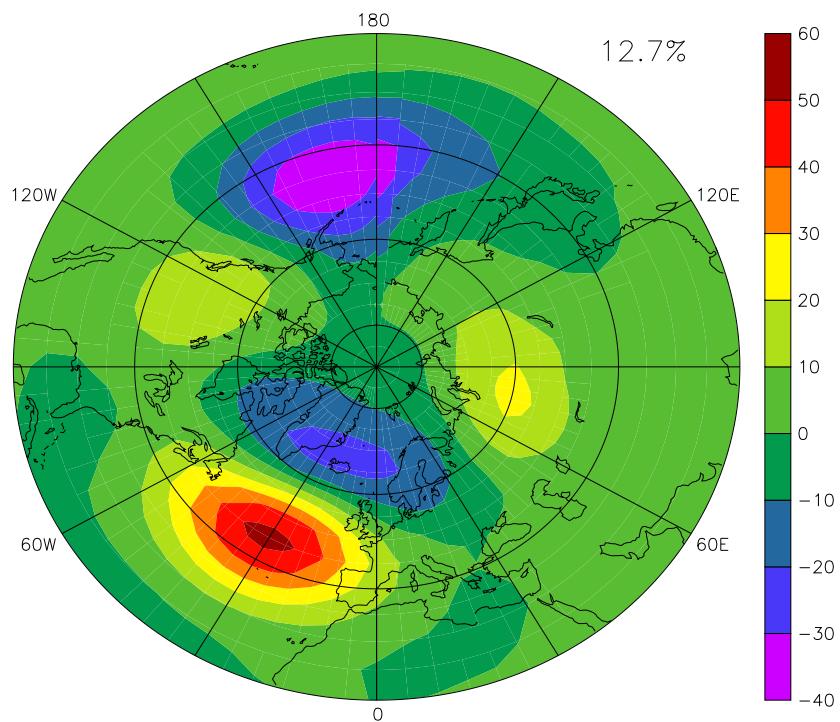
Tab. 6.5: Shrnutí interpretace prvních šesti módů variability anomálií tlaku resp. geopotenciálu pro zimní (prosinec až únor) období 1961–1990.

Dalším zajímavým zjištěním je to, že se některé oscilace prokazatelně vyskytují v různých módech proměnlivosti zároveň. Jedním z možných vysvětlení je to, že módy variability (ač by měly být) nejsou přesně nezávislé (prostorově orthogonální) kvůli numerickým nepřesnostem při výpočtu (viz kapitola 8.3).

a) 1. mod var., AT700, zima 61–90

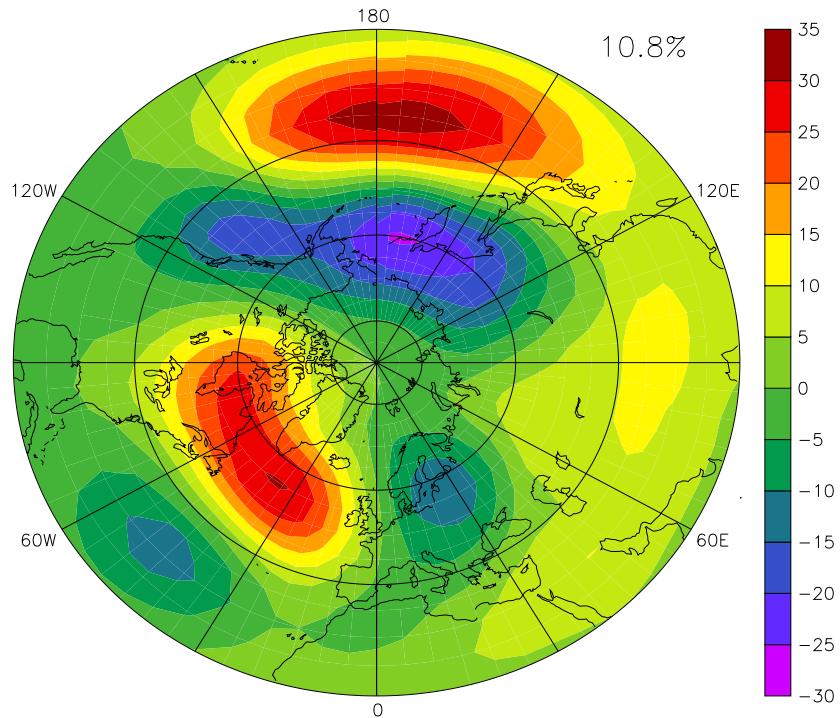


b) 2. mod var., AT700, zima 61–90

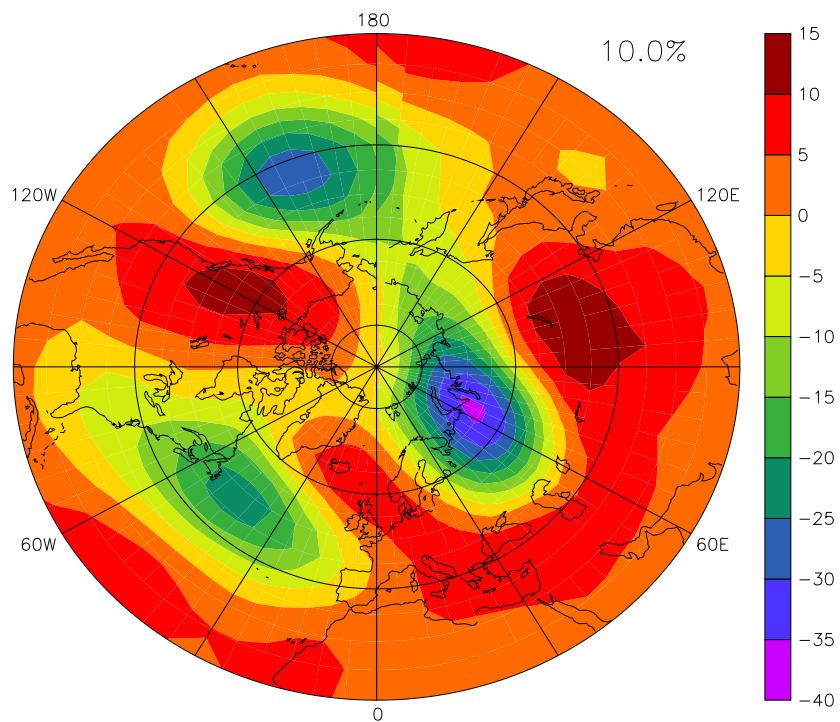


Obr. 6.2: První (a) a druhý (b) mód variability geopotenciálu hladiny 700 hPa. Část z celkové variability, kterou daný mód vysvětluje, je uvedena vpravo nahoře.

c) 3. mod var., AT700, zima 61–90

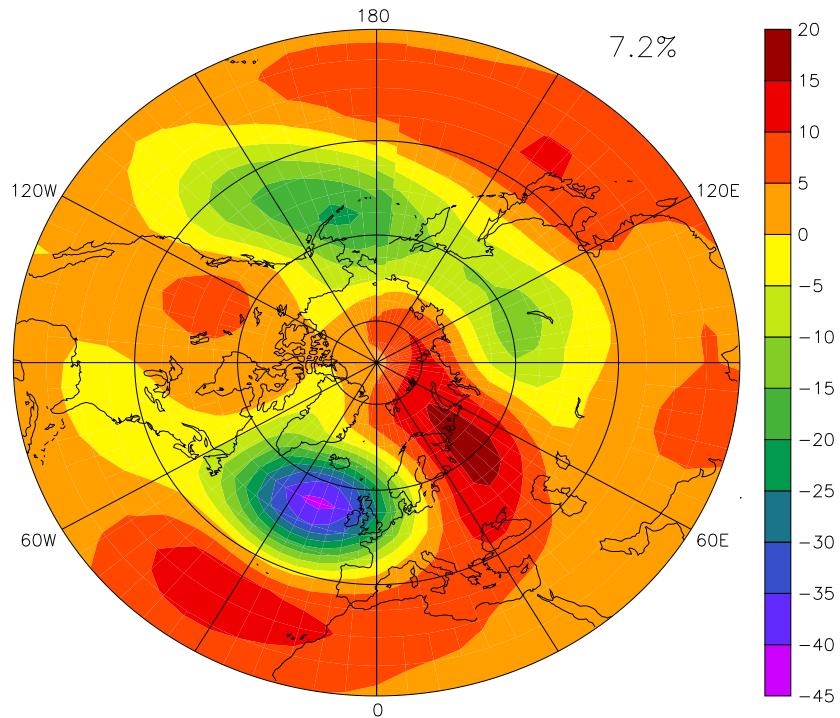


d) 4. mod var., AT700, zima 61–90

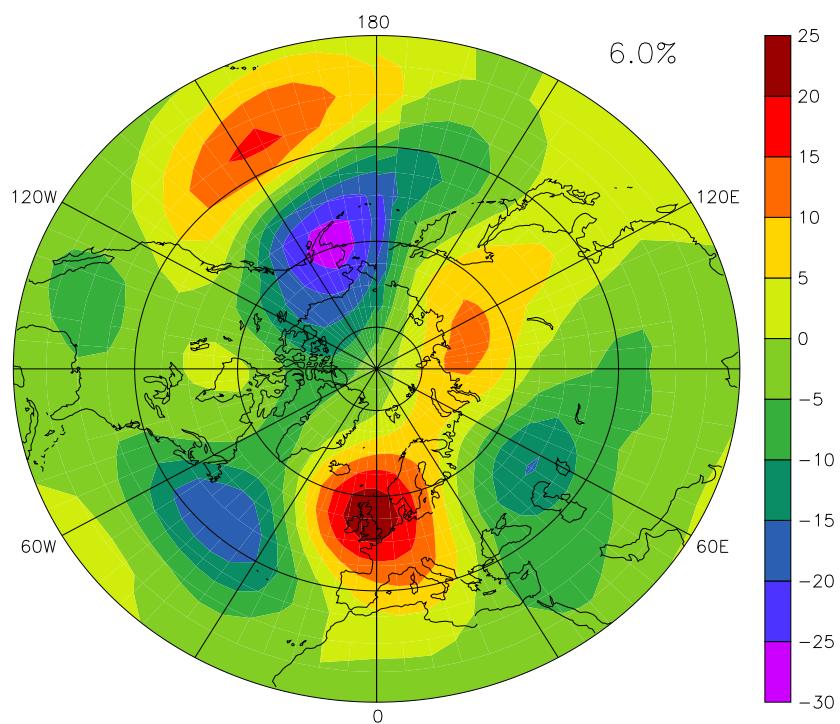


Obr. 6.2: Třetí (c) a čtvrtý (d) mód variability geopotenciálu hladiny 700 hPa. Část z celkové variability, kterou daný mód vysvětluje, je uvedena vpravo nahoře.

e) 5. mod var., AT700, zima 61–90



f) 6. mod var., AT700, zima 61–90



Obr. 6.2: Pátý (e) a šestý (f) mód variability geopotenciálu hladiny 700 hPa. Část z celkové variability, kterou daný mód vysvětluje, je uvedena vpravo nahoře.

6.2.2 Druhá oblast — severní Atlantik a Evropa

Jelikož jedním z úkolů této diplomové práce bylo připravit podklady pro posouzení možností dlouhodobých předpovědí anomálií klimatu ve střední Evropě, všechny výpočty týkající se tlaku resp. geopotenciálu byly provedeny ještě jednou, odděleně, právě pro atlanticko-evropskou oblast (pro přesnou definici oblasti viz kap. 4.1, str. 25). Jak již bylo zmíněno v kapitole 4.1, oblast zahrnuje většinu severního Atlantiku a celou Evropu, od 30. rovnoběžky severně. Právě tato rovnoběžka byla za hranici oblasti zvolena také proto, že téměř všechny oscilace se „odehrávají“ v šírkách vyšších (snad jedině s výjimkou EA).

Samotné výsledky PCA na této oblasti potvrzují, že provedení analýzy je smysluplné, neboť se značně liší od výsledků analýzy celé severní polokoule. Jisté rozdíly se daly očekávat, což je stručně zdůvodněno i v teoretickém rozboru PCA viz kap. 4.3.2, odstavec „Výběr oblasti a časového období“.

K interpretaci módů variability byly použity stejné postupy, jako v případě celé hemisféry, tedy vizuální porovnání s „prototypními“ mapami oscilací (s přihlédnutím k tomu, že oblast je omezená) a studium korelací mezi hlavními komponentami příslušných módů a časovými řadami indexů cirkulace. Další pomůckou pro interpretaci je samozřejmě možnost srovnání výsledků s těmi pro celou polokouli.

Tabulka 6.6 shrnuje číselné výsledky analýzy hlavních komponent pro prvních šest módů variability a pro všechny tlakové hladiny. První módy na většině hladin vysvětlují 25 – 30 % celkového rozptylu, výjimkou je opět hladina 30 hPa, jejíž první mód představuje téměř 60 % celkové proměnlivosti. Prvních šest módů dohromady

Mód	SLP		AT850		AT700	
	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]
1	30,9	30,9	29,8	29,8	27,1	27,1
2	16,4	47,4	18,3	48,1	19,0	46,1
3	14,5	61,9	14,1	62,3	13,6	59,7
4	9,9	71,9	9,3	71,6	8,8	68,6
5	5,1	77,1	5,5	77,2	5,7	74,3
6	3,8	81,0	4,3	81,6	5,4	79,7

Mód	AT500		AT200		AT30	
	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]	α_e [%]	α_{ce} [%]
1	24,0	24,0	25,6	25,6	59,3	59,3
2	19,4	43,5	20,6	46,2	16,1	75,4
3	12,2	55,7	10,4	56,6	7,4	82,9
4	9,1	64,9	9,4	66,0	6,0	89,0
5	6,8	71,7	9,0	75,1	3,7	92,8
6	5,3	77,1	4,6	79,8	2,5	95,3

Tab. 6.6: Shrnutí výsledků EOF analýzy — atlanticko-evropská oblast. Význam symbolů je tentýž jako v tab. 6.1.

Mód	NAO	EA	SCA	EAWR
1	-0,772	-0,191	0,059	0,038
2	0,348	-0,461	-0,097	0,045
3	0,187	0,207	0,661	-0,208
4	0,004	0,396	-0,294	-0,545

Tab. 6.7: Korelační koeficienty mezi prvními čtyřmi hlavními komponentami geopotenciálu hladin 700 hPa pro oblast Atlantiku a Evropy a indexy cirkulace CPC. Tabulka je ekvivalentní tab. 6.3. Ostatní cirkulační indexy chybějí, neboť jejich centra leží mimo zájmovou oblast.

vysvětluje většinou kolem 80 % variability (95 % na hladině 30 hPa). Všechna tato čísla jsou vyšší než v případě celé severní polokoule, což se dalo předpokládat, neboť vzhledem k omezené oblasti se pole jeví jako „jednodušší“, s menším počtem akčních center a s méně nezávislými „signály“.

Jelikož z indexů cirkulace definovaných v kapitole 2.2 jen čtyři mají některá ze svých center situována do naší zájmové oblasti, budeme se zabývat pouze jimi. Jedná se konkrétně o Severoatlantickou oscilaci (NAO), Východoatlantickou oscilaci (EA), Skandinávskou oscilaci (SCA) a tzv. Východoatlantickou–západorskou oscilaci (EAWR). Korelace mezi prvními čtyřmi módy variability hladiny 700 hPa a cirkulačními indexy právě zmíněných oscilací²⁾ je uvedena v tabulce 6.7.

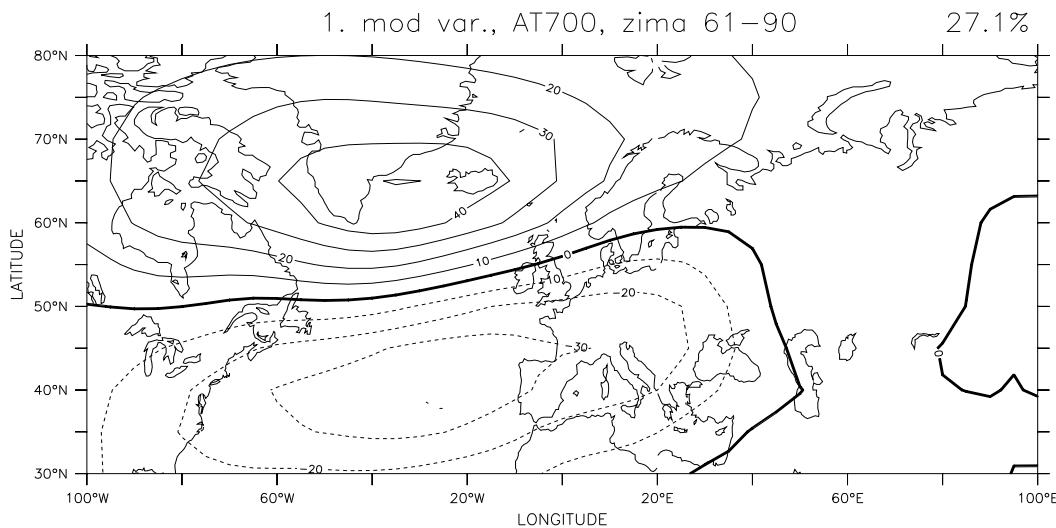
Interpretace indexů cirkulace na omezené oblasti je značně jednodušší než u celé hemisféry, přistoupíme k ní tedy rovnou při popisu center jednotlivých módů proměnlivosti. Ta budou označena číslem módu a písmenem s indexem ^{Atl} pro odlišení od výsledků z předchozí kapitoly. V této kapitole jsou uvedeny obrázky prvních čtyř módů proměnlivosti pole geopotenciálu hladiny 700 hPa (viz obr. 6.3, str. 56 a 6.5, str. 57). V Příloze B jsou obsaženy mapy prvních tří módů pro zbylé tlakové hladiny. Ze stejných důvodů jako v minulé kapitole se při interpretaci módů nebudeme věnovat stratosférické hladině 30 hPa, o některých zajímavostech pojednáme posléze.

1. mód: obr. 6.3 (700 hPa), případně B.1a (SLP) až B.4a (200 hPa)

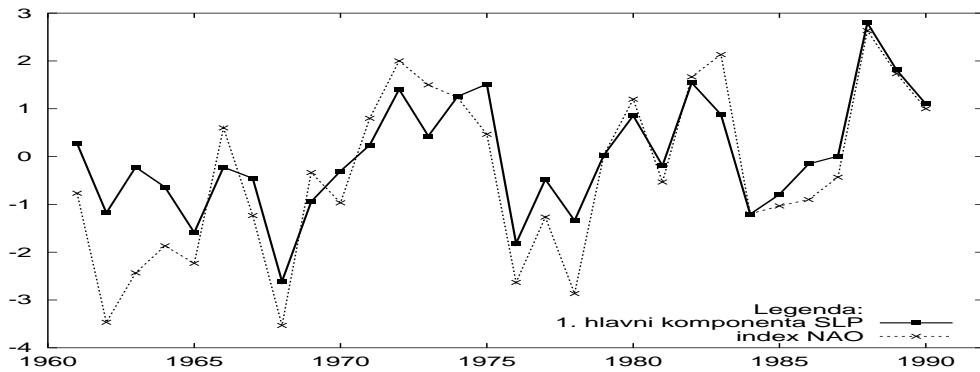
První mód představuje přímo učebnicový příklad Severoatlantické oscilace (NAO) tvořené mohutným centrem s maximem mezi Islandem a jižním okrajem Grónska ($1A^{Atl}$) a centrem pokrývajícím celou šířku Atlantského oceánu podél 40. rovnoběžky ($1B^{Atl}$). Všimněme si, že se při přechodu do nižších hladin severní centrum opět stáčí k východu, směrem nad Island. U módu v poli SLP pak leží přímo nad ním.

Korelace mezi první hlavní komponentou a NAO indexem na hladině 700 hPa podle tabulky 6.7 dosahuje vysoké hodnoty -0,772, mapa tedy představuje zápornou fázi NAO, což je v souladu s polaritou center. Časová řada indexu NAO vypočteného z anomálií SLP je spolu s hlavní komponentou prvního

²⁾ Ve skutečnosti byly vypočteny korelace mezi všemi cirkulačními indexy z kap. 2.2 a prvními šesti hlavními komponentami, mimoevropské oscilace však nekorelovaly významněji s žádnou z nich.



Obr. 6.3: První mód variability geopotenciálu hladiny 700 hPa (atlanticko-evropská oblast). Záporné hodnoty vyneseny čárkovánou čarou, nula tučně. Údaj vpravo nahore znamená část z celkového rozptylu, kterou daný mód přestavuje.



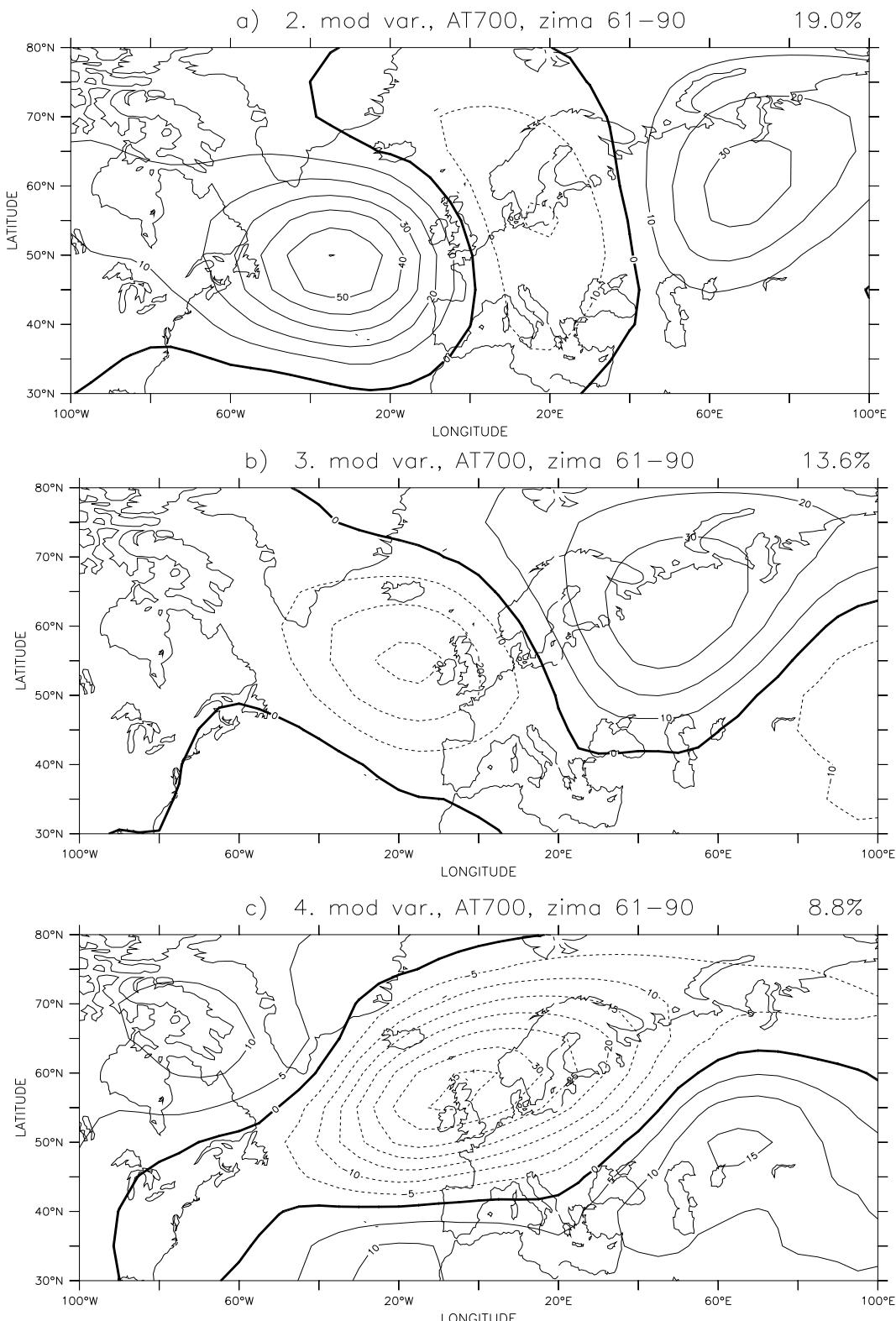
Obr. 6.4: První hlavní komponenta SLP zprůměrovaná vždy pro celou zimu a časová řada NAO indexu (taktéž zprůměrovaná). Křivka SLP je v grafu převrácena kolem nuly. Vzájemná korelace obou křivek činí 0,890.

módu uvedena také na obr. 6.4. Obě časové řady byly zprůměrovány vždy pro tři zimní měsíce (prosinec až únor). Jejich vzájemná korelace činí $-0,890$. Z obrázku je patrné, že obě křivky spolu velmi dobře souhlasí, zvláště po roce 1965.

Póly NAO na mapě prvního módu velice dobře odpovídají centrům 1A a 1C téhož módu celé polokoule, jižní pól oscilace 1B^{Atl} je však jednolitý, není rozdělen do dvou částí jako centrum 1C. Tento rozdíl je pravděpodobně způsoben tím, že se na menší oblasti neprojevuje mocná Pacificko-severoamerická oscilace (PNA), která je v prvním „hemisférickém“ módu obsažena a jíž patří západní část „atlantického“ centra 1C.

2. mód: obr. 6.5a (700 hPa), případně B.1b (SLP) až B.4b (200 hPa)

Druhý mód proměnlivosti lze charakterizovat třemi centry. Mocné centrum v Atlantiku leží přibližně na 50. rovnoběžce a 40. poledníku (2A^{Atl}). Druhé



Obr. 6.5: Druhý (a), třetí (b) a čtvrtý (c) mód variability geopotenciálu hladiny 700 hPa. Záporné hodnoty vyneseny čárkovaně, nula tučně. Část, kterou daný mód vysvětluje z celkové proměnlivosti, je uvedena v pravém horním rohu obrázku.

centrum se stejnou polaritou je situováno nad Ural (60° N, 60° E, $2B^{Atl}$). Třetí ($2C^{Atl}$), tentokrát s opačnou polaritou než předchozí dvě, leží uprostřed mezi nimi, táhne se v úzkém pruhu od severní Skandinávie přes střední Evropu až do Středozemí. Centra $2B^{Atl}$ a $2C^{Atl}$ mají přibližně poloviční intenzitu oproti silnému centru nad oceánem.

Korelační analýza v tabulce 6.7 prozrazuje, že centrum $2A^{Atl}$ náleží k tzv. Východoatlantické oscilaci (EA). Její druhý pól leží v subtropickém Atlantiku, tedy mimo naši oblast. Korelační koeficient dosahuje hodnoty $-0,461$, jedná se tudíž opět o zápornou fázi oscilace. Centrum $2A^{Atl}$ velice dobře souhlasí s jemu příslušným centrem 5A z předchozí kapitoly.

Zbylá dvě centra se nepodařilo přiřadit žádnému z cirkulačních indexů definovaných v kapitole 2.2. Tato centra neopovídají ani podobným centru u pátého módu hemisféry (který je klasifikován jako EA společně s SCA), neboť korelace páté hlavní komponenty na omezené oblasti s indexem SCA je nevýznamná.

Zajímavé je, že tato centra $2B^{Atl}$ a $2C^{Atl}$ vizuálně nejvíce připomínají centra 4A a 4E ze čtvrtého módu variability geopotenciálu (viz obr. 6.2d) na severní polokouli. Tato centra se ovšem u čtvrtého módu, stejně jako většina ostatních mimo atlanticko-evropskou oblast, také nepodařilo identifikovat s žádnou z „rotovaných oscilací“.

3. mód: obr. 6.5b (700 hPa), případně B.1c (SLP) až B.4c (200 hPa)

Dva silné póly a třetí, jen okrajem zachycené centrum, tvoří třetí mód variability nad Evropou a Atlantikem: mocné centrum nad východní Skandinávií ($3A^{Atl}$), silné centrum s opačnou polaritou nad Britskými ostrovami ($3B^{Atl}$) a okraj centra ležícího za východním okrajem oblasti ($3C^{Atl}$).

Se třetí hlavní komponentou významně koreluje index tzv. Skandinávské oscilace (SCA, hodnota korelačního indexu je rovna $0,661$). Do naší oblasti se ovšem vešla pouze dvě jeho centra, třetí z nich, ležící dle „prototypu“ nad Mongolskem, je na obr. 6.5b zachyceno jen z části.

Se Skandinávskou oscilací byla identifikována centra 5D, 5A a 5C u pátého módu severní polokoule. Zmíněné centrum 5D, ležící nad východní Skandinávií, lze ztotožnit s centrem $3A^{Atl}$, opačný pól západně od Velké Británie 5A s centrem $3B^{Atl}$. Intenzita tohoto pólu je srovnatelná s intenzitou centra $3A^{Atl}$, což sice nesouhlasí přesně se zimním „prototypem“ SCA („skandinávské“ centrum by mělo být mocnější), ale je to lepší výsledek než v případě celé hemisféry. Okraj centra $3C^{Atl}$ pravděpodobně souvisí s „mongolským“ centrem 5C.

4. mód: obr. 6.5c (700 hPa), ostatní hladiny neuvedeny

Čtvrtý mód variability je charakteristický dvěma mocnými a jedním okrajovým centrem. Nad Skotskem má maximum mohutné centrum $4A^{Atl}$, protipólu tvoří rozsáhlé centrum s maximem nad Aralským jezerem, sahající až nad

severní pobřeží Afriky. Nad Kanadským archipelagem leží třetí centrum se stejnou plaritou jako předchozí, jeho intenzita je však nižší.

Dvě silná centra svou polohou odpovídají tzv. Východoatlantické–západoruské oscilaci (EAWR). Pohled do tabulky 6.7 tuto domněnkou potvrzuje. Hodnota korelačního koeficientu mezi čtvrtou hlavní komponentou a EAWR indexem je rovna $-0,545$. Obrázek 6.5c tedy zachycuje zápornou fázi oscilace. Třetí centrum s polaritou totožnou s „britským“ centrem leží dle „prototypu“ přibližně nad severovýchodní Čínou a nemůže tedy být v pátém módu evropsko-atlantické oblati obsaženo.

Všiměme si ještě krátce toho, jak se jednotlivá akční centra chovají při přechodu od úrovně oceánu do vyšších hladin, tedy vertikální struktury odhalených oscilací. Již bylo zmíněno, že „islandske“ centrum NAO u prvního módu pole SLP leží přímo nad Islandem a že se s rostoucí výškou posouvá směrem na západ, do oblasti mezi Islandem a Grónskem. Podobný posun na západ lze pozorovat i u center téměř všech ostatních oscilací (srovnejte obrázky 6.3 a 6.5, respektive B.1 až B.5). Tento poznatek souhlasí s tím, že osy cyklonálních tlakových útvarů bývají většinou skloněny do chladného vzduchu.

Zajímavá je také stratosférická hladina 30 hPa. Na rozdíl od mód variability nad celou polokoulí, na kterých měly první tři módy proměnlivosti čistě zonálně symetrický charakter, módy nad menší oblasti zachovávají jistou podobnost s módy na nižších hladinách. Například u prvního módu (obr. B.5) lze stále najít „islandske“ pól Severoatlantické oscilace, její jižní „atlantický“ pól se však již „rozplynul“. Tyto poznatky lze shrnout tak, že analýza hlavních komponent na menších oblastech má význam i tam, kde je třeba podrobněji studovat oscilace na vyšších hladinách.

Shrnutí interpretace cirkulačních indexů pro první čtyři módy variability je uvedeno v tabulce 6.8. Neklasifikované oscilace jsou opět označeny otazníky. Srovnání s tabulkou obsahující interpretaci indexů cirkulace na celé polokouli ukazuje, že logicky „vypadly“ oscilace, které nad atlanticko-evropskou oblastí nemají akční centra. Dále, na rozdíl od „hemisférických“ mód variability je v módech na omezené oblasti obsažena vždy jen jediná oscilace (snad s výjimkou druhého módu). Výběr menší oblasti tedy může svým způsobem nahradit *rotovanou* analýzu hlavních komponent, která je dnes všeobecně rozšířená přes problémy se svou přesnou matematickou definicí (např. problém s určením tzv. *simplicity function*, viz odstavec „Rotovaná PCA“ v kapitole 4.3.2).

Mód	Identifikované cirkulační indexy
1	NAO ve všech hladinách
2	EA ve všech hladinách; ??
3	SCA ve všech hladinách
4	EAWR ve všech hladinách

Tab. 6.8: Shrnutí interpretace oscilací u prvních čtyř mód variability anomálií tlaku resp. geopotenciálu na atlanticko-evropské oblasti pro zimní období 1961–1990.

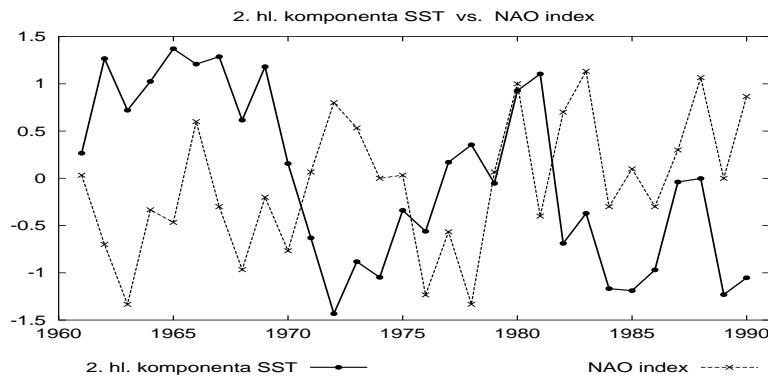
Kapitola 7

Výsledky výpočtů – vazby atmosféra–oceán

V kapitole 5.2 jsme se zmínili o možné souvislosti druhého módu (tj. vlastního vektoru získaného pomocí analýzy hlavních komponent) teploty povrchu severního Atlantiku se Severoatlantickou oscilací (NAO). Pro ověření této hypotézy byl nejprve proveden tento jednoduchý výpočet: druhá hlavní komponenta SST byla korelována s časovým indexem NAO. Výsledek lze najít na obrázku 7.1.

Korelace obou křivek je rovna $-0,315$. Přestože korelační koeficient není příliš vysoký, jeho hodnota naznačuje, že druhý mód SST uvedený na obrázku 5.3b zachycuje vazbu teploty povrchu severního Atlantiku na zápornou fázi Severoatlantické oscilace.

Pro „opravdové“ odhalení vazeb mezi teplotou povrchu oceánu a atmosférickou cirkulací je možno použít přímějších statistických metod než jsou korelace s hlavní komponentou vzešlou z výpočtu PCA. Takovou metodou je např. tzv. rozklad na singulární hodnoty (*Singular Value Decomposition, SVD*), který byl stručně popsán v kapitole 4.4, a jenž (podobně jako PCA) odkrývá statisticky nezávislé složky ve variabilitě původních proměnných, tentokrát však ve dvou polích zároveň. Metoda



Obr. 7.1: Druhá hlavní komponenta (měsíční hodnoty obou křivek byly zprůměrovány pro celou zimu) teploty povrchu Atlantiku vs. index NAO. Vzájemný korelační koeficient křivek činí $-0,315$.

SVD mód	1	2	3	4	5
$\alpha_e [\%]$	33,6	16,2	9,5	7,6	5,4
$\alpha_{ce} [\%]$	33,6	49,8	59,3	66,9	72,3

Tab. 7.1: Číselné výsledky SVD analýzy pro prvních pět nalezených módů. Procento z celkové simultánní proměnlivosti, kterou daný mód představuje, je uveden v řádku s hlavičkou α_e . Totéž, kumulativně sčítáno, obsahuje řádek označený α_{ce} .

je založena na rozkladu cross-kovarianční matice obou polí do dvou orthogonálních čtvercových matic, z nichž každá přísluší jednomu z původních polí.

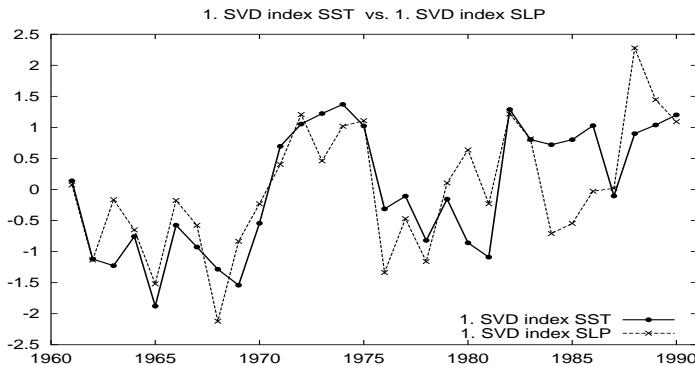
SVD byla aplikována na teplotu povrchu severního Atlantiku (SST) a tlak redukovaný na hladinu moře (SLP). K výpočtu byla použita data, jejichž měsíční hodnoty (prosinec až únor) byly zprůměrovány vždy za celou zimu (záměrně nebyly studovány intrasezónní variace v polích). Vstupní pole nebyla vzájemně časově zpožděná, nalezené módy SVD tedy představují simultánní variace obou proměnných.

Analýza SVD umožňuje (stejně jako PCA) přiřadit jednotlivým nalezeným módům váhu, tj. seřadit je podle jejich důležitosti. Tabulka 7.1 uvádí, kolik procent z celkové synchronní variability polí SST a SLP je vysvětleno prvními pěti SVD módy. První mód představuje 33,6 % celkové vázané proměnlivosti SST a SLP, prvních pět módů pak více než 70 %, tedy podstatnou část původní variability.

Na obrázku 7.5 (str. 65) je uveden první vypočtený SVD mód pro teploty povrchu severního Atlantiku a tlak přepočtený na hladinu moře. Na mapě SST (obr. 7.5a) se nachází několik center proměnlivosti: silná kladná centra na pobřeží Spojených států amerických a v Baltském moři, záporná centra v oblasti Labradoru, na pobřeží Blízkého východu a na jižním okraji sledované oblasti. Tento mód je velice podobný druhému módu SST získanému pomocí analýzy hlavních komponent (viz obr. 5.3b na str. 38), pouze znaménko je opačné.

Spodní obrázek 7.5b, tedy první SVD mód pro pole tlaku, představuje ukázkový příklad Severoatlantické oscilace v kladné fázi: silné záporné centrum mezi jižním cípem Grónska a Islandem a rozsáhlé centrum opačné polarity nad přibližně 40. rovnoběžkou v Atlantiku a ve Středozemí.

Představují oba obrázky skutečnou vazbu mezi polem teploty povrchu Atlantiku a tlakem? Pokusme se je nyní interpretovat. Analýza singulárních hodnot umožňuje (obdobně jako u PCA) vypočítat časové řady (indexy) jednotlivých SVD módů. Na obrázku 7.2 jsou vyneseny první „hlavní komponenty“, tedy časové řady prvního SVD módu pro pole obou proměnných. Korelace mezi těmito časovými indexy je rovna 0,740. Z hodnoty korelačního koeficientu a z podobnosti obou křivek je vidět, že první SVD mód představuje silnou vazbu mezi SST a tlakem, neboli mezi anomáliemi teploty povrchu Atlantiku ve výše zmíněných centrech a změnami intenzity Severoatlantické oscilace. Zajímavé je, že chod křivek je rozdílnější na začátku a konci sledovaného období, naopak, přibližně mezi lety 1965 až 1982 jsou indexy téměř shodné. Interakce mezi oceánem a atmosférou jsou zřejmě v odlišných obdobích různě intenzivní.

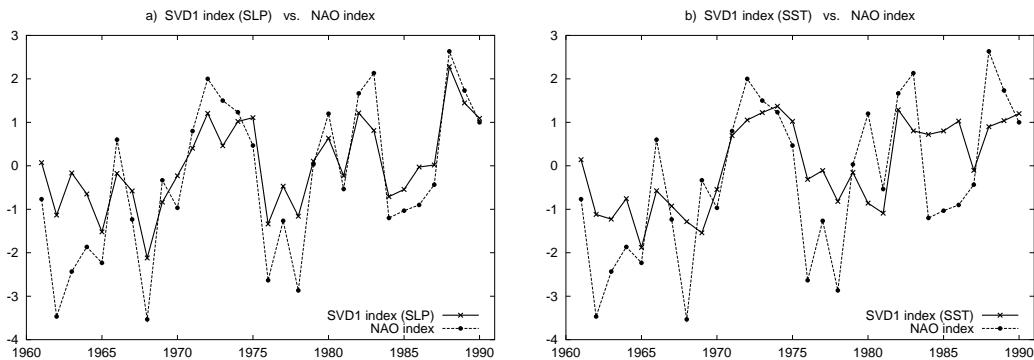


Obr. 7.2: Časová řada prvního SVD módu sdružené variability teploty povrchu severního Atlantiku (tučnější čára) a tlaku redukovaného na hladinu moře (světlejší čára). Korelační koeficient mezi oběma křivkami činí 0,740.

Podívejme se nyní blíže na souvislost s NAO. Na obrázku 7.3 jsou vykresleny již zmíněné časové řady prvního SVD módu spolu s indexem Severoatlantické osi. Korelace mezi prvním módem tlakového pole a NAO indexem je vysoká, činí 0,909 (viz obr. 7.3a), což potvrzuje, že tento první mód představuje NAO, a to v kladné fázi. Křivka časové řady tohoto módu je dále téměř shodná s řadou prvního módu pro tlak získaného pomocí PCA (tedy s první hlavní komponentou tlaku, viz obr. 6.4 na str. 56), včetně menší podobnosti tlakových křivek s indexem NAO na počátku 60. let.

Korelace NAO indexu s časovou řadou prvního módu SST Atlantiku je rovna 0,693 (obr. 7.3b). Na tomto obrázku je na počátku 80. let opět patrná změna chování teploty oceánu vzhledem k chodu křivky NAO indexu.

Pro odhalení fyzikálních vazeb, které zapříčinily rozložení a tvar jednotlivých center na mapách prvního módu SVD, se podívejme znova na obrázky 7.5a,b. Porovnáním obou obrázků zjistíme, že maximální anomálie teploty povrchu At-



Obr. 7.3: Zimní (prosinec až únor) index NAO spolu s časovou řadou prvního SVD módu tlaku redukovaného na hladinu moře (a), resp. teploty povrchu severního Atlantiku (b). Všechny křivky byly centrovány (průměr roven nule) a standardizovány (standardní odchylka rovna jedné). Pearsonův korelační koeficient křivek je roven 0,909 (a) resp. 0,693 (b).

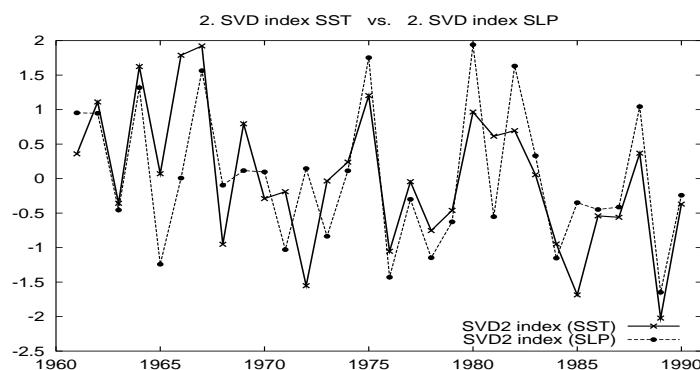
lantiku se vyskytují v blízkosti center anomálií tlaku. „Labradorské“ centrum SST se nachází na jihozápadním okraji „islandského“ centra v poli tlaku, tedy ve studeném severním až severozápadním proudění. Zdá se, že anomální toky zjevného a latentního tepla v tomto místě způsobují ochlazení teploty povrchu oceánu, tedy že změny SST jsou určovány anomáliemi atmosférické cirkulace. Srovnejte také s obrázkem 3.1a na str. 18, který uvádí idealizovanou představu o projevech atmosférického působení na teplotu povrchu oceánu.

U druhého akčního centra – „anticyklóny“ na 40. rovnoběžce je tomu obdobně: na jejím severovýchodním okraji pozorujeme kladnou anomálii SST, mořská voda je oteplována tím, že získává energii z teplého jižního (jihovýchodního) amosférického proudění. Tato „anticyklóna“ také způsobuje ochlazení v oblasti Blízkého východu (severní proudění).

Mapy druhého módu SVD jsou uvedeny na obrázcích 7.6a,b. U teploty povrchu Atlantiku (obr. 7.6a) nacházíme jediné silné kladné centrum u pobřeží New Foundlandu a několik slabších center s opačnou polaritou, převážně na pobřeží Afriky a severní Ameriky. V poli tlaku se vyskytují tři význačná centra: silné kladné centrum přibližně uprostřed atlantického bazénu (asi 50° N, 30° W), centrum s opačnou polaritou s maximem ve Středozemí, které je protáhlé severně až nad Skandinávií a dále na východ nad Novou Zem. Třetí centrum (na obrázku kladné) je zachyceno jen částečně na východním okraji oblasti.

Kladné anomálie SST se opět vyskytují na jihozápadním okraji přidružené (záporné) anomálie tlaku, tedy v místě chladného severozápadního proudění, a podporují tak hypotézu, že variabilita teploty povrchu severního Atlantiku je převážně řízena atmosférickou cirkulací. Také korelace mezi časovými řadami příslušejícím druhému módu potvrzuje (viz obr. 7.4), že i tento SVD mód představuje silné oceánicko-atmosférické vazby (korelační koeficient je roven 0,698).

Na závěr se zmiňme o tom, že existuje ještě další způsob interpretace „map“ módů vzešlých z analýzy pomocí rozkladu na singulární hodnoty (SVD). STORCH A NAVARRA (1995) doporučují korelovat výslednou časovou řadu mapy patřící

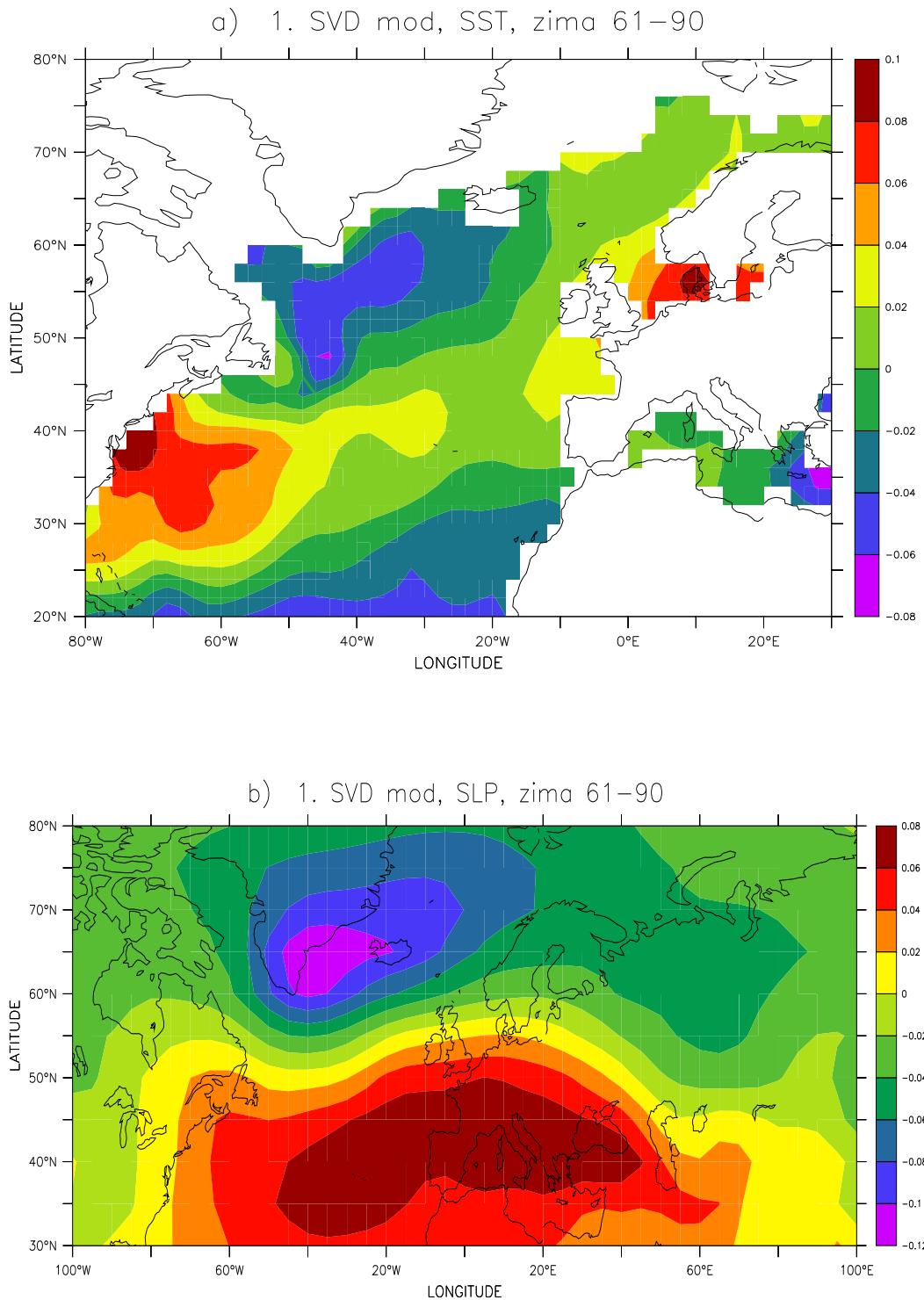


Obr. 7.4: Časová řada druhého SVD módu sdružené variability teploty povrchu severního Atlantiku (tučnější čára) a tlaku redukovaného na hladinu moře (světlejší čára). Korelační koeficient mezi oběma křivkami činí 0,698.

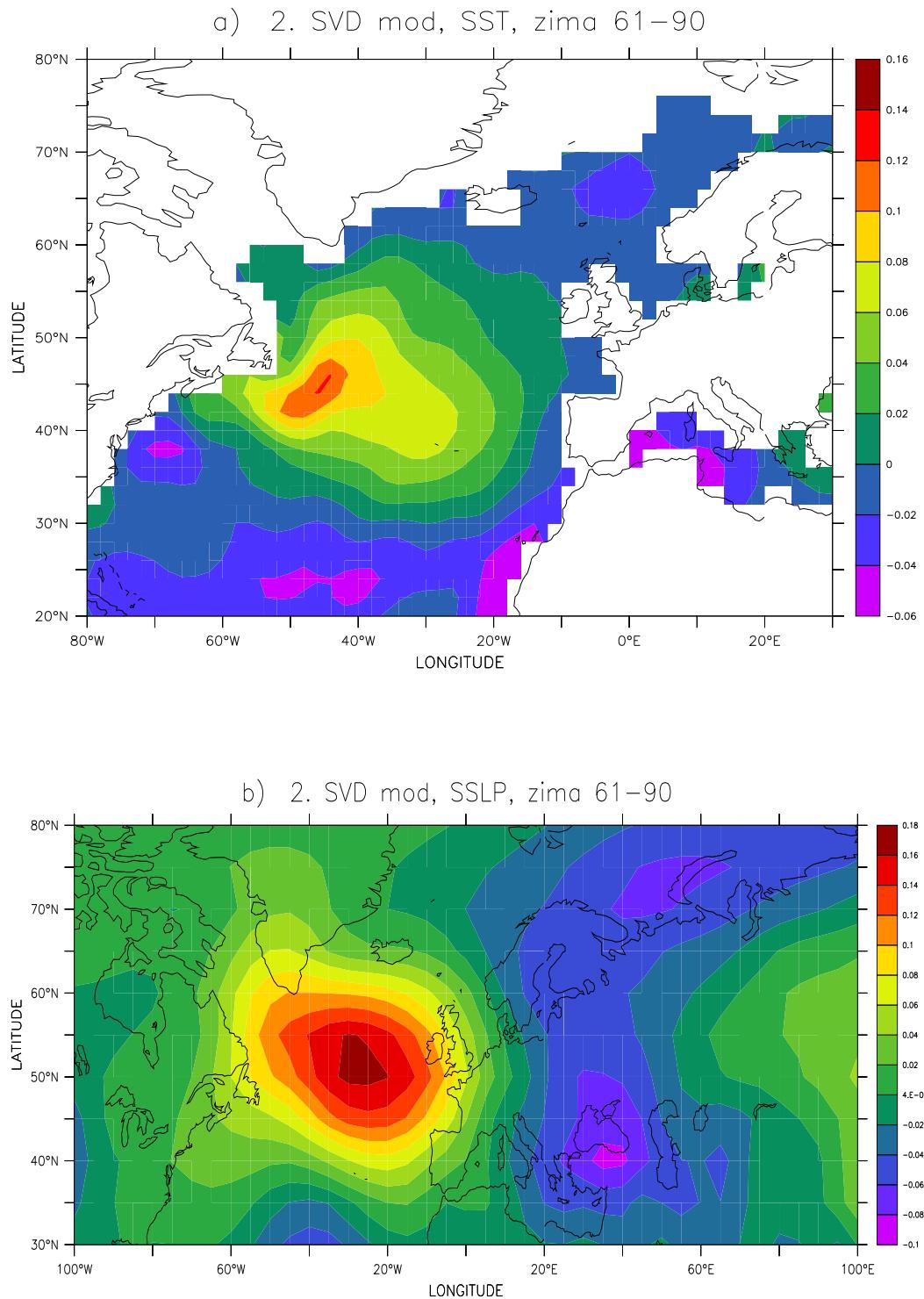
jedné studované meteorologické proměnné (např. SST) s původním polem druhé proměnné (např. tlaku) a získat tak nové mapy zobrazující vzájemné vazby obou polí přímo v hodnotách korelačních koeficientů.

Tato metoda však v této diplomové práci nemůže být korektně uplatněna. U korelací se totiž projevuje problém s rozložením uzlových bodů na souřadnicové síti, který centra na výsledných mapách uměle přesouvá směrem k severnímu pólu a dochází tak ke zkreslení výsledků. Data by nejprve bylo nutno přenést na síť, jejíž uzlové body představují přibližně stejnou část zemského povrchu. Blíže je o tomto problému pojednáno v kapitolách 4.3.2, 8.1 a 8.2.¹⁾

¹⁾ V uvedených kapitolách se sice o tomto problému mluví ve spojitosti s analýzou hlavních komponent (PCA), stejně teze ovšem platí i pro SVD.



Obr. 7.5: První SVD mód teploty povrchu oceánu (a) resp. tlaku redukovaného na hladinu moře (b) za zimní (průměr hodnot z prosince až února) období 1961–1990.
Tento mód vysvětluje 33,6 % z celkové synchronní proměnlivosti obou polí.



Obr. 7.6: Druhý SVD mód teploty povrchu oceánu (a) resp. tlaku redukovaného na hladinu moře (b) za zimní (průměr hodnot z prosince až února) období 1961–1990.
Tento mód vysvětluje 16,2 % z celkové synchronní proměnlivosti obou polí.

Kapitola 8

Citlivost výpočtu PCA

Při aplikaci analýzy hlavních komponent bylo zjištěno, že metoda PCA je velmi citlivá na volbu konkrétního postupu výpočtu. V klimatologické literatuře se o těchto problémech lze dočíst jen velmi zřídka, naopak, často se ani nedozvímme, jakých variant postupu použil sám autor výpočtu.

V této diplomové práci byly u všech výpočtů PCA použity vlastní programové rutiny. Bylo tedy možné prozkoumat různá úskalí, jimiž se PCA vyznačuje. Teoreticky byly problémy kolem analýzy hlavních komponent rozebrány v kapitole 4.3.2. Na následujících příkladech si krátce ukážeme, jak se projevují při praktickém výpočtu PCA.

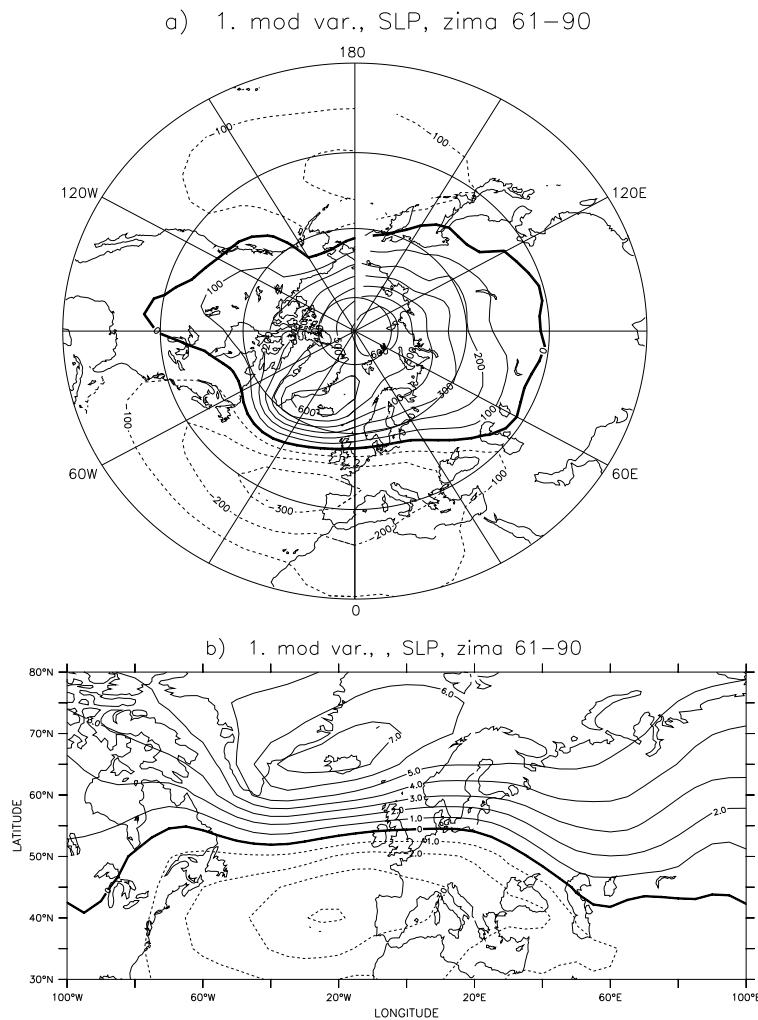
8.1 Rozložení uzlových bodů na síti

Na obrázku 8.1a vidíme výsledek PCA, při jejímž výpočtu nebylo korigováno hustejší rozložení bodů na severním okraji sítě uzlových bodů. Každý bod ve vyšších šírkách představuje menší plochu na zemském povrchu než uzlové body na jižním okraji oblasti. Obrázek zachycuje první mód variability anomálií tlaku redukovaného na hladinu moře, je tedy srovnatelný s obrázkem A.1a na straně 79.

Na první pohled je patrné, že se největší část variability přesunula nad severní pól. Vzhledem k tomu, že uzlové body na severním okraji sítě jsou blíže u sebe, jsou mezi sebou také silněji korelovány a výsledné akční centrum je přesunuto právě směrem k nim. V nižších zeměpisných šírkách se tento problém téměř neprojevuje, akční centra jsou umístěna přibližně stejně jako na obr. A.1a.

Již jednou (při interpretaci prvního módu variability na straně 46) byla vyjádřena domněnka, že projev problému s hustotou uzlových bodů na síti lze nalézt i v WALLACE A GUTZLER (1981). Opravdu, srovnáme-li nyní obr. 8.1 s obrázky 4a,b tam uvedenými, zjistíme téměř naprostou shodu: „islandske“ centrum NAO je mírně posunuto směrem na sever a maximum leží přímo nad severním pólem. Autoři WALLACE A GUTZLER (1981) mluví o tom, že při výpočtu módů proměnlivosti použili vlastních rutin, korekce sítě uzlových bodů však nikde není zmíněna. Pravdou je, že užívání PCA v klimatologii bylo v té době teprve na svém počátku.

Problém s rozložením uzlových bodů na síti se projeví i u menších oblastí, pokud tyto zasahují do vyšších zeměpisných šířek. Na obrázku 8.1b je opět uveden příklad výpočtu PCA pole tlaku přepočteného na hladinu moře, kde rozložení bodů nebylo korigováno. Vidíme, že na rozdíl od obr. B.1a (str. 89), který zachycuje tentýž, ale opravený výpočet, je severní „islandske“ centrum NAO opět posunuto poněkud severněji. Centrum je také naznačeno jen dvěma uzavřenými izočarami, ostatní izočáry stejné polarity jsou otevřené, obepínají se kolem severního pólu. Jižního „atlantického“ centra se úprava opět nijak zvlášť nedotýká.



Obr. 8.1: Příklad výsledku výpočtu PCA bez zahrnutí faktoru vyrovnávajícího uměle zvýšenou hustotu uzlových bodů v polárních oblastech. Jde o první mód variability anomálií tlaku na hladině moře pro zimní měsíce z období 1961–1990.

Ke srovnání s obrázky A.1a resp. B.1a na stranách 79 resp. 89.

8.2 Použití kovarianční vs. korelační matice

Ve stejnojmenném odstavci teoretické kapitoly 4.3.2 byly rozebrány různé fyzikální aspekty týkající se rozhodnutí mezi použitím kovarianční nebo korelační matice při výpočtu PCA. Nyní se ve spojitosti s předchozí sekcí na tento problém podíváme ještě jednou.

Ve zmíněné kapitole 4.3.2 jsou uvedeny dva přístupy při řešení problému s ve skutečnosti nerovnoměrným rozložením uzlových bodů na pravidelné síti, např. síti rovnoběžek a poledníků. První z nich spočívá v převedení dat na rovnoměrnou síť, na níž každý uzlový bod představuje přibližně stejnou plochu na zemském povrchu.

U druhého přístupu jde o potlačení variability v bodech ve vysokých zeměpisných šírkách, a to vynásobením časových řad v těchto bodech vhodným faktorem (menším než 1, označme jej α). Pronásobení časových řad uzlových bodů faktorem α totiž ovlivní pouze jejich *kovarianci*, nikoliv *korelace* s časovými řadami jiných bodů.

Kovariance dvou upravených časových řad vzroste nebo klesne (vůči kovarianci původních řad) právě α^2 -krát. *Korelace* (Pearsonovův korelační koeficient, r) je vlastně kovariancí dělenou součinem standardních odchylek obou časových řad. Každá z odchylek je však právě α -krát větší (menší), jejich součin tedy α^2 -krát větší (menší) a při následném dělení se faktor vykrátí. Lze to vyjádřit touto jednoduchou rovnicí:

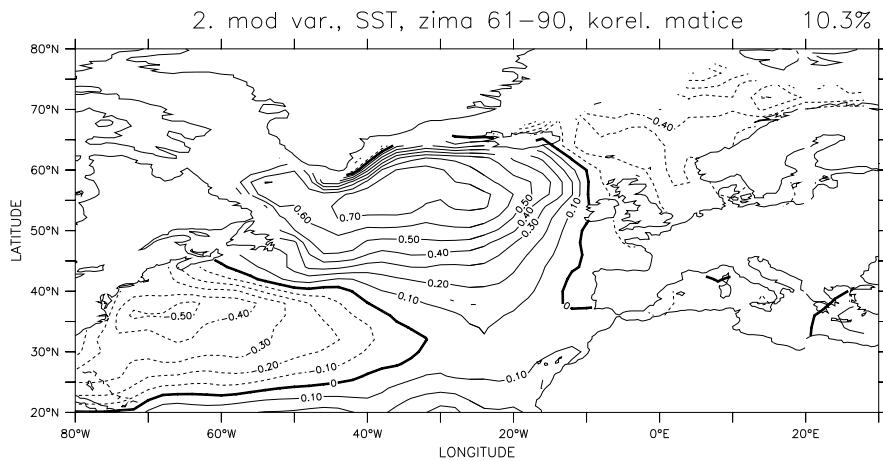
$$r = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{\sum_i (\alpha x_i - \bar{\alpha}x)(\alpha y_i - \bar{\alpha}y)}{\sqrt{\sum_i (\alpha x_i - \bar{\alpha}x)^2} \sqrt{\sum_i (\alpha y_i - \bar{\alpha}y)^2}},$$

kde x_i resp. y_i jsou elementy první resp. druhé časové řady.

Lze tedy uzavřít, že pokud chceme k výpočtu PCA použít korelační matici, je nutno data přenést na rovnoměrnou síť, která „spravedlivě“ rozděluje plochu zemského povrchu. Aplikování faktoru na uzlové body vyšších zeměpisných šírek v tomto případě nesplňuje svůj účel. Naproti tomu kovarianční matici vypočtenou z dat lze tímto způsobem ovlivnit, k jejímu použití data převádět nemusíme.

Příklad výsledku PCA s použitím korelační matice je uveden na obrázku 8.2. Jedná se o druhý mód teploty povrchu severního Atlantiku.¹⁾ Po srovnání s obrázkem 5.3b na straně 38 lze konstatovat, že se pole vzájemně nijak výrazně nelíší. Drobné rozdíly tu však přece jen jsou: centra (u výpočtu s korelační maticí) jsou poněkud více lokalizovaná a výrazná. Výraznější je také třetí centrum nacházející se na březích Skandinávie.

¹⁾ Z výše zmíněných důvodů není možno předvést výsledek výpočtu PCA s použitím korelační matice pro pole tlaku (data by bylo nutno přenést na jinou síť uzlových bodů). Naproti tomu u pole SST je jen velice málo uzlových bodů situováno do vysokých zeměpisných šírek, tudíž zde problémy s rozložením bodů na síti odpadají.



Obr. 8.2: Příklad výpočtu PCA s použitím korelační matice. Jedná se o druhý mód teploty severního Atlantiku. Obrázek je určen ke srovnání s obr. 5.3b na straně 38.

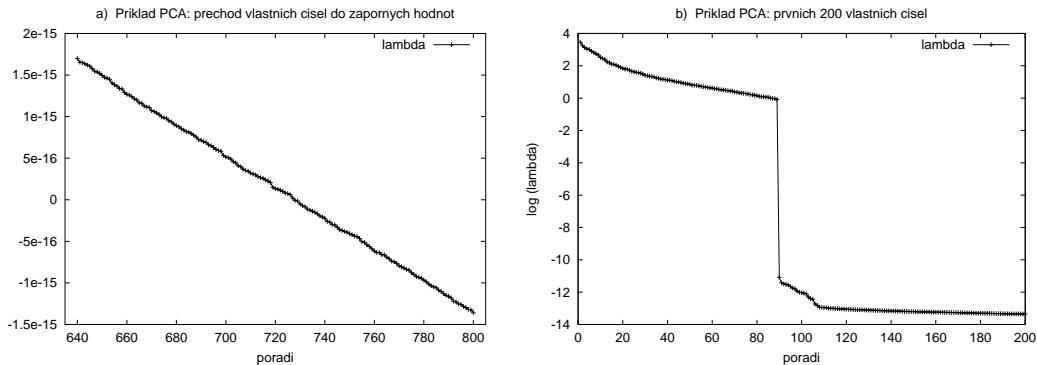
8.3 Problémy s numerickým výpočtem

Omezená přesnost numerických výpočtů na počítači přináší řadu problémů při hodnocení výsledků. Dnes se při výpočtech nejčastěji používá dvojitá přesnost (*double precision*) reálných čísel. Při *double precision* lze v paměti na většině systémů pracovat s rozsahem čísel přibližně od 10^{-308} do 10^{+308} , což je většinou postačující, problémem však bývá tzv. relativní přesnost ε dvou takových čísel (tedy nejmenší možný podíl dvou čísel, který je pro počítač ještě rozlišitelný od nuly), která činí přibližně $\varepsilon \approx 10^{-16}$.

Podívejme se nyní na příklady nepřesnosti způsobených numerickými chybami při výpočtu:

- Vlastní čísla, která jsou jedním z produktů analýzy hlavních komponent, po svém seřazení asymptoticky klesají k nule. Výše zmíněné limity numerické přesnosti ovšem způsobují, že hodnoty vlastních čísel kontinuálně „podtečou“ pod „rozlišovací schopnost“ dvojité přesnosti a převrátí se kolem nuly do záporných hodnot. Stane se to většinou ve chvíli, kdy vlastní čísla dosáhnou hodnot blízkých hodnotě relativní přesnosti ε , viz také obrázek 8.3a.

Z fyzikálního hlediska (nejen) jsou ovšem pro reálná vstupní pole záporná vlastní čísla nesmyslem – je z nich například počítána část z celkové variabilitu, kterou vysvětluje příslušný vlastní vektor, a ta záporná být nemůže (viz také úvod do PCA v kapitole 4.3.1). Navíc, při použití normy $\|\vec{e}_i\| = \sqrt{\lambda_i}$ (jako např. v této práci), kde \vec{e}_i je vlastní vektor příslušející vlastnímu číslu λ_i , dostáváme *komplexní* vlastní vektory. V této diplomové práci byla proto ve skutečnosti použita norma $\|\vec{e}_i\| = \sqrt{|\lambda_i|}$, aby se vzniku komplexních vektorů předešlo. U takto malých vlastních čísel ale již nelze statisticky vyloučit, že si nejsou rovna. Rozptyl, který těmto zbývajícím komponentám přísluší, lze pokládat za nerozložitelný (HERBÁK A HUSTOPECKÝ, 1987). Při in-



Obr. 8.3: Hodnoty vybraných vlastních čísel při výpočtu analýzy hlavních komponent. Jedná se konkrétně o PCA pole redukovaného na hladinu moře na síti o 1368 uzlových bodech. Pro vysvětlení viz text. Svislá osa u obrázku b) je logaritmická (o základu 10).

interpretaci výsledků PCA se ovšem stejně pracuje pouze s několika prvními vlastními čísly resp. vektory, jež těmito nepřesnostmi nejsou ohrožovány.

- Ještě jeden zajímavý problém se týká vlastních čísel. Seřazená vlastní čísla vypočtená ze známé kovarianční matici asymptoticky klesají k nule. Při praktických výpočtech však kovarianční matici nemáme k dispozici, pracujeme jen s jejím odhadem. Výsledkem je, že od jistého bodu již vlastní čísla nejen nelze statisticky rozlišit od sebe navzájem, ale ani od nuly.

Vyneseeme-li seřazená vlastní čísla do grafu, tak jako na obrázku 8.3b, zjistíme, že se křivka v určitém místě najednou prudce láme a „skočí“ o několik řádů níže. Zlom křivky nastává u čísla 90, což je počet pozorování (tj. délka časové řady) na jednotlivých uzlových bodech, z nichž je počítána kovarianční matice vstupující následně do PCA.

Podobně, zvolíme-li kratší časové řady na jednotlivých uzlových bodech sítě, skok nastane dříve, na vlastním čísle s pořadím rovným počtu pozorování v každém bodě. Vlastní čísla, jež leží až za zlomem křivky, jsou pro další výpočty nepoužitelná, neboť je nelze rozlišit od nuly. Do analýzy tedy musíme vstupovat s minimálně tak dlouhými časovými řadami prvků, aby se „skok“ vyskytl až za vlastním číslem, jehož vektor ještě chceme použít.

- Ani hlavní komponenty nezůstaly ušetřeny numerických potíží. Z teorie PCA (viz kapitola 4.3.1) vyplývá, že výsledné vlastní vektory jsou prostorově orthogonální, nezávislé, tudíž také jim příslušející časové řady nejsou závislé ve smyslu vzájemných korelací. Korelace dvou různých hlavních komponent je teoreticky nulová.

Podíváme-li se však, jak je tomu v praxi, zjistíme například, že mezi prvními pěti hlavními komponentami pole SLP se vyskytly korelace větší než 0,2.²⁾ S přibývajícím počtem korelovaných hlavních komponent stoupají i

²⁾ Tento problém je však částečně způsoben i tím, že korelace pouze odhadujeme z řad obsahujících konečné množství prvků, tedy nikoliv numerickými nepřesnostmi.

korelační koeficienty (výjimečně se dokonce objeví korelace vyšší než 0,5). Z toho, že hlavní komponenty jsou mezi sebou korelovány, vyplývá, že ani vlastní vektory nejsou striktně orthogonální v prostoru. To by také mohlo být jedním z možných vysvětlení vzájemného prolínání se více cirkulačních indexů v jednom módu variability nebo naopak výskyt stejné oscilace ve více módech.

Kapitola 9

Závěr a náměty pro další výzkum

Jedním z cílů této diplomové práce bylo shrnout dosavadní poznatky o chování teploty povrchu severního Atlantiku, o variabilitě atmosférických tlakových polí (se zaměřením na indexy cirkulace) a vzájemných vztazích mezi nimi.

K následujícím výpočtům bylo nutno připravit data – pole teplot povrchu oceánu a tlaková pole (data byla stažena z internetu, převedena do vhodného binárního formátu a upravena pro výpočty). Ty byly prováděny prostřednictvím vlastních programových rutin. V dalších odstavcích jsou uvedeny hlavní závěry vyplývající z výsledků těchto výpočtů.

Prozkoumány byly první dva módy variability teploty povrchu severního Atlantiku získané pomocí analýzy hlavních komponent (PCA). První mód má uniformní rozložení po celé severoatlantické oblasti, (patrný je u něj Golfský proud) a představuje intrasezónní variabilitu SST. Zprůměrované (zimní) hodnoty časové řady prvního módu pak sledují meziroční chod teploty povrchu celého severního Atlantiku. Druhý mód má dipólovou strukturu a je příkladem „vynucené“ variability systém atmosféra–oceán, tj. představuje reakci na změny intenzity Severoatlantické oscilace (NAO).

V tlakových polích (SLP a geopotenciálu hladin 850, 700, 500, 200 a 30 hPa) byly nalezeny všechny významné cirkulační indexy. Studována byla jak globální (polokoulová) pole, tak i pole na omezené atlanticko–evropské oblasti. Ukázalo se, že výsledky PCA aplikované na celou severní polokouli se do jisté míry liší od výsledků na oblasti menší. Nalezené módy na omezené oblasti vysvětlují větší část celkové variability než stejný počet módů na celé hemisféře, tj. variabilita na atlanticko–evropské oblasti je „jednodušší“, lze ji popsat méně nezávislými módy.

Dále bylo zjištěno, že nerotovaná PCA u „hemisférických“ módů obvykle sloučí několik oscilací do jednoho módu (tj. oscilace nejsou vzájemně nezávislé, nýbrž dohromady odhalují skrytý systém, jehož jsou částmi) a naopak, často se stejná oscilace vyskytuje v několika prvních módech. Na menší oblasti tyto problémy odpadají a výběr oblasti tak představuje jistou alternativu k tzv. rotované PCA jež má za úkol módy vzešlé z nerotované PCA dále zjednodušit (tj. zredukovat počet akčních center na mapách jednotlivých módů).

Nejdůležitějším cirkulačním indexem v atlanticko–evropské oblasti je Severoatlantická oscilace (NAO) vysvětlující přes 30 % celkové zimní proměnlivosti pole

SLP. Následují Východoatlantická oscilace (EA), Skandinávská oscilace (SCA) a tzv. Východoatlantická–západorská oscilace (EAWR). Tyto čtyři indexy cirkulace dohromady představují přibližně 70 % celkové proměnlivosti tlaku.

Pomocí metody tzv. rozkladu na singulární hodnoty (SVD) byly studovány vazby mezi teplotou povrchu severního Atlantiku a polem tlaku redukovaného na mořskou hladinu. První SVD mód odhaluje již zmíněnou vazbu druhého PCA módu teploty oceánu na Severoatlantickou oscilaci.

Tvar a poloha akčních center u prvních dvou módů SVD prokazují, že interanuální variabilita SST je spíše řízena působením atmosférické cirkulace než jinými procesy. Dále nebyly zjištěny žádné známky opačného působení, tedy ovlivňování atmosférických cirkulačních polí teplotou povrchu severního Atlantiku. Tyto závěry jsou v souladu např. s prací ZORITA ET AL. (1992).

Jednou z předností této práce je použití vlastních programových rutin při všech výpočtech. Ověřena byla funkčnost hlavních aplikovaných metod – PCA a SVD. Obě metody poskytují stabilní a reálné výsledky. Podrobně rozebrány byly také problémy týkající se zvolení správné sítě uzlových bodů a užití kovarianční resp. korelační matice při výpočtech. Diskutovány byly také numerické nepřesnosti výpočtů a jejich projevy ve výsledcích.

Tato diplomová práce je prvním krokem k posouzení možností dlouhodobých předpovědí klimatických anomalií ve střední Evropě. V návaznosti na výsledky a závěry, jež jsou výstupem této práce, lze uvést několik doporučení pro další zkoumání. Část z těchto návrhů je zaměřena na další obeznámení se s vhodnými matematickými metodami, ostatní se týkají jejich fyzikálních aplikací. Doporučení jsou například tato:

- Přenést vstupní data na rovnoměrnou síť uzlových bodů (tj. takovou, jejíž každý bod představuje přibližně stejnou plochu zemského povrchu). Taková síť umožňuje flexibilnější výpočty, např. s použitím korelačních matic namísto kovariančních, různé korelační analýzy, apod.
- Pro studium vazeb mezi poli dvou různých veličin prozkoumat možnosti kanonické korelační analýzy (CCA) a porovnat její výsledky s těmi získanými pomocí rozkladu na singulární hodnoty (SVD).
- Zkusit použít rotovanou analýzu hlavních komponent a porovnat výsledky s nerotovanou variantou PCA.
- Studovat módy variability u dalších meteorologických veličin (např. u teploty, srážek) a prozkoumat vazby mezi nimi navzájem resp. mezi nimi a módy uvedenými v této práci.
- Při studiu vazeb použít vzájemně časově zpožděných polí.

Literatura

- Barnston, A. G. a Livezey, R. E. (1987): Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083–1126.
- Colman, A. a Davey, M. (1999): Prediction of summer temperature, rainfall and pressure in Europe from preceding winter north Atlantic Ocean temperature. *Int. J. Clim.*, **19**, 513–536.
- Deser, C. a Blackmon, M. (1993): Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900–1989. *J. Clim.*, **6**, 1743–1753.
- Dubrovský, M. a Huth, R. (1998): Validation of ECHAM GCM in terms of circulation patterns and their interdiurnal variability. In: Proc. 14th Conf. Probab. Stat. in Atmos. Sci., AMS, Phoenix, AZ, 13–16.
- EB (1999) – Encyclopædia Britannica. Internetová verze.
<http://www.britannica.com>
- Fromentin, J-M. a Planque, B. (1996): North Atlantic Oscillation and year-to-year plankton fluctuations. Práce studentů PhD v rámci projektu Continuous Plankton Recorder Survey garantovaném Sir Alister Hardy Foundation for Ocean Science (SAHFOS) v Anglii. Dokument dostupný na adrese
<http://www.npm.ac.uk/sahfos/staff/nao.html>.
- Gray, W. M. (1997): Role of the Ocean Conveyor Belt as a Cause of Global Multidecadal Climate. Přednáška v rámci *Atlantic Climate Variability Meeting*, Columbia University, 1997. Dokument dostupný na internetové adrese:
http://www.aoml.noaa.gov/phod/acvp/acvp_abstract_contents.htm
- Hemming, S. (2000): Climate System. Poznámky k přednáškám v rámci The University of Columbia. Dokument dostupný na adrese:
<http://rainbow.1deo.columbia.edu/ees/climate/index.html>
- Herbák, P. a Hustopecký, J. (1987): Vícerozměrné statistické metody s aplikacemi. SNTL, Praha, 1987, 452 s.
- Hurrell, J. W. (1996): Influence of Variations in Extratropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere Temperature. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 665–668.

Dokument dostupný také na adrese:
<http://goldhill.cgd.ucar.edu/cas/papers/grl96/>

Huth, R. (1997): Potential of continental-scale circulation for the determination of local daily surface variables. *Theor. Appl. Climatol.*, **56**, 165–186.

Kushnir, Y. (1994): Interdecadal Variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and Associated Atmospheric conditions. *J. Clim.*, **7**, 141–157.

Kyselý, J. (1998): Variabilita klimatu a její simulace pomocí GCM. Seminární práce, MFF UK, Praha, 1998, 29 s.

Marshall, J. a Kushnir, Y. (1997): A ‘white paper’ on Atlantic climate variability. Dokument je dostupný na adrese
<http://geoid.mit.edu/accp/avehtml.html>.

Metelka, L. (1997): Analýza sekulárních řad klimatologických charakteristik. Díertační práce, MFF UK, Praha, 1997, 64 s.

Numerical Recipes in C (1995): The Art of Scientific Computing, Second Edition, Cambridge University Press, 1995.

Rahmstorf, S. (1999): Shifting seas in the greenhouse? *Nature*, **399**, 523–524.

Von Storch, H. a Navarra, A. (1995): Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques. Springer-Verlag, Berlin, 1995, 334 s.

Timmermann, A. a Latif M. (1998): Northern Hemispheric Interdecadal Variability: A Coupled Air-Sea Mode. *J. Clim.*, **11**, 1906–1931.

Tourre, Y. M., Rajagopalan, B. a Kushnir, Y. (1998): Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean Region During the Last 136 Years. *J. Clim.*, **12**, 2285–2299. Dokument také dostupný na adrese:
<http://rainbow.ldeo.columbia.edu/climategroup/papers/>

Visbeck, M. et al. (1998): An ocean model’s response to North Atlantic Oscillation-like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4521–4524. Dokument také dostupný na adrese uvedené u předchozí reference.

Wallace, J. M. a Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.

Wilks, D. S. (1995): Statistical methods in the atmosphere sciences. Academic Press, San Diego, California, USA, 1995, 467 s.

Wood, R. A. et al. (1999): Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO₂ forcing in a climate model. *Nature*, **399**, 572–575.

Zorita, E., Kharin, V. a von Storch, H. (1992): The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *J. Clim.*, **5**, 1097–1108.

Zdroje dostupné na internetu

CAS – Climate Analysis Section při Národním centru pro výzkum atmosféry (National Center for Atmospheric Research – NCAR). CAS poskytuje časové řady vybraných indexů cirkulace, viz internetová adresa:
<http://www.cgd.ucar.edu/cas/climind/>

CPC – Climate Prediction Centre

Na této adrese jsou uvedeny mapy cirkulačních oscilací a jejich slovní popisy. Časové řasy cirkulačních indexů, jejich měsíční (resp. roční) průměry a jejich časové jsou zde také pravidelně doplňovány.

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/teleintro.html>

COADS – Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

Data a informace na <http://www.cdc.noaa.gov/coads/>

GOSTA+ – Global Ocean Surface Temperature Atlas. Data dostupná na:

http://podaac.jpl.nasa.gov/cdrom/gostaplus_hdf/index.htm

Doprovodný dokument:

http://podaac.jpl.nasa.gov/cdrom/gostaplus_hdf/Document/papers/gosta/gostatoc.htm

NCAR – National Center for Atmospheric Research

Data jsou přístupná na adresu <ftp://ncardata.ucar.edu/pub/reanalysis/>

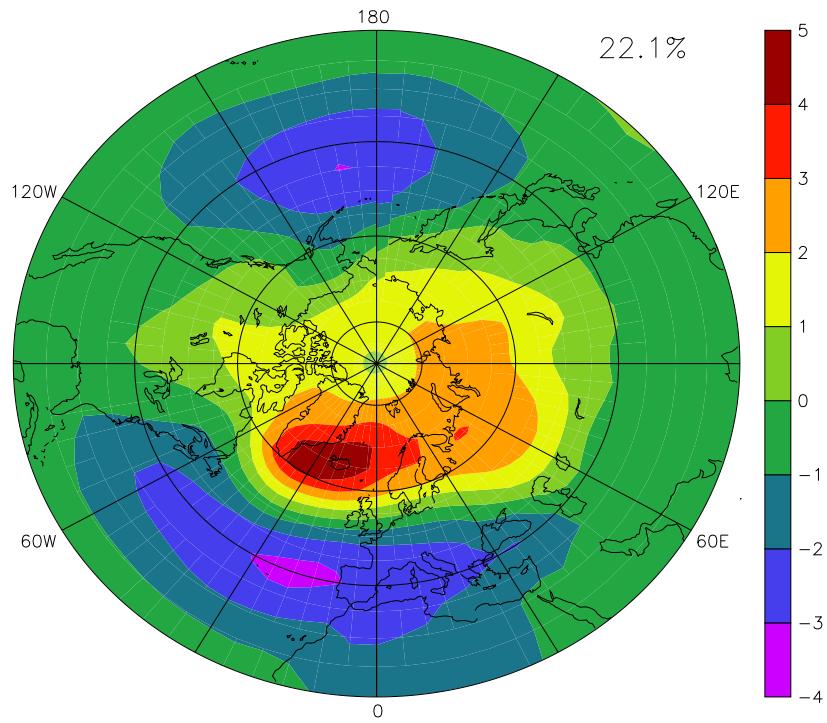
Poznámka: všechny uvedené internetové odkazy byly naposledy zkontovalovány v dubnu 2000. Vzhledem k dynamičnosti světové sítě nemůže autor zaručit, že tyto odkazy budou funkční i nadále.

Typeset by L^AT_EX

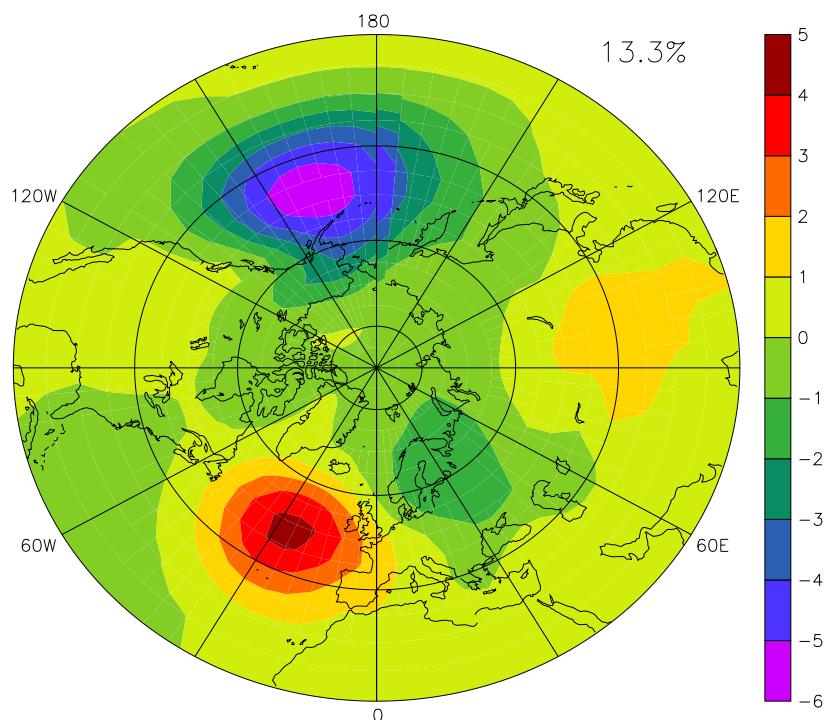
Příloha A

Výsledky PCA (severní polokoule)

a) 1. mod var., SLP, zima 61–90

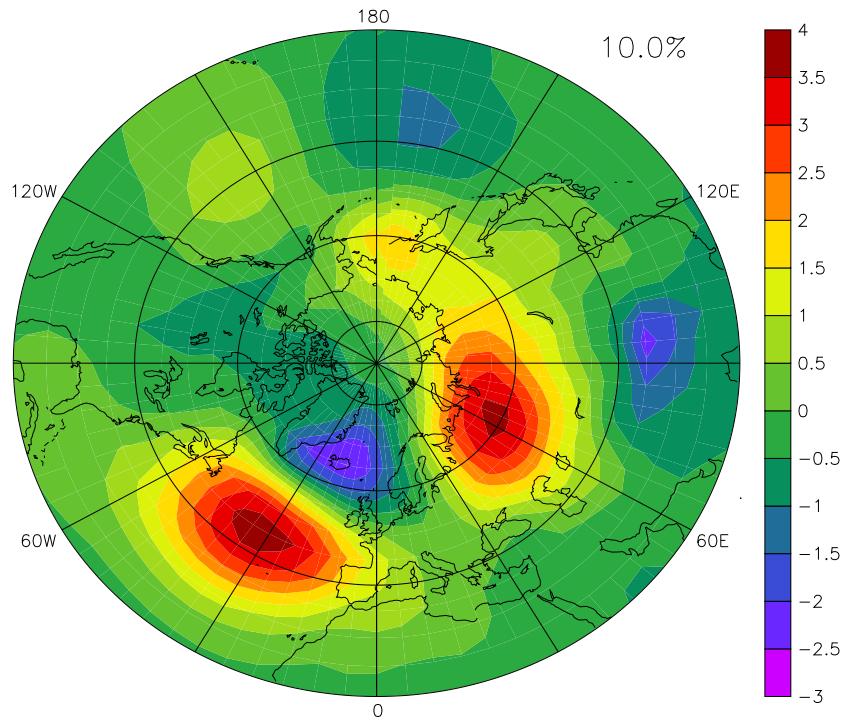


b) 2. mod var., SLP, zima 61–90

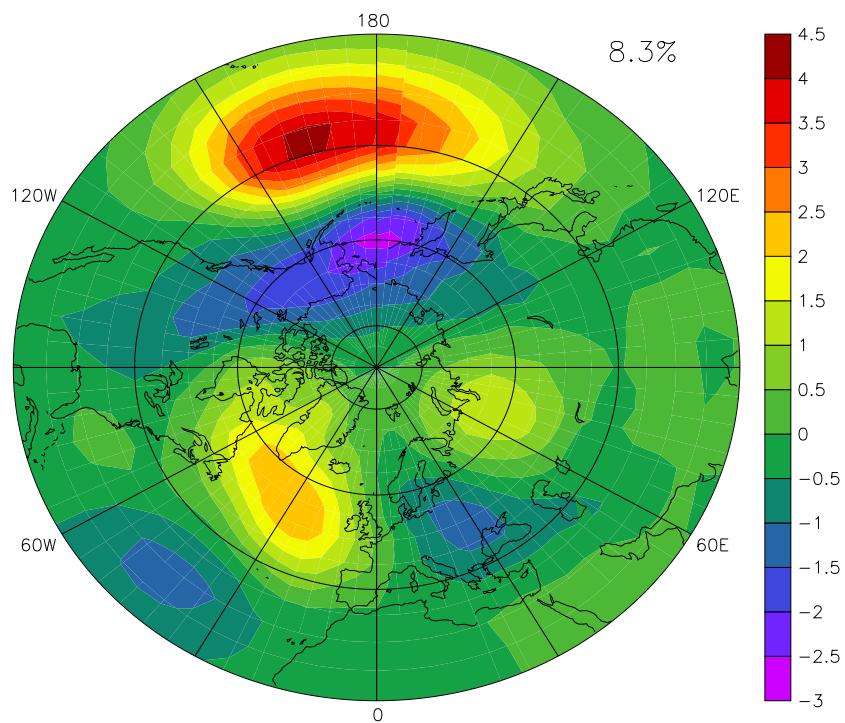


Obr. A.1: První (a) a druhý (b) mód variability tlaku redukovaného na hladinu moře za zimní (prosinec až únor) období 1961–1990. Část, kterou z celkové proměnlivosti původních dat daný mód představuje je uvedena v pravém horním rohu obrázku.

c) 3. mod var., SLP, zima 61–90

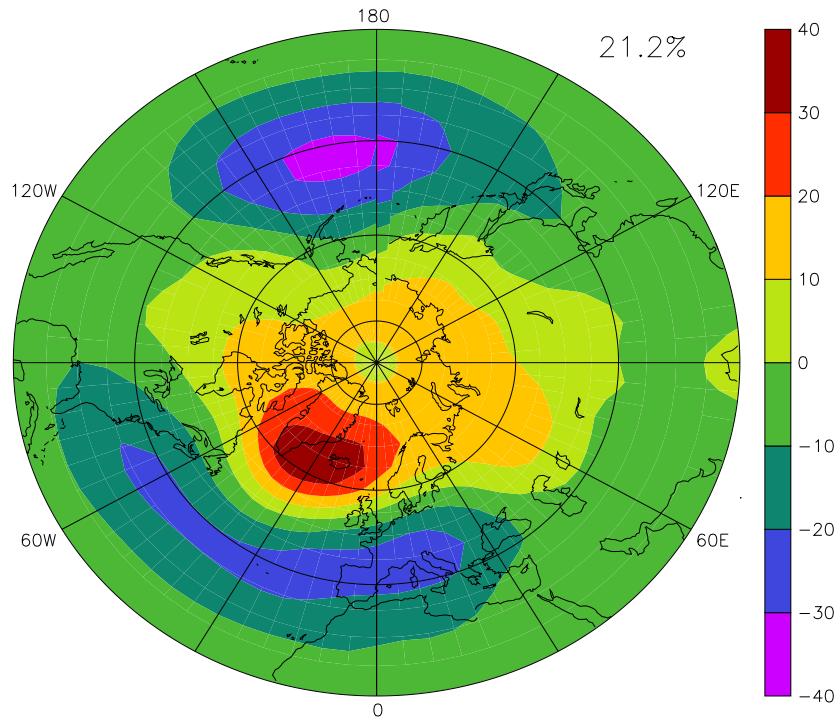


d) 4. mod var., SLP, zima 61–90

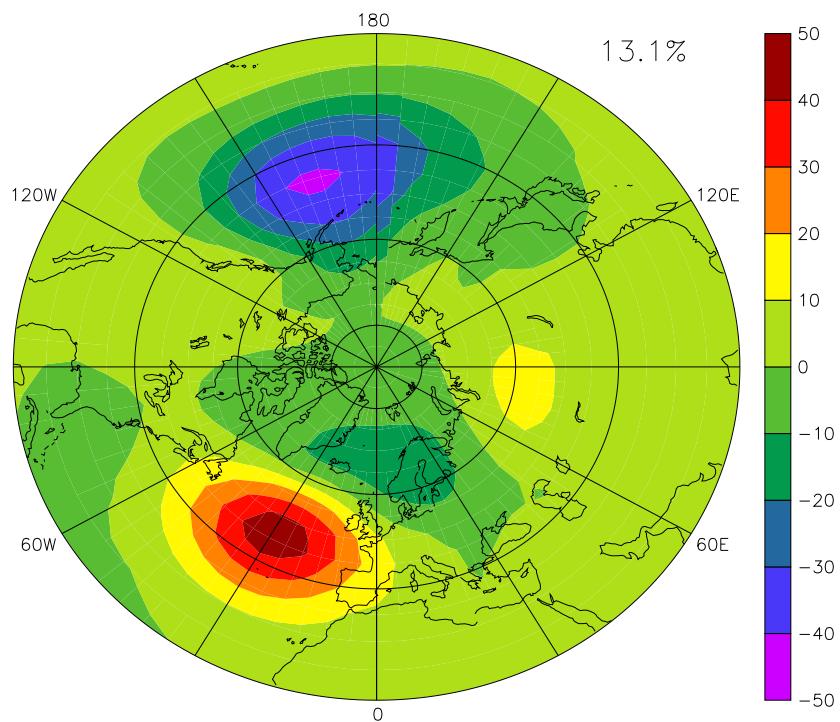


Obr. A.1: Třetí (c) a čtvrtý (d) mód variability tlaku redukovaného na hladinu moře.

a) 1. mod var., AT850, zima 61–90

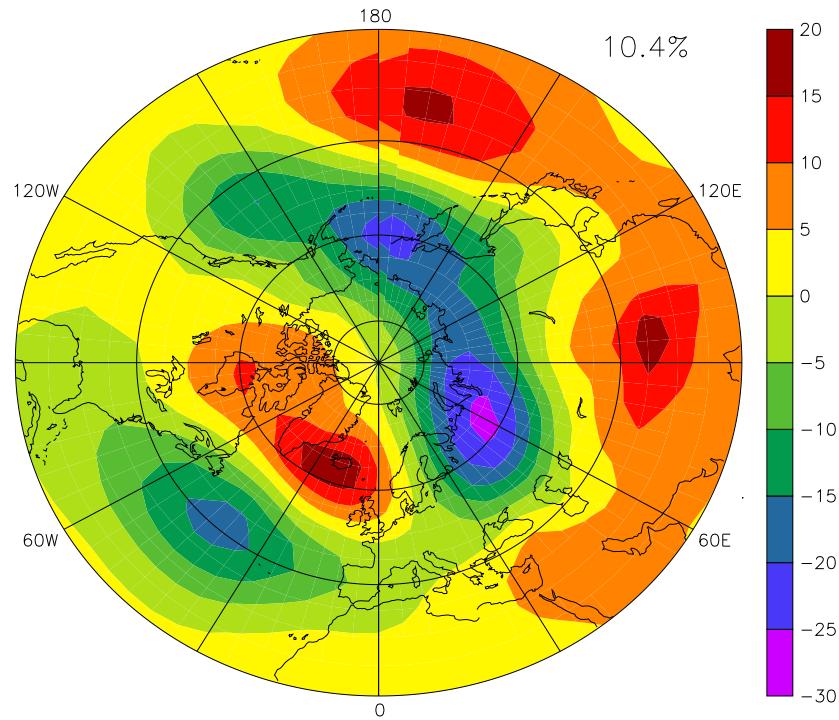


b) 2. mod var., AT850, zima 61–90

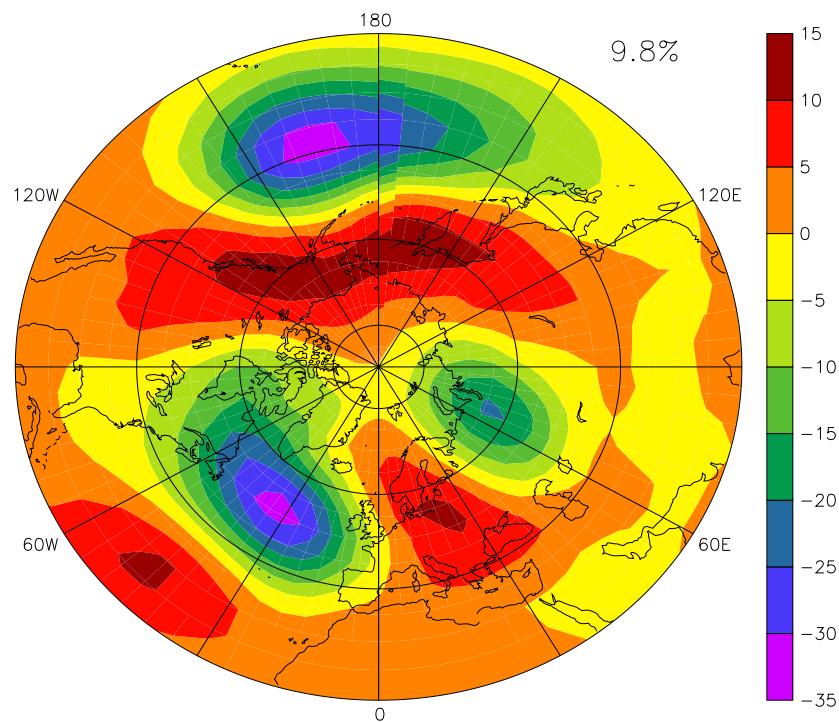


Obr. A.2: První (a) a druhý (b) mód variability geopotenciálu v hladině 850 hPa

c) 3. mod var., AT850, zima 61–90

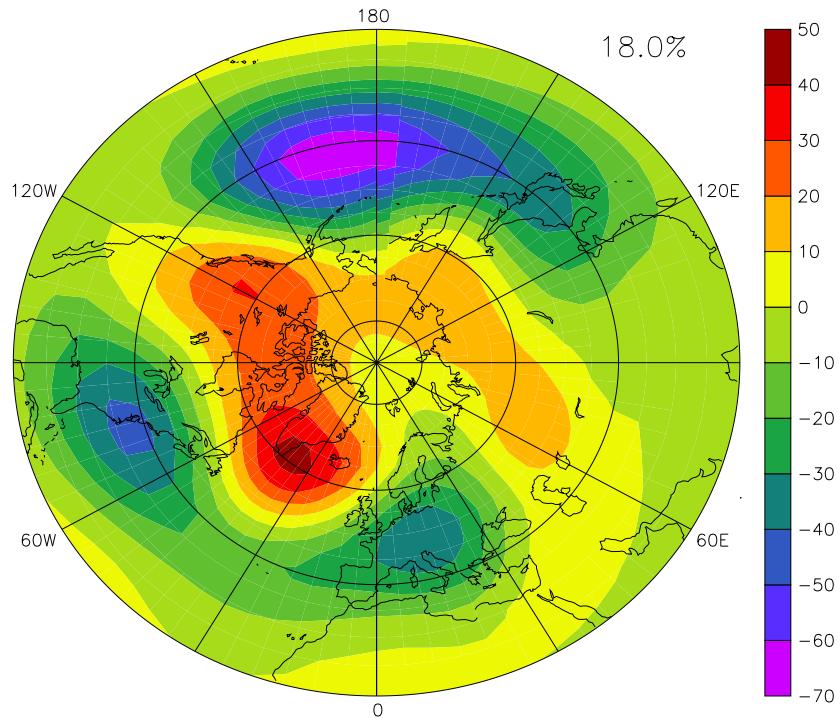


d) 4. mod var., AT850, zima 61–90

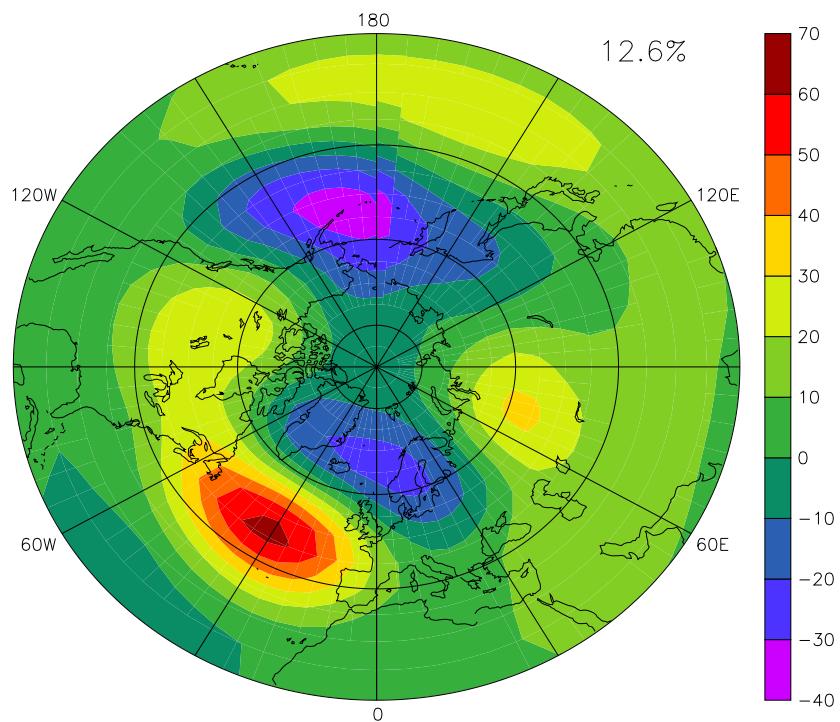


Obr. A.2: Třetí (c) a čtvrtý (d) mód variability geopotenciálu v hladině 850 hPa

a) 1. mod var., AT500, zima 61–90

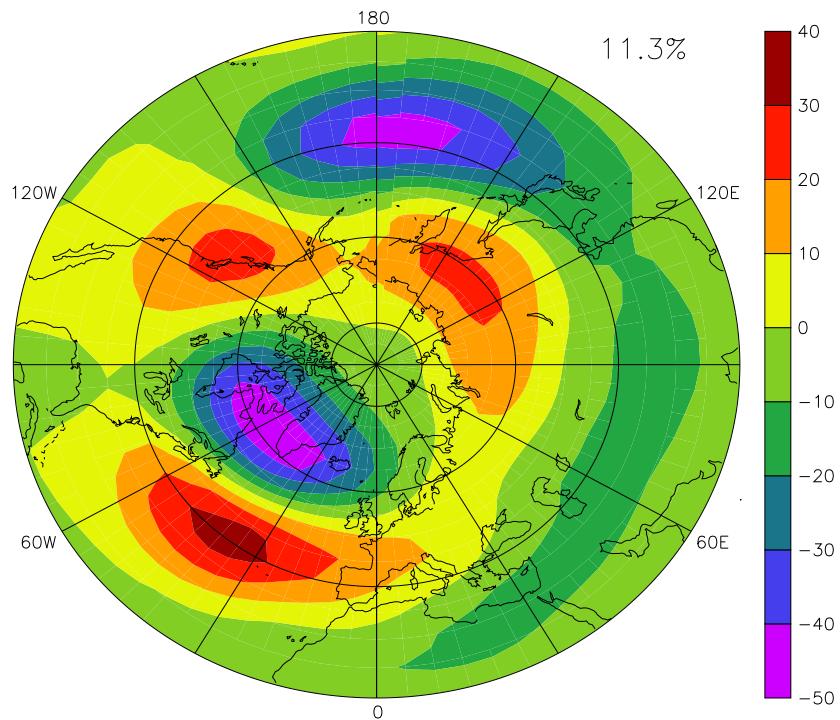


b) 2. mod var., AT500, zima 61–90

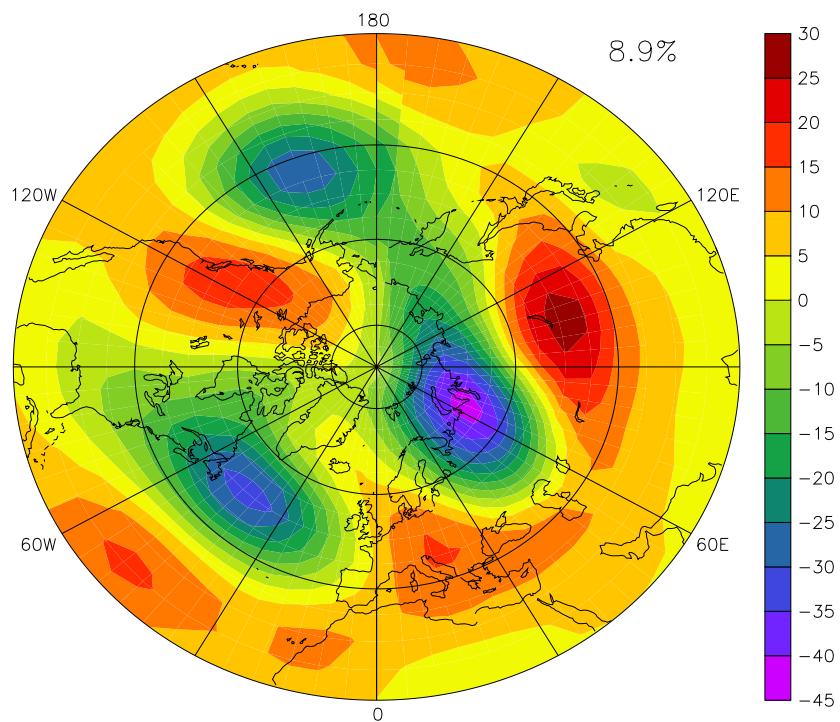


Obr. A.3: První (a) a druhý (b) mód variability geopotenciálu v hladině 500 hPa

c) 3. mod var., AT500, zima 61–90

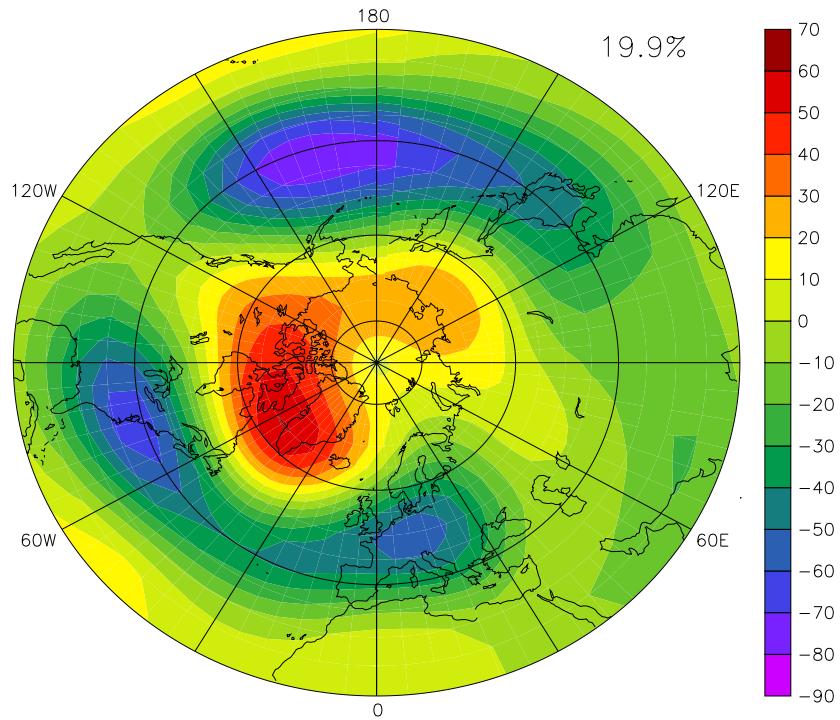


d) 4. mod var., AT500, zima 61–90

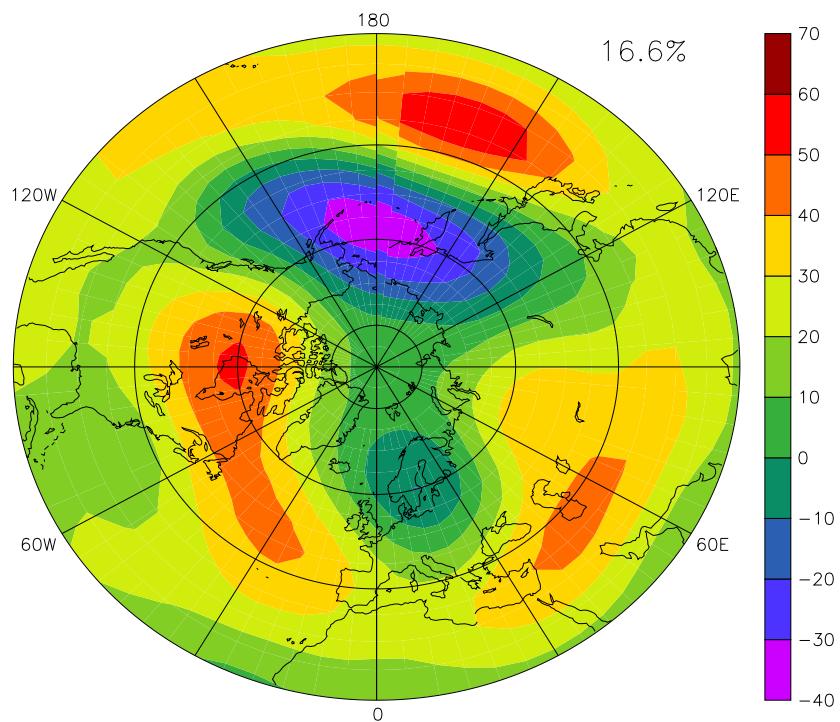


Obr. A.3: Třetí (c) a čtvrtý (d) mód variability geopotenciálu v hladině 500 hPa

a) 1. mod var., AT200, zima 61–90

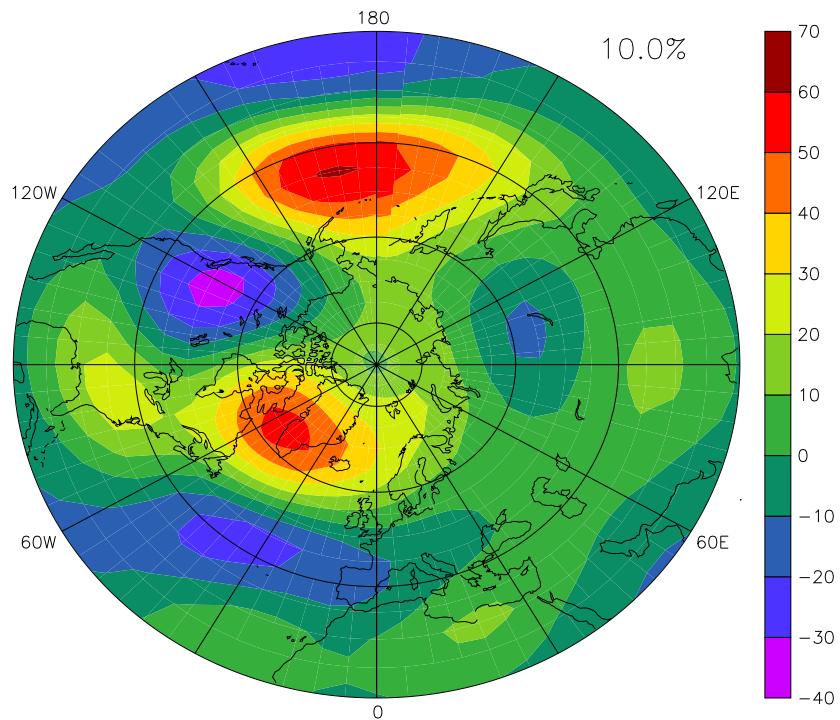


b) 2. mod var., AT200, zima 61–90

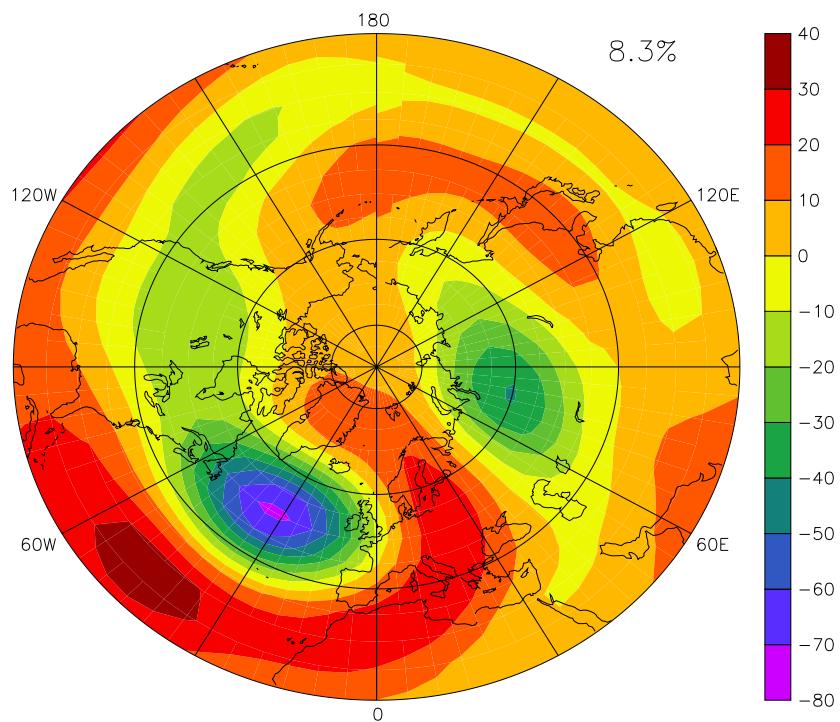


Obr. A.4: První (a) a druhý (b) mód variability geopotenciálu v hladině 200 hPa

c) 3. mod var., AT200, zima 61–90

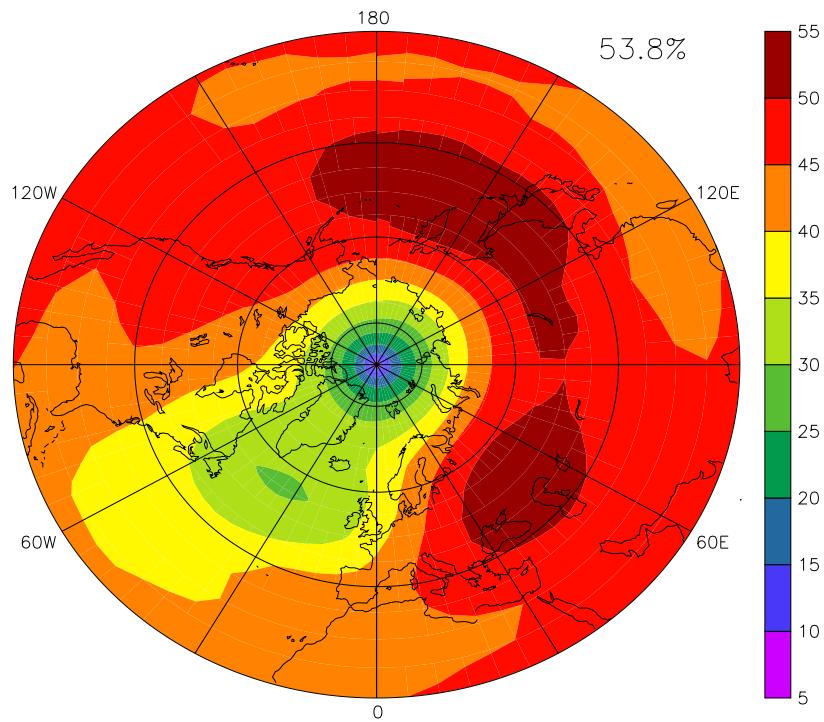


d) 4. mod var., AT200, zima 61–90

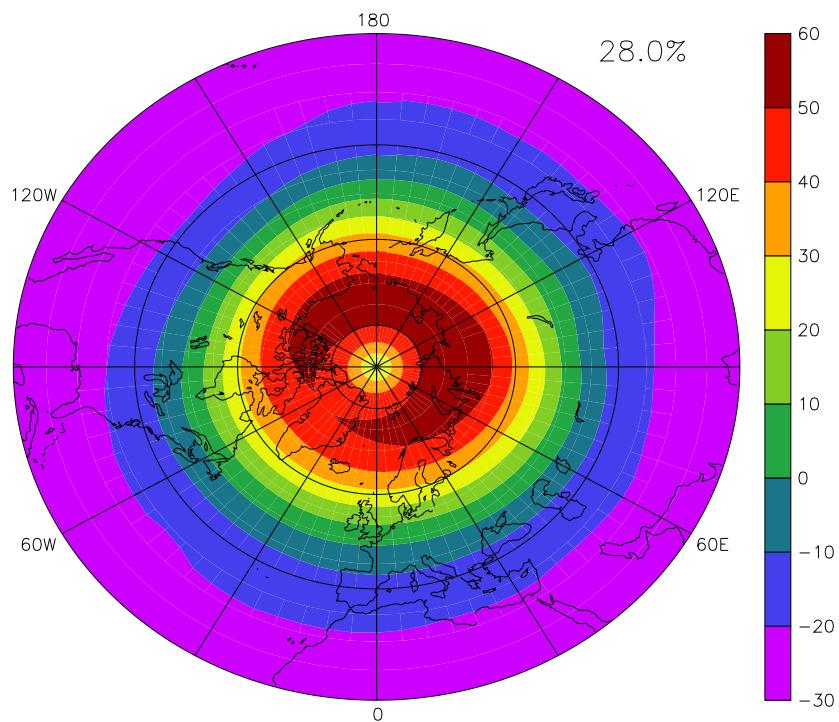


Obr. A.4: Třetí (c) a čtvrtý (d) mód variability geopotenciálu v hladině 200 hPa

a) 1. mod var., AT30, zima 61–90



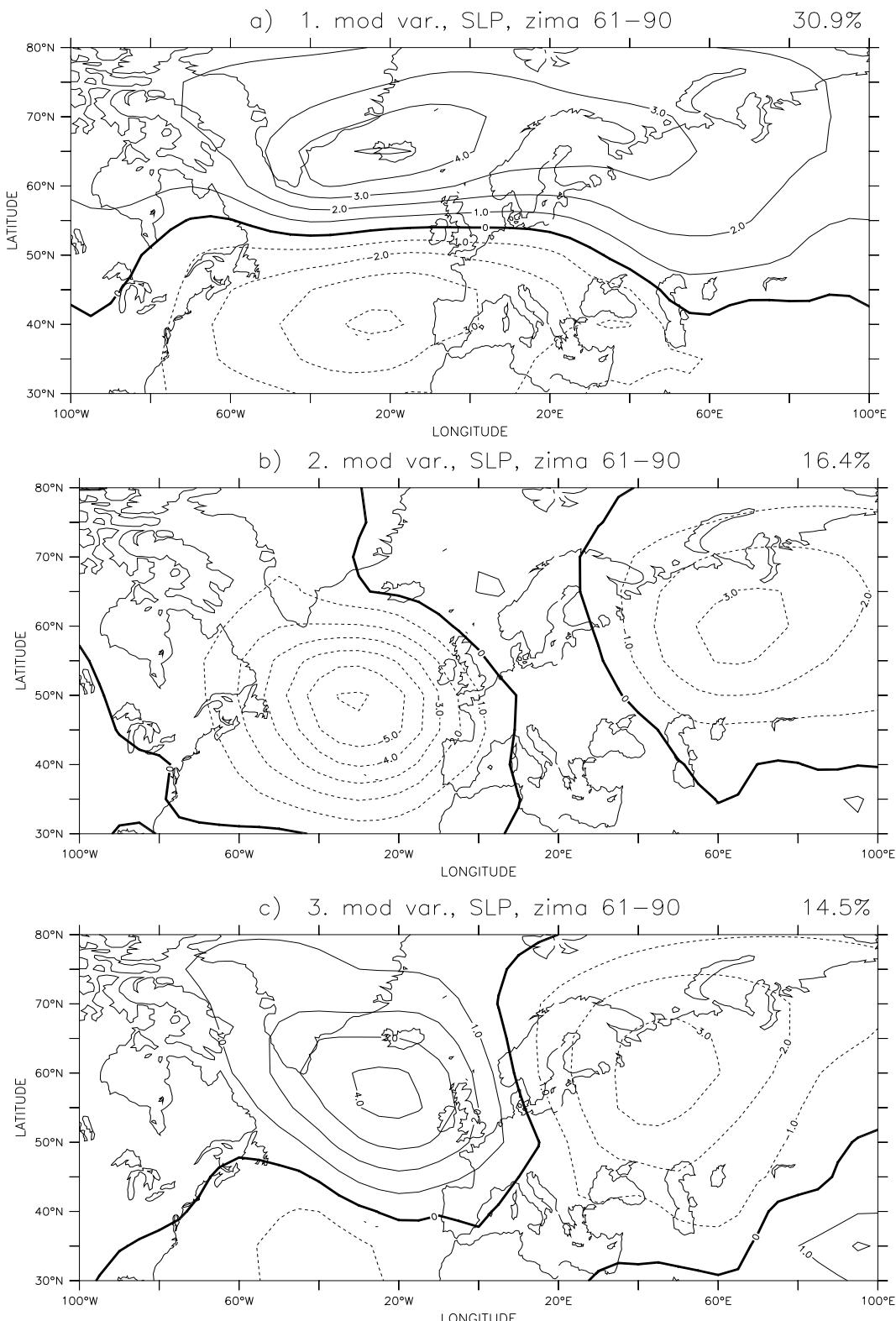
b) 2. mod var., AT30, zima 61–90



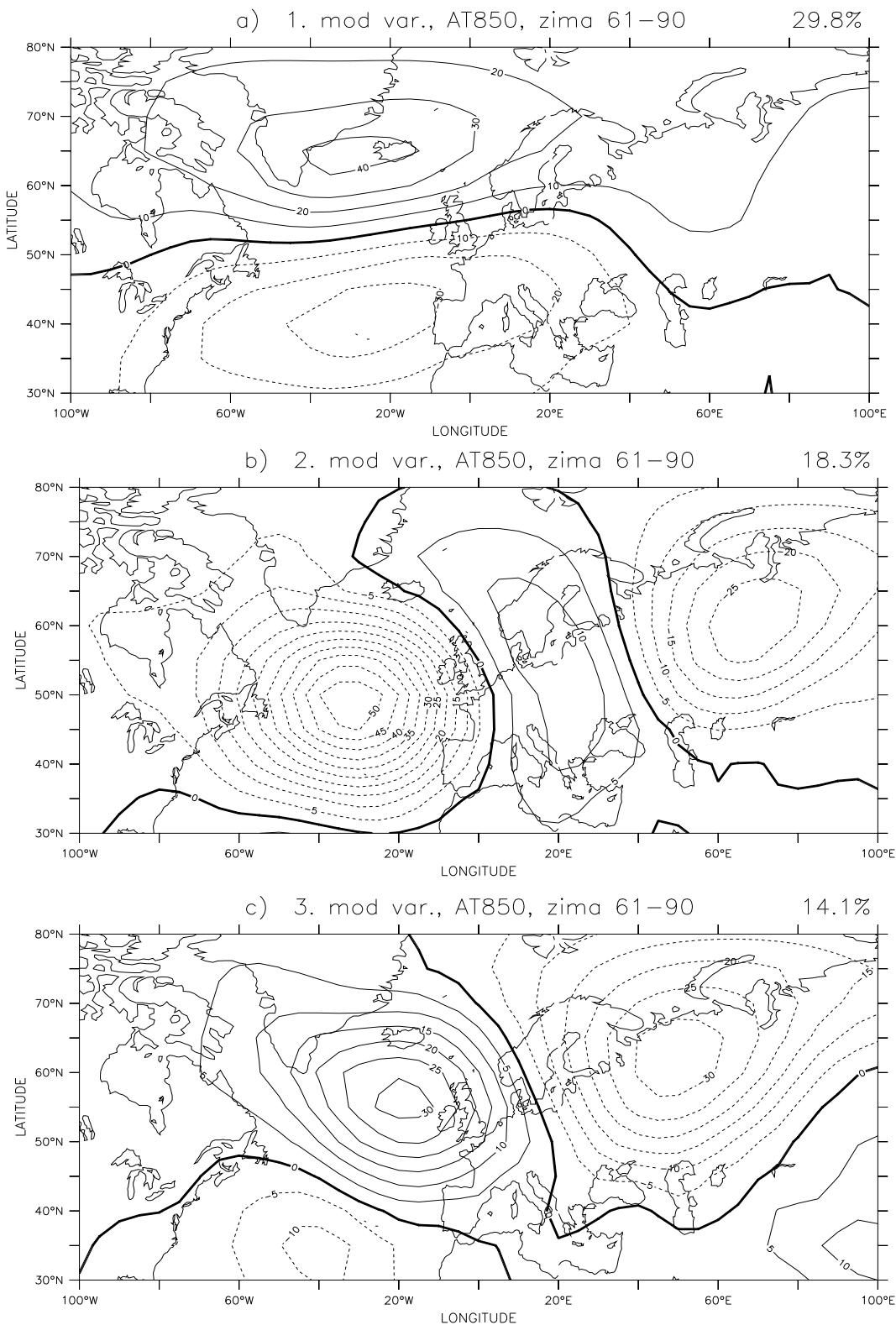
Obr. A.5: První (a) a druhý (b) mód variability geopotenciálu v hladině 30 hPa

Příloha B

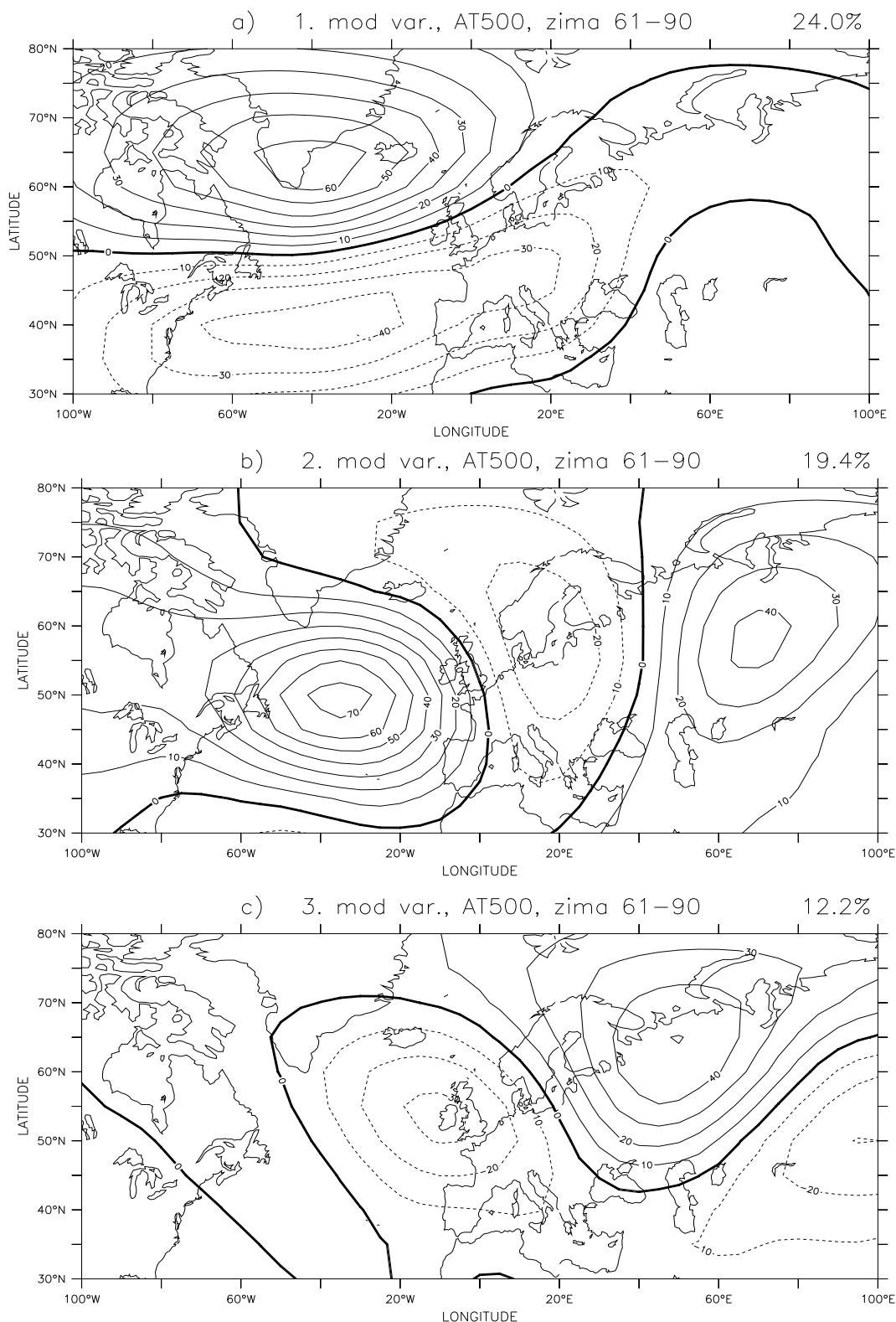
Výsledky PCA (atlanticko-evropská oblast)



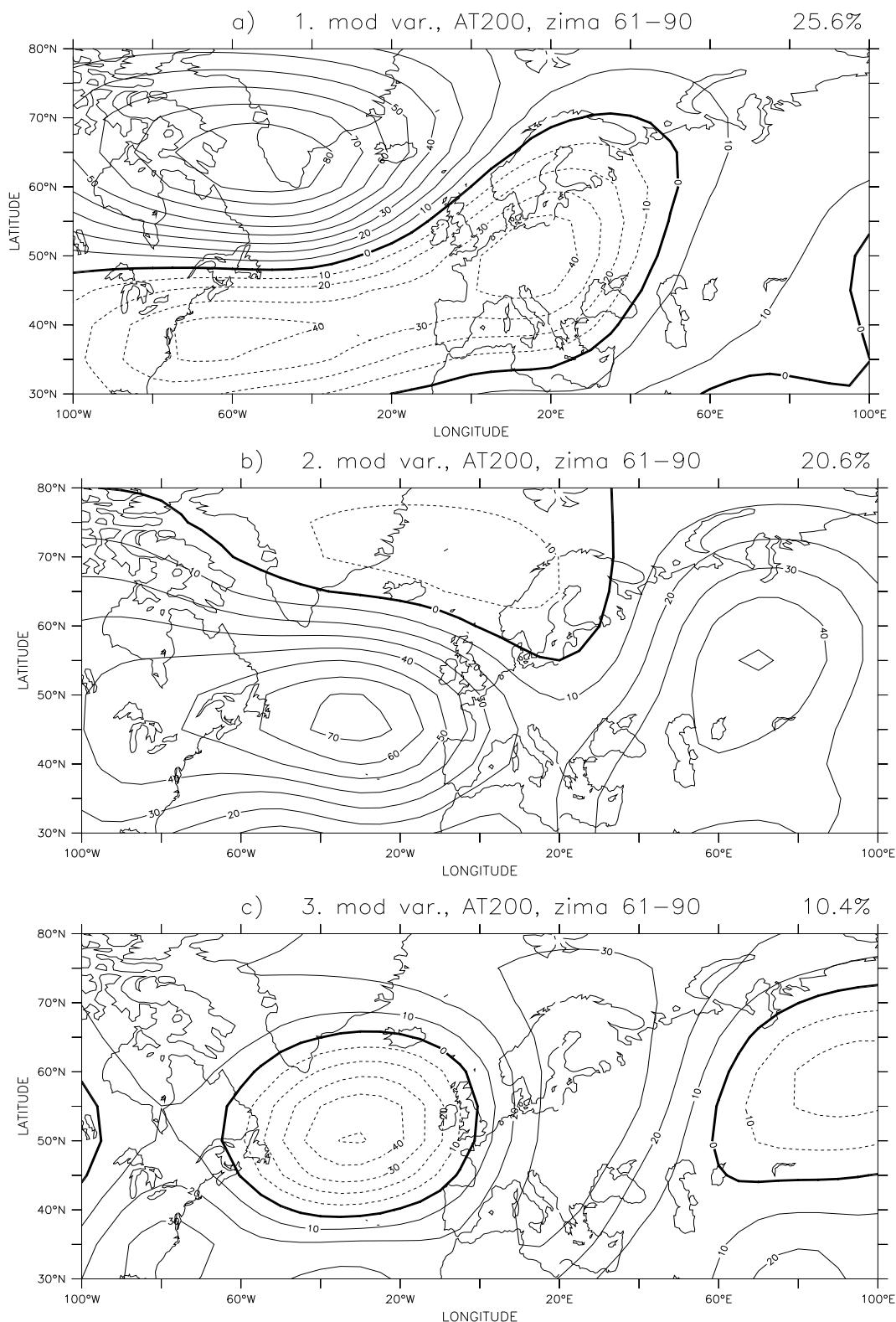
Obr. B.1: První (a), druhý (b) a třetí (c) mód variability tlaku redukovaného na hladinu moře. Část, kterou z celkové proměnlivosti původních dat daný mód představuje je uvedena v pravém horním rohu obrázku.



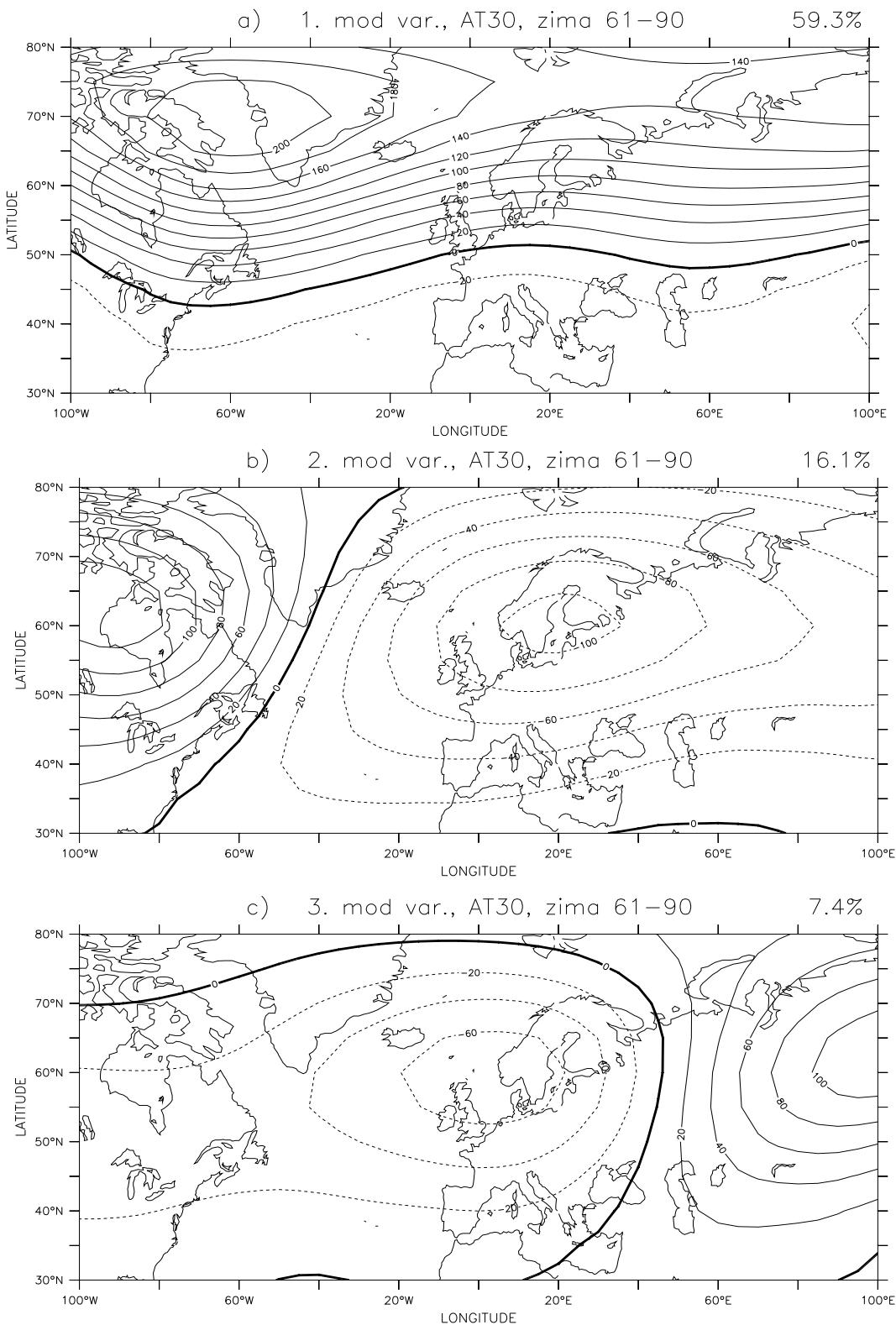
Obr. B.2: První (a), druhý (b) a třetí (c) mód variability geopotenciálu v hladině 850 hPa



Obr. B.3: První (a), druhý (b) a třetí (c) mód variability geopotenciálu v hladině 500 hPa



Obr. B.4: První (a), druhý (b) a třetí (c) mód variability geopotenciálu v hladině 200 hPa



Obr. B.5: První (a), druhý (b) a třetí (c) mód variability geopotenciálu v hladině 30 hPa