

UNIVERZITA KARLOVA
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Geografie a Kartografie



Tereza Kodetová

**ZMĚNY POVRCHOVÉ TEPLoty VODY V SEVERNÍM ATLANTIKU
V POSLEDNÍCH DEKÁDÁCH**

RECENT CHANGES OF SEA SURFACE TEMPERATURE
IN THE NORTH ATLANTIC

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Praha, 2019

Zadání bakalářské práce

Název práce: Změny povrchové teploty vody v Severním Atlantiku v posledních dekadách

Cíle práce:

Prvním cílem práce je na základě článků v zahraničních odborných časopisech popsat cirkulaci v Severním Atlantiku a změny povrchové teploty vody v Severním Atlantiku v posledních 50 letech, a to jak změny periodické a kvaziperiodické (Atlantic Multidecadal oscillation), tak i dlouhodobé související s probíhajícím oteplováním planety v posledních dekadách. Druhým cílem bude diskutování, jak změny povrchové teploty vody v Severním Atlantiku ovlivňují teplotu vzduchu, srážky, případně i další klimatické charakteristiky v Evropě a popsat mechanismus přenosu změn z oceánu na pevninu.

Použité pracovní metody, zájmové území, zdroje:

V posledních letech byla publikována celá řada odborných článků diskutujících vazbu mezi teplotou vody v oceánech a charakterem klimatu nad kontinenty. Klimatické modely zahrnující cirkulaci v oceánech představují vhodný nástroj pro popis těchto vazeb i přesto, že kvaziperiodické oscilace je třeba v modelech iniciovat okrajovými podmínkami. Databáze obsahující rekonstruované hodnoty povrchové teploty vody v oceánech v pravidelné síti uzlových bodů zahrnující celé 20. století a spolehlivé řady pozorovaných teplot a srážek z pozemních stanic pak umožňují ověřit platnost vztahů získaných z modelů. Zadaná práce má charakter rešerše, aby autorka důkladně porozuměla problematice a prostudovala různé přístupy používané pro detekci vazeb mezi oceánem a klimatem.

Datum zadání: 13. 12. 2018

Jméno studenta: Tereza Kodetová

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: RNDr Lucie Pokorná, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....

Tereza Kodetová

Poděkování:

Tímto bych chtěla poděkovat vedoucí své bakalářské práce RNDr. Lucii Pokorné, Ph.D. za velice kvalitní vedení mé práce, hodnotné připomínky a rady. Dále bych ráda poděkovala svým rodičům a prarodičům, kteří mě podporovali po celou dobu mého studia. A v neposlední řadě bych ráda poděkovala svému bratrově, který byl po celou dobu psaní této práce velice trpělivý a shovívavý.

Abstrakt

Změny povrchové teploty vody (SST) jsou pozorovány ve všech světových oceánech a je zřejmé, že tyto změny ovlivňují klima na pevninách. Tato bakalářská práce se zabývá změnami SST v Severním Atlantiku (SA) a jejich vlivem na klima v Evropě. V první části je popsána fyzicko-geografická charakteristika SA do které spadá jeho členění, charakteristika dna a pobřeží, prostorové rozložení teploty vody a salinity. Zahrnuje také popis atmosférické cirkulace, ke které dochází nad SA, a samotnou cirkulaci uvnitř SA. Druhá část práce se zaměřuje nejprve na SST a způsoby jejího měření, dále na Atlantickou multidekádní oscilaci (AMO), dlouhodobé změny SST a následně na dopad těchto změn vzhledem ke klimatu v Evropě. Výsledky studií ukazují, že největší vliv změn SST v SA je v letních měsících, kde dochází k největším anomáliím teplot vzduchu a srážek v souvislosti s fázemi AMO a také se Severoatlantickou oscilací.

Klíčová slova: Evropa, povrchová teplota vody, Severní Atlantik, srážky, teplota vzduchu

Abstract

Sea surface temperatures (SST) have been changing in all world's oceans in the last decades; these changes have an impact on the continental climate. This bachelor thesis focuses on the recent changes of SST in the North Atlantic and their influence on the climate change in Europe. The first part of the thesis describes the physical-geographical characteristics of the North Atlantic. It consists of its divisions, bottom and coastal characteristics, spatial distributions of the water temperature and a water salinity. It also includes a description of the atmospheric circulation that occurs over the North Atlantic and the circulation inside of the North Atlantic. The second part of the bachelor thesis focuses on the SST and its measurement, Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and a long-term changes which occur, and furthermore on the impact of these changes on the climate change in Europe. The results of the studies have shown that the biggest impact of SST changes in the North Atlantic is visible during summer months. These are the times of the greatest anomalies in the temperatures and precipitation, either on the positive or negative scale, depending on the phase of AMO or North Atlantic Oscillation.

Key words: air temperature, Europe, North Atlantic, precipitation, sea surface temperature

Obsah

Seznam grafických prvků	7
Seznam zkratk	9
1. Úvod a cíle práce	10
2. Fyzicko-geografická charakteristika Severního Atlantiku	11
2.1 Vymezení zájmového území	11
2.2 Geologická historie.....	12
2.3 Členění Severního Atlantiku	13
2.4 Charakteristika dna a pobřeží	15
2.5 Salinita a průměrná teplota vody	18
3. Vztahy mezi atmosférou a oceány.....	22
3.1 Atmosférická cirkulace nad oceány.....	22
3.2 Vliv oceánu na atmosférickou cirkulaci	23
4. Cirkulace Severního Atlantiku	25
4.1 Termohalinní cirkulace.....	25
4.2 Pobřežní proudy.....	27
5. Změny povrchové teploty vody	30
5.1 Způsoby měření SST	30
5.2 Atlantická multidekádní oscilace	31
5.3 Dlouhodobé změny.....	34
6. Vliv SST v SA na klima v Evropě	39
6.1 Vliv SST na Baltské moře	39
7. Diskuze	47
8. Závěr.....	50
9. Zdroje	51
9.1 Literatura	51
9.2 Internetové zdroje	55

Seznam grafických prvků

Seznam obrázků

Obr. 1: Mapa SA

Obr. 2: Epicentra zemětřesení v SA

Obr. 3: Mapa Středozemního moře

Obr. 4: Základní morfologické provincie v příčném řezu SA

Obr. 5: Profil znázorňující členění okraje pevniny

Obr. 6: Batymetrická mapa v okolí Azor

Obr. 7: Geomorfologická mapa SA

Obr. 8: Průměrná povrchová salinita vody v SA v ‰

Obr. 9: Salinita a teplota hlubinných vod Atlantského oceánu na 24 stupni s. š.

Obr. 10: Průměrná povrchová teplota vody v SA ve °C

Obr. 11: Průběh kladné fáze NAO v zimě

Obr. 12: Průběh negativní fáze NAO v zimě

Obr. 13: Termohalinní cirkulace

Obr. 14: Rozložení a cirkulace vodních mas AO

Obr. 15: Systém povrchových mořských proudů

Obr. 16: Termohalinní cirkulace v SA

Obr. 17: Pozice plováků z dat za období 8. 3. až 6. 4. 2019

Obr. 18: Změny SST ve všech oceánech a v SA v letech 1870-2008

Obr. 19: Pozorovaná a modelovaná simulace AMO

Obr. 20: Pozorovaná (sloupec vlevo) a modelovaná (sloupec vpravo) variabilita dopadů AMO

Obr. 21: Pozorované změny SST v SA v letech 1900-2000

Obr. 22: Trendy SST v SA v období 1990-2004 zobrazené ve °C/dekádu

Obr. 23: Trendy SST v SA v období 2005-2014 zobrazené ve °C/dekádu

Obr. 24: Lokality použité k porovnání trendů SST a teploty vzduchu v Severním a Baltském moři

Obr. 25: Změna teplot v Baltském moři z období 1982-2013 spočítaná pomocí lineárního trendu

Obr. 26: Anomálie teplot vzduchu a srážek AU06

Obr. 27: Mapa lineárních trendů ročních období v letech 1978-2007

Obr. 28: Kompozitní mapa anomálií SST v SA

Obr. 29: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné fáze PC1

Obr. 30: Pozorované amplitudy spojené s anomáliemi PC1, PC2 a SST

Obr. 31: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné PC2

Obr. 32: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné fáze NAO

Seznam zkratk

AMO	Atlantická multidekádní oscilace
AMOC	Termohalinní cirkulace
AO	Atlantský oceán
ARGO	Array for Real-time Geostrophic Oceanography
AU06	podzim 2006
GDP	Global Drifter Programme
HadISST	Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set
JOIDES	Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling
M-diskontinuita	Mohorovičova diskontinuita
NAO	Severoatlantická oscilace
NASA	National Aeronautics Space Administration
PC1, PC2	první dvě hlavní složky získané metodou Analýzy hlavních komponentů
př. n. l.	před naším letopočtem
SA	Severní Atlantik
SLP	tlak přepočtený/naměřený na hladině moře
SPEI3	Standardizovaný index srážek a evapotranspirace za 3 měsíce
SST	povrchová teplota vody
s. š.	severní šířka
v. d.	východní délka
z. d.	západní délka
z. š.	zeměpisná šířka

1 Úvod

Změny povrchové teploty vody nás ovlivňují mnohem více než si můžeme uvědomovat. Ačkoliv Česko nemá přístup k moři, i jeho klima je ovlivněno změnami povrchové teploty vody (anglicky sea surface temperature, SST) v Severním Atlantském oceánu (SA).

Jedním z hlavních cílů této práce je popsat fyzicko-geografickou charakteristiku zájmového území SA a cirkulaci, ke které dochází mezi atmosférou a oceány, ale také uvnitř samotného SA. Členění dnešního SA se nemění již od roku 1953 a jeho součástí jsou okrajová (např. Severní, Norské a Karibské moře) a vnitřní moře (např. Středozevní, Marmarské, Egejské moře). Morfologické dno SA je nejlépe prostudované ze všech světových oceánů a na jeho základě byl vytvořen seznam geomorfologických celků i v dalších oceánech. Z těch základních jmenujme okraj pevniny, oceánské pánve a středooceánský hřbet. Prostorové rozložení salinity v SA se liší vlivem zeměpisné šířky (z. š.), teploty nebo hustoty vody. Extrémní rozdíly salinity v SA jsou v Baltském moři, kde salinita dosahuje nízkých hodnot, oproti Středozevnímu moři, kde jsou hodnoty salinity naopak vysoké. Rozložení teploty vody v SA ovlivňuje tepelná bilance přijímaného a vydávaného tepla, přenos tepla prostřednictvím mořských proudů a transport z povrchu oceánu do hlubin. Atmosférická cirkulace, ke které dochází nad SA, je ovlivňována opět z. š.. Tropická část SA je pod vlivem nízkého tlaku vzduchu. Pro SA ve středních a vyšších z. š. jsou důležité permanentní tlakové útvary (Azorská tlaková výše, Islandská tlaková níže) a Severoatlantské oscilace, která charakterizuje rozdíl tlaku mezi jmenovanými tlakovými útvary. Uvnitř SA dochází k termohalinní cirkulaci, která vzniká v důsledku rozdílné hustoty vody a jedná se o povrchové a hlubinné proudy. Mořské proudy, které ovlivňují nejen SA, ale také klima přilehlých kontinentů jsou součástí Severoatlantského koloběhu, do kterého patří i Golfský proud.

Další ze stěžejních cílů této práce je porozumět studovanému tématu změn SST v SA do hloubky a zabývat se jejich vlivem na klima v Evropě. K poklesu či nárůstu SST dochází v různých časových měřítkách, ať už jejich přirozenou variabilitou nebo v posledních letech v souvislosti s globálním oteplováním.

2 Fyzicko-geografická charakteristika Severního Atlantiku

2.1 Vymezení zájmového území

Zájmovým územím je SA (obr. 1), který se nachází mezi americkým a eurasijským kontinentem. Jižní hranice vede z mysu Lopez v Gabonu po rovníku směrem k pobřeží Brazílie. Východní hranici vymezuje Středozemní moře, Biskajský záliv, Lamanšský průliv, Baltské moře, Bristolský záliv, jižní hranice Irského moře, severní a západní hranice Skotského moře a severozápadní hranice Severního moře. Na severu hraniční linie začíná na Shetlandských ostrovech, odkud vede na ostrov Fuglö na Faerských ostrovech a dále na nejvýchodnější místo Gerpir na Islandu, kde pokračuje na nejsevernější místo Islandu Straumness. Ze Straumness linie směřuje opět do Grónska na mys Nansen, kde po rovnoběžce 60° severní šířky (s. š). končí na poloostrově Labrador. Poslední hranice, která vymezuje zájmové území je ze západu a směřuje severovýchodním a jihovýchodním směrem k zálivu svatého Vavřince. Dále vede přes jihozápadní hranici zálivu Fundy, kde od Key West pokračuje na severní pobřeží Kuby k jihovýchodní hranici Mexického zálivu a východní hranici Karibského moře.

Obr. 1: Mapa Severního Atlantiku



Zdroj: Kukul a kol. 1977

2.2 Geologická historie

Stáří dnešního SA známe díky paleomagnetickému výzkumu a paleofaciální rekonstrukci. Data z těchto výzkumů a rekonstrukcí signalizují, že Jižní Amerika od Afriky nebyla oddělena ještě v triasu, a tak vzniká jako první SA odděleně od Atlantiku jižního. Vznik SA se datuje ke 190 milionům let př. n. l. v mezozoiku v období trias (Kukal a kol., 1977) a při jeho počátcích docházelo k usazování evaporických sedimentů v úzké riftové depresi. Postupně se pomocí sedimentace rozšiřovaly oblasti pánví podél riftové zóny, které ale v té době byly odděleny od světového oceánu, a proto nad evaporickými sedimenty následuje vrstva černých jílu, které vznikají usazením v nevětrané vodě (Kukal a kol., 1977). K ukládání vápnatých sedimentů dochází až v období svrchní křídy.

Další poznatky o geologické historii a stáří SA čerpáme z hlubokomořských vrtů Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling (JOIDES), které ukazují, že dochází k poklesu dna a prohlubování oceánu téměř ve všech pánvích SA za poslední miliony let (Kukal a kol., 1977). Nejstarší oceánské sedimenty, které byly navrtány na dně oceánských pánví jsou svrchnokřídové mikritické vápence a rohovce, ale směrem k pevnině byly nalezeny i mělkovodní spodnokřídové uloženiny. Hypotéza, že stáří oceánské kůry roste v SA od Středoatlantského oceánského hřbetu byla potvrzena právě hlubokomořskými vrty (Kukal a kol., 1977). V okolí Středoatlantského oceánského hřbetu byla navrtána pouze nízká vrstva nejmladších sedimentů s bazalty v podloží, na kterých leží vrstva bazálních uloženin, která roste směrem od Středoatlantského oceánského hřbetu.

Oceánské dno je tvořeno mocnou vrstvou oceánské kůry, která kolísá v rozsahu od 6 do 15 kilometrů. Oceánské dno se skládá ze tří vrstev oceánské kůry, kde horní vrstva je tvořena nezpevněnými sedimenty a zasahuje obvykle do hloubky pár stovek metrů, což se může lišit na hřebenech, kde nemusí být vyvinuta vůbec nebo v příkopech, kde naopak může být mocná až několik tisíc metrů (Kukal a kol., 1977). Dále druhá vrstva v hloubce zhruba 1 750 m a třetí nejspodnější vrstva, která leží přímo nad M-diskontinuitou ve 4 700 m. Pod oceánskou kůrou se nachází mocná vrstva zemského pláště, která je tvořena nehomogenními vrstvami a odlišuje se od pláště pod pevninskou kůrou rychlostí seizmických vln (Kukal a kol., 1977).

Seizmickou aktivitu pozorujeme u riftových zón, které se vyznačují poruchami poklesového charakteru, podél kterých dochází ke vzniku nové oceánské kůry nebo k oddělení bloků dvou pevnin. V druhé oceánské vrstvě dochází ke ztenčení a ve třetí vrstvě naopak ke zduření a mezi nimi je „polštářovitá“ struktura, ve které se zvyšují rychlosti šíření podélných vln vlivem vysoké hustoty hornin (Kukal a kol., 1977). Riftová zóna a morfologie SA je

výraznější než v ostatních oceánech a bylo to zjištěno pomocí batymetrických revizí. Středovou částí Středoatlantského oceánského hřbetu se táhne údolí, které má příkré stěny a jeho dno dosahuje hodnot 2,5 km pod okolním terénem a je velmi podobná Východoafrickému prolomu (Kukal a kol., 1977). Epicentra zemětřesení v SA jsou znázorněna na obrázku 2.

Obr. 2: Epicentra zemětřesení v SA



Zdroj: Kukal a kol. 1977

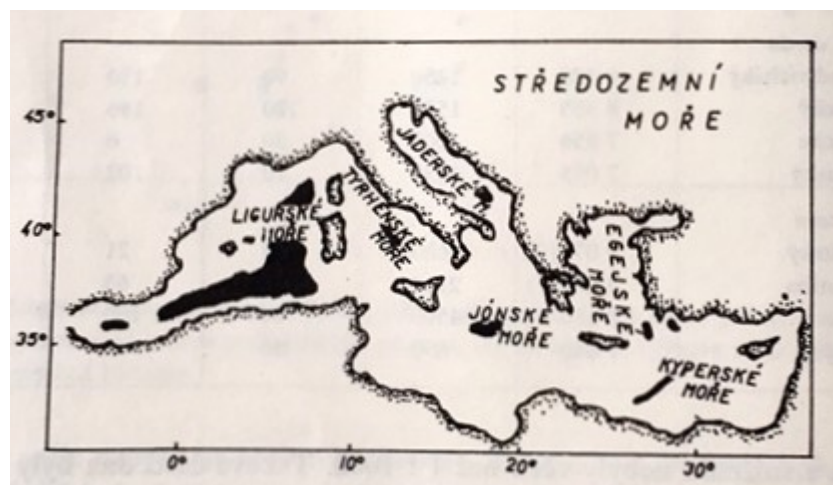
2.3 Členění Severního Atlantiku

Po spoustě změn, kterými prošlo členění oceánů a moří, se již od konce 18. století rozdělení začalo přibližovat dnešnímu stavu. V roce 1953 vydala Mezinárodní hydrografická organizace třetí a nejnovější publikaci, ze které čerpáme při rozdělování dodnes. Severní Atlantik je mnohem členitější než Atlantik jižní díky velkému množství vnitřních a okrajových moří, která jsou jeho součástí.

Vnitřní moře jsou z větší části obklopena pevninou a s oceánem jsou propojena průlivy. Vnitřní moře se od volného oceánu liší rozdílnými teplotami, vlastním cirkulačním systémem, jiným složením usazenin na oceánském dně a rozdílným podnebím (Kukal a kol., 1977). Zvláštním typem vnitřních moří jsou středozemní moře, které leží mezi dvěma pevninami.

V SA je tento zvláštní typ Středozevní moře, které leží mezi Evropou a Afrikou a odděluje je v nejužší části Gibraltarským průlivem. Samotné Středozevní moře (obr. 3) se dělí také na moře okrajová a vnitřní. Okrajová moře ve Středozevním moři jsou Kyperské moře, Ligurské moře, které je odděleno od okrajového Tyrhénského moře Korsickým průlivem. Vnitřní moře jsou Egejské moře, Jaderské moře, Jónské moře oddělené Mesinským průlivem od Tyrhénského moře.

Obr. 3: Mapa Středozevního moře



Zdroj: Kukul a kol. 1977

Na severu SA leží další vnitřní moře, Baltské moře, které oddělují od Severního moře průlivy Kattegat a Skagerrak. Vnitřní moře na východě je Marmarské moře, které je ze severovýchodu odděleno od Černého moře průlivem Bospor a od Egejského moře na západě průlivem Dardanely. Další vnitřní moře nacházející se v SA jsou Azovské moře, které leží severně od Černého moře a je od něj odděleno Kerčským průlivem. Mezi ostrovy Velké Británie a Irsko se nachází vnitřní Irské moře, které je odděleno na severu od SA Severním průlivem a na jihu Svatojiřským průlivem.

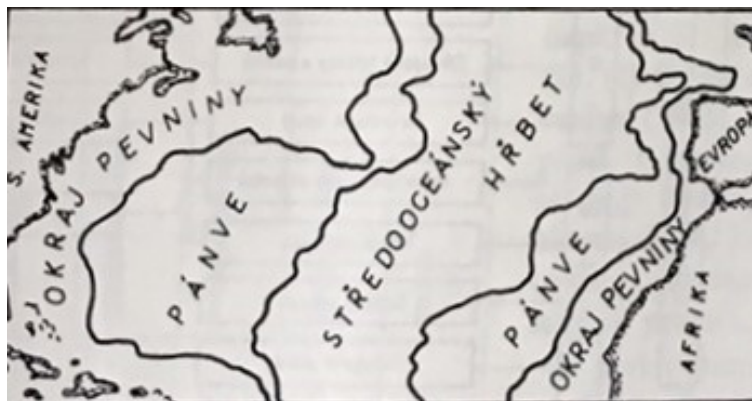
Okrajová moře odděluje od oceánu souostroví nebo jeden a více poloostrovů a mívají podobné vlastnosti jako oceán na rozdíl od vnitřních moří. V SA jsou okrajová moře na severovýchodě (Norské moře a Severní moře), na severozápadě (Hudsonův záliv, Labradorské a Irmingerovo moře). Na jihovýchodě je okrajové Sargasové moře a Karibské moře, které je odděleno od Mexického zálivu Yucatánským průlivem a nachází se v něm ostrovy Velkých

a Malých Antil. Mexický záliv je ale také oddělen od SA Floridským průlivem. Poslední záliv, který odděluje SA od pobřeží amerického kontinentu, je záliv svatého Vavřince.

2.4 Charakteristika dna a pobřeží

Dno Atlantského oceánu je nejlépe prozkoumané a na jeho základě byl vytvořen seznam jednotlivých geomorfologických celků, které jsou aplikovány na další oceány. Autoři (Kukal a kol. 1977, s. 74) tvrdí, že „v samotném Atlantiku bylo popsáno a pojmenováno tolik tvarů jako v ostatních oceánech dohromady“. Základní morfologické provincie SA (obr. 4), které můžeme rozeznat jsou tři hlavní oblasti: okraj pevniny, oceánské pánve a středoocéánský hřbet.

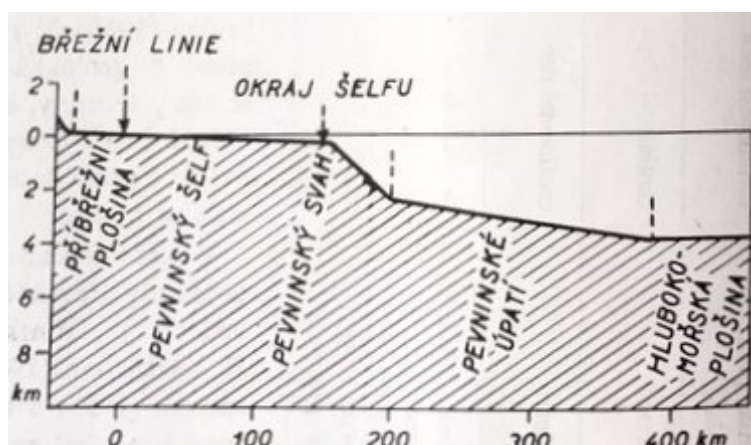
Obr. 4: Základní morfologické provincie v příčném řezu SA



Zdroj: Kukal a kol. 1977

Okraj pevniny a jeho profil (obr. 5) ze kterého je patrné, že se jedná o oblast mezi březní linií a spodní hranicí pevninského úpatí (Hedberg, 1970). Samotný okraj pevniny se skládá ze tří částí, a to z pevninského šelfu, který přirozeně navazuje na pevninu pod mořskou hladinou a jeho sklonitost je kolem $0,1^\circ$ než přejde ve větší sklon. Geologická struktura pevninského šelfu SA prošla složitým geologickým vývojem jako okolní pevnina (Kukal a kol., 1977). Severní část SA má pevninský šelf modifikovaný erozí glaciální, východní část Severní Ameriky má pevninský šelf sedimentační a směrem na jih přechází v oblasti Velkých Antil do šelfu tektonicky ovlivněného. Jižní Amerika v rámci SA má šelf stejně jako Severní Amerika sedimentační, ale jižněji se mění na šelf, který byl modifikovaný vlnovou abrazí, stejně jako na protější straně na západním břehu Afriky. Portugalské a část Španělského pobřeží je ovlivněno tektonicky jako jediná část východního pevninského šelfu a v oblasti Biskajského zálivu je pevninský šelf sedimentační, stejně jako na západní straně SA.

Obr. 5: Profil znázorňující členění okraje pevniny



Zdroj: Kukul a kol. 1977

Přechod mezi mírným ($0,1^\circ$) a větším sklonem ($0,5^\circ$) se nazývá pevninský svah, který je druhou částí okraje pevniny. Po přepočítání batymetrických údajů se zjistilo, že se okraj šelfu nachází v průměrné hloubce přibližně 130 m (Shepard, 1963), ale jedná se pouze o průměrnou hodnotu, protože se může v různých mořích hodnota lišit od desítek metrů až do 550 m (Kukul a kol., 1977). Sklon pevninského svahu se pohybuje pouze v rozmezí od 2° do 6° , ačkoliv se může jevit v příčných profilech strmější. Jeho průměrný sklon je přibližně $4^\circ 25'$ (Shepard, 1963), i když podle jiné studie je podstatně menší, konkrétně u Atlantického oceánu $1^\circ 19'$ (Seibold, 1970). Obecně platí, že čím je užší pevninský šelf, tím je strmější pevninský svah. Strmé svahy najdeme tam, kde jsou na pevnině mladá vysoká pohoří a nejstrmější tam, kde jsou pohoří zlomová. V SA najdeme nejstrmější svah u Floridy se sklonem 27° . V některých oblastech severoatlantského svahu Severní Ameriky nebo Afriky se v době mladšího terciéru a kvartéru nanášela vrstva, která vytvořila výnosové kužely, které svým postupem vytvořily pevninský svah typický pro tuto oblast (Kukul a kol., 1997). Pevninské svahy, které nalezneme na území SA jsou sedimentační, erozní, zlomové a útesové.

Následující část okraje pevniny rozlišujeme pomocí další neočekávané změny sklonu svahu, kterou je pevninské úpatí nejčastěji v hloubkách od 1 500 do 3 000 m. Pevninské úpatí je lineární těleso sedimentů, jehož mocnost se od báze pevninského svahu zmenšuje směrem do oceánu a jeho povrch je v hloubkách od 2 000 do 5 000 m (Hedberg, 1970). Pevninské úpatí se měří kolmo k březní linii a někde může být až 1 000 km široké, ale může také úplně chybět (Kukul a kol., 1977).

K okraji pevniny řadíme ještě podmořské příkopy neboli hlubokomořské příkopy, které jsou úzké protáhlé sníženiny se strmými stěnami. Podloží podmořských příkopů je z oceánské kůry a vznikají tam, kde se oceánská kůra podsouvá pod kůru pevninskou (Kukal a kol., 1977). Typickým příkladem podmořských příkopů je jejich vztah k ostrovním obloukům neboli pásů ostrovů obloukovitě uspořádaných a leží na oceánské straně, která nemá téměř žádný šelf, a tak pevninský svah sahá až na dno (Kukal a kol., 1977). V SA se nacházejí pouze tři hlubokomořské příkopy z nichž nejznámější je Portorický příkop, který má hloubku 8 385 m. Další je příkop Romanche zvaný též kotlina s maximální hloubkou 7 856 m a třetí příkop je Kajmanský, jehož hloubka je 7 093 m.

Druhou hlavní oblastí SA jsou hlubokomořské roviny neboli oceánské pánve, které jsou rozsáhlými rovinami ve velkých hloubkách a jejich morfologické rozdíly jsou menší než 100 m. Jsou tvořeny vrstvou mladých sedimentů, které pohřbívají původní reliéf a vyčnívají nad ně pouze podmořské hory nebo vrchy (Demek a kol., 1973). Charakteristické pro hlubokomořské roviny v SA jsou velké mocnosti třetihorních a čtvrtohorních sedimentů. V SA jsou pánve v hloubce přibližně 4-6 km, východně od Středoatlantského hřbetu jsou Guinejská, Sierra Leone, Kapverdská a Kanárská (Severoafriká), Španělská a Západoevropská pánev. Západně od Středoatlantského hřbetu se rozkládají Guayanská pánev a Severoamerická pánev. Oproti ostatním oceánům má SA poměrně málo podmořských hor a většinou jsou od sebe izolované. Podmořské hory se nacházejí ve východní části od Středoatlantského hřbetu a v Guinejském zálivu. Jedinou oblastí, kde se vyskytují ve větší skupině je Azorská plošina (obr. 6).

Obr. 6: Batymetrická mapa v okolí Azor.

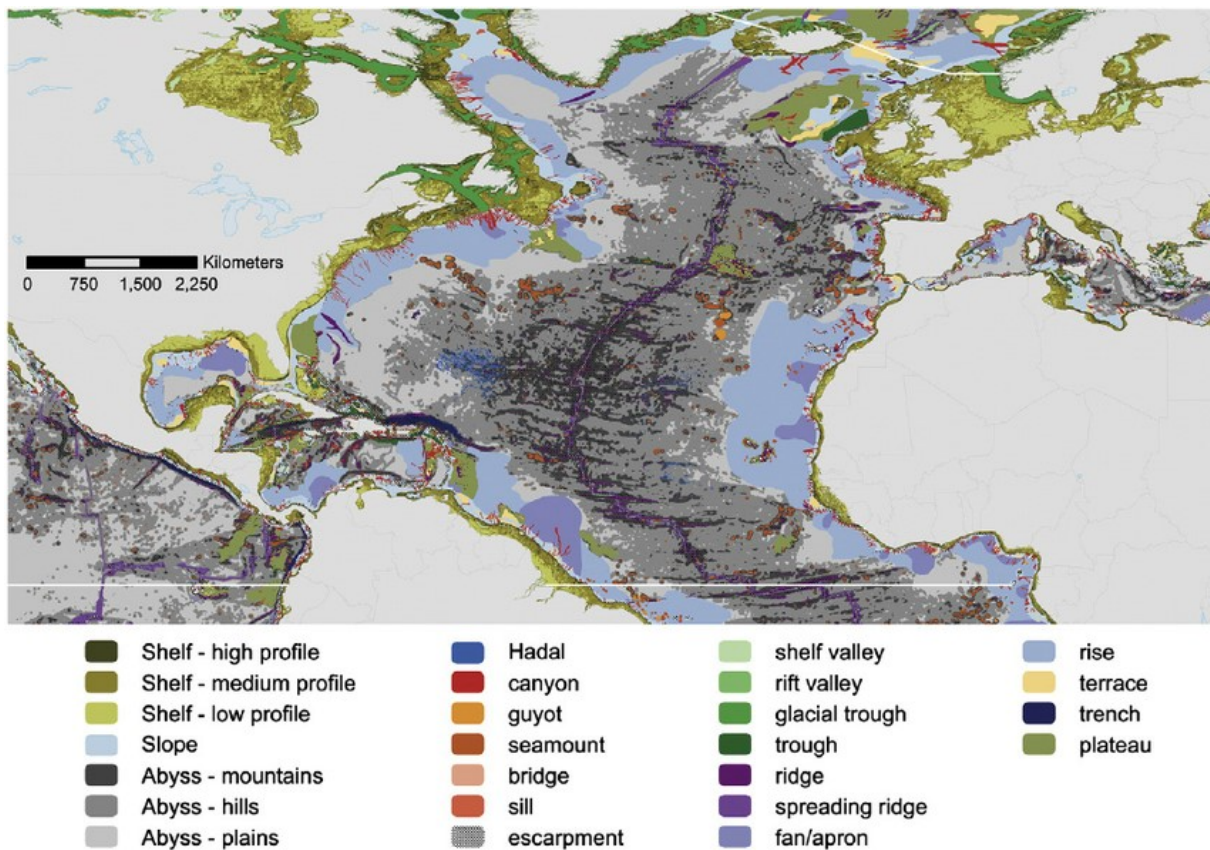


Zdroj: Kukal a kol. 1977

Poznámky: Různé šrafování vyznačuje hloubku, stupnice po 1000 m.

Poslední a hlavní částí dna SA je Středoatlantský oceánský hřbet, který má největší plošnou rozlohu ze všech středoocéánských hřbetů v oceánech a zabírá největší část samotného dna oceánu, a to třetinu jeho celkové šíře (Kukal a kol., 1977). Geomorfologická mapa SA (obr. 7), která ukazuje, že Středoatlantský oceánský hřbet je nesouvislý pás hřbetů a sníženin. K pevnině od Středoatlantského hřbetu vybíhají příčné hřbety a prahy, které s ním svírají úhel 45°-60°. Východně od něj směřují Guinejský práh, Liberijský práh, práh Sierra Leone, Madeirský hřbet, Azorský práh, Biskajský práh, hřbet Wyvilla Thomsona, Islandsko-faerský práh, Reykjaneský hřbet a Grónsko-islandský práh. Na západní stranu vybíhají od Středoatlantského hřbetu prahy Guayanský, Trinidadský, Newfoundlandský a Labradorský.

Obr. 7: Geomorfologická mapa SA



Zdroj: Harris, Macmillan-Lawler, Rupp, Baker 2014

Vysvětlivky: Barvy označují jednotlivé útvary na dně oceánu.

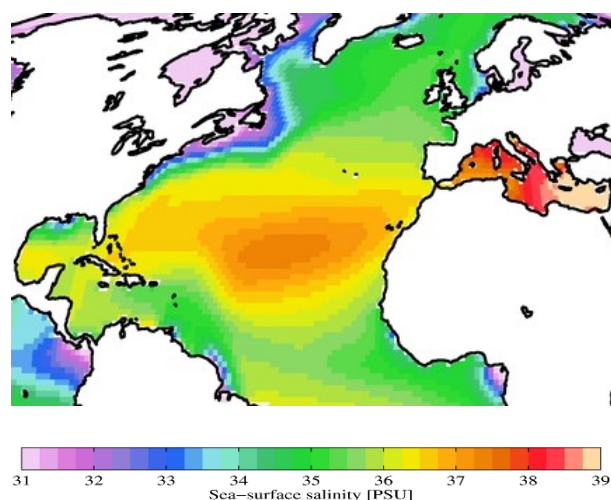
2.5 Salinita a průměrná teplota vody

Salinita neboli slanost vody je definována podle autorů Kukal a kol. (1977, s. 239) jako „celkové množství pevného materiálu (v gramech), obsažené v jednom kilogramu mořské vody

po převedení karbonátů a kyselých uhličitánů na kysličníky, bromidů a jodidů na chloridy a po zoxidování veškeré organické hmoty“. Jedná se tedy o celkové množství solí, které jsou obsažené v mořské vodě a uvádí se v promile ‰. Průměrná salinita v SA je 35 ‰, ale liší se v závislosti na ostatních proměnných jako je z. š., teplota nebo hustota vody. Salinita oceánu je ovlivňována hlavně povrchovými procesy (Janský, 1992).

Povrchová salinita je výsledkem působení dvou procesů. Procesy, které zvyšují salinitu, jsou výpar a tvorba mořského ledu. Naopak procesy, které salinitu snižují, jsou dešťové srážky a říční přítok (Kukal a kol., 1977). Jelikož se SA rozprostírá od polárních oblastí až k rovníku, tak je jeho salinita ovlivněna i zeměpisnou šířkou. Salinita roste od polárních oblastí, kde může být navíc lokálně ovlivněna vlivem tajících ledovců. Okrajová, vnitřní a polární moře mírných klimatických šířek mají salinitu sniženou, ale záleží také zda se jedná o moře v blízkosti ústí řek nebo bez sladkovodních přítoků. K promíchání sladké říční a mořské vody neboli brakické vody dochází až postupem času. V důsledku nízké hustoty se sladká říční voda nebo brakická voda nejprve rozprostírá na slané mořské vodě s větší hustotou (Kukal a kol., 1977). V subtropických a tropických oblastech je salinita vody výrazně ovlivněna silným odparem a malým říčním přítokem a salinita je zde o poznání vyšší. V SA se jedná o Středozemní moře, kde maximální hodnota salinity dosahuje až 40 ‰ (Kukal a kol., 1977). Rozložení salinity v oblasti Středozemního moře (obr. 8) se zvyšuje směrem na východ. Opačný extrém salinity v SA se nachází v Baltském moři, kde silný říční přítok způsobuje enormně malou salinitu 0,8 ‰. Autoři tvrdí, že „v Baltském moři, hlavně v jeho východních částech, např. ve Finském zálivu je možno používat mořskou vodu jako vodu pitnou“ (Kukal a kol. 1977, s. 244).

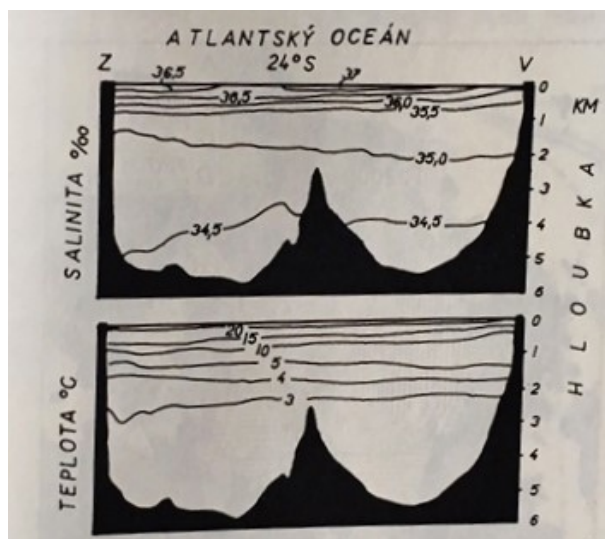
Obr. 8: Průměrná povrchová salinita vody v SA v ‰



Zdroj: Wikipedia 2009

Hodnoty salinity s hloubkou mírně klesají, jen těsně u dna pozorujeme zvýšení salinity (Kukal a kol., 1977). Salinita a teplota hlubinných vod SA (obr. 9) je znázorněna v severní zeměpisné šířce 24°.

Obr. 9: Salinita a teplota hlubinných vod Atlantského oceánu na 24 stupni s. š.

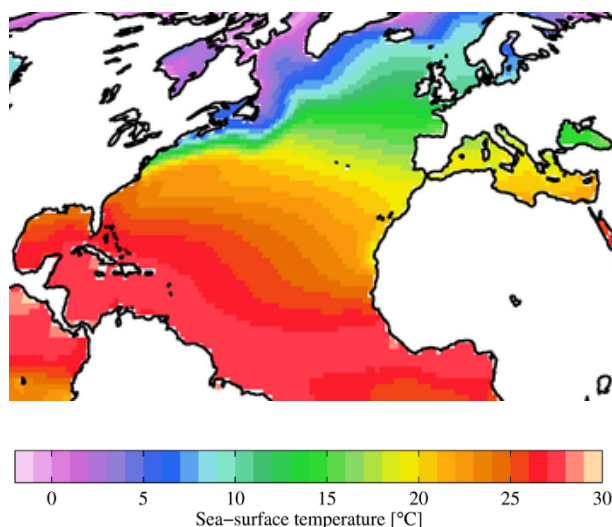


Zdroj: Kukal a kol., 1977

Teplota vody v oceánech je ovlivňována tepelnou bilancí podle rozdílu přijímaného a vydávaného tepla, kde hlavní směry jsou přenosy tepla z nižších do vyšších z. š. a z povrchu oceánu do hlubin. Oceány absorbují více tepla než pevniny v důsledku menší odrazivosti hladiny, 35 % světového oceánu má teplotu vody na povrchu přibližně 25 °C (Kukal a kol., 1977). Teplotní změny mořské vody vznikají pohlčováním slunečního záření, kondenzací vodní páry a přenosem tepla pod hladinu. K ohřevu vody dochází pohlčováním přímého a rozptýleného slunečního záření.

Průměrná teplota vody v oceánech se liší zejména vlivem umístění. Rozdíl mezi Tichým a Atlantským oceánem je dán zeměpisnou šířkou, jelikož Tichý oceán zaujímá největší plochu v oblasti ekvatoriálního a tropického pásu, ale Atlantský oceán (AO) v této oblasti zaujímá nejužší část (Kukal a kol., 1977). Průměrná teplota AO (obr. 10) je 16,9 °C, Indický oceán má průměrnou teplotu 17,0 °C a průměrná teplota Tichého oceánu je 19,1 °C.

Obr. 10: Roční průměrná povrchová teplota vody v SA ve °C



Zdroj: Wikipedia 2009

Horizontální přenos tepla se děje prostřednictvím mořských proudů. Mořské proudy se dělí na studené a teplé proudy a vycházejí z rozdílů teplot vody v oblasti kam vtékají a teplot vody samotných proudů. Teplé proudy přenášejí teplejší vodu směrem od rovníku na sever a studené naopak přenášejí studenější vodu ze severu k jihu nebo směrem k rovníku.

K vertikálnímu přenosu tepla dochází tepelným konvekčním prouděním a turbulencí. Turbulence je mechanický proces, který vzniká jako vedlejší reakce na horizontální proudy. Jedná se o proces, který ovlivňuje pouze několik metrů a stahuje teplejší vodu v podobě vírů do hloubky. Při tepelném konvekčním proudění dochází opět k pohybu vodních částic, které jsou podmíněny rozdílnou teplotou a salinitou. Chladnější vody s vyšší hustotou klesají do hloubky a ohřívají tak spodní vrstvy vody. Intenzita vertikálního promíchávání je závislá na poklesu teploty vody s narůstající hloubkou. Konvekční proudění je také jedna z důležitých příčin vzniku hlubokomořských proudů, které jsou následně popsány v kapitole 4.2.

3 Vztahy mezi atmosférou a oceány

3.1 Atmosférická cirkulace nad oceány

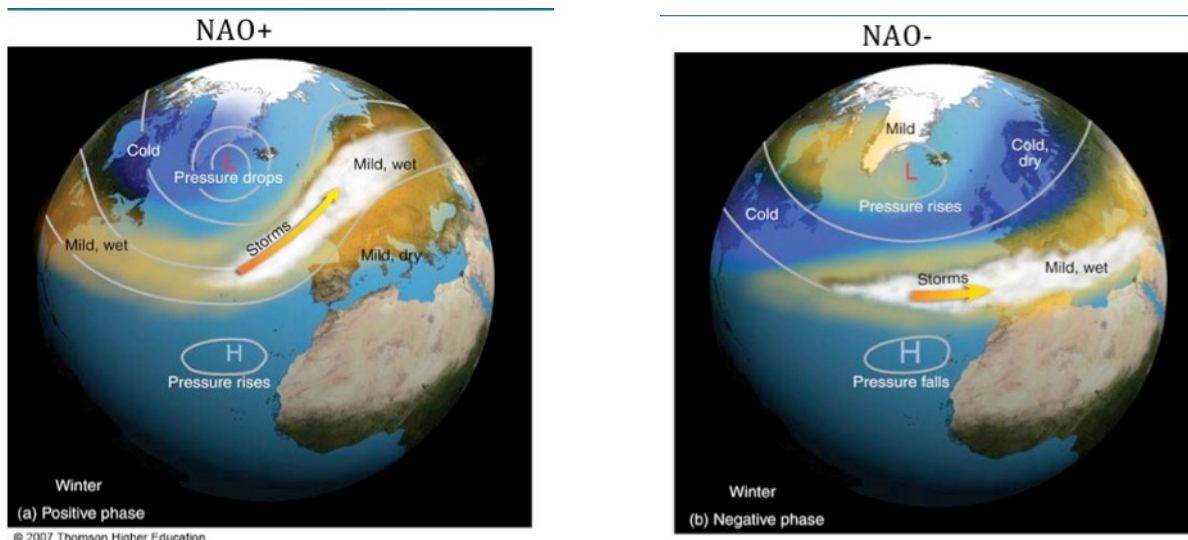
Severní Atlantik je ovlivňován pasátovým prouděním, permanentními tlakovými útvary (Azorská tlaková výše a Islandská tlaková níže) a prouděním vzduchu mezi jejich středy. Teploty vody jsou modifikovány vzduchovými hmotami, které přes SA postupují.

Tropická část SA se nachází v oblasti Intertropické zóny konvergence, tedy pod vlivem nízkého tlaku vzduchu s mohutnou konvekcí a četným výskytem bouřek. Postupují západním směrem vlivem pasátového proudění. V této části SA se také tvoří tropické cyklóny, pro které je typický velmi nízký tlak vzduchu, prudké deště a bouřky se silným větrem. Tropické cyklóny vznikají převážně mezi 5-10° s. š., protože blíže k rovníku se snižuje vliv Coriolisovy síly, která je pro jejich vznik podstatná. Tropické cyklóny vznikají nejčastěji nad oceánem v oblastech tišin a jejich energetickým zdrojem jsou vody s povrchovou teplotou vyšší než 26 °C (Vysoudil 2014). Tropické cyklóny hnané pasáty postupují nejprve na západ, ale v oblasti Karibiku a Mexického zálivu se stáčí na sever.

Pro oblasti středních a vyšších z. š. v SA jsou charakteristické permanentní tlakové útvary vznikající v důsledku všeobecné cirkulace atmosféry a vznik mimotropických cyklón na polární frontě. Hlavní tlakové útvary ve středních a vyšších z. š. nad SA v průběhu roku jsou Azorská anticyklóna a Islandská cyklóna. Islandská cyklóna je v zimním období výraznější než Azorská anticyklóna z důvodu většího rozdílu teploty vzduchu nad oceánem a kontinentem, naopak v letním období je dominantní Azorská anticyklóna. Rozložení tlakových útvarů zapříčiňuje, že v těchto zeměpisných šířkách převládá západní proudění. Jeho intenzita je určována rozdíly tlaků v centrech tlakových útvarů a významně ovlivňuje počasí v Evropě. Kolísání tlaku ve středu Islandské cyklóny a Azorské anticyklony nazýváme Severoatlantská oscilace (anglicky The North Atlantic oscillation, NAO). Přestože v názvu je slovo „oscilace“, periodické ani kvaziperiodické změny nejsou pozorované (Hurrell, Deser, 2010). Ke kladné a záporné fázi může dojít kdykoliv v průběhu roku nebo i v jiném časovém měřítku. Velké změny, které mají vliv na klima, se odehrávají mezi jednotlivými roky i dekádami (Hurrell, Deser, 2010). Kladná fáze NAO (obr. 11) se projevuje vyššími teplotami na východě Severní Ameriky a v severní Evropě, ale nižšími teplotami v Grónsku a na jihu Evropy (NOAA 2019). Společně s teplotou má kladná fáze NAO také vliv na bohatý přísun srážek nad Severní Evropou a na nízké úhrny srážek ve střední Evropě a na jihu Evropy (NOAA 2019). Záporná fáze (obr. 12) je spojena s opačnými projevy počasí. V zimních měsících má NAO vliv také na Baltské a Středozevní moře. Při kladné fázi jsou v okolí Středozevního moře mírné a suché

zimy, takže teplota vody není ovlivněna přísunem srážek a je vyšší v porovnání se zápornou fází. Baltské moře je naopak ovlivněno srážkami při kladné fázi, jelikož NAO do dané oblasti přináší bouřky a vlhké zimy. Naopak záporná fáze NAO pro Balt znamená suché a velmi chladné zimy a tedy i nižší teplotu vody a větší pravděpodobnost jejího zamrzání.

Obr. 11: Průběh kladné fáze NAO v zimě Obr. 12: Průběh negativní fáze NAO v zimě



Zdroj: Cazatormentas, 2018

3.2 Vliv oceánu na atmosférickou cirkulaci

Severní Atlantik je zdrojem vlhkosti pro Evropu a Ameriku a díky velké tepelné kapacitě také slouží v zimních měsících jako zdroj tepla. Oceán je v zimě teplejší než přilehlá pevnina také vlivem menší odrazivosti krátkovlnného záření od hladiny než od litosféry (Kukal a kol., 1977). V zimních měsících je SA díky své velké tepelné kapacitě relativně teplý a nad kontinenty se tvoří tlakové výše ve studeném vzduchu a nad oceánem vznikají tlakové níže, které postupují na kontinent. Ve vyšších zeměpisných šířkách převládá nad Evropou západní proudění, které s sebou v zimním období přináší bohaté srážky. Podél východního pobřeží Ameriky putují z jihu cyklóny a přinášejí srážky například do států Rhode Island, Connecticut, New Jersey a Maryland. Naopak v letních měsících je oceán relativně chladný a vlivem menšího rozdílu teploty hladiny oceánu na severu v oblasti Islandu a na jihu v okolí Azor se zeslabuje západní proudění a vliv oceánu na počasí v Evropě tak slábne.

Nejvíce oceán ovlivňuje pobřežní oblasti, kde se vytváří brízová cirkulace. Ta je způsobena rozdílnou intenzitou ohřevu a vychládání pevniny a oceánu ve dne a v noci. Brízová cirkulace zasahuje maximálně několik km směrem do vnitrozemí a nad mořem do vzdálenosti 2-4 km od pevniny (Vysoudil, 2014). K denní fázi brízové cirkulace dochází vlivem rychlejšího zahřívání vzduchu nad pevninou a označuje se jako mořský vánek (Vysoudil, 2014). Lehčí a teplejší vzduch stoupá a jeho úbytek je nahrazen brízovým prouděním od moře na pevninu (Kukal a kol., 1977). Pobřežní vánek, kterým je označován noční směr brízové cirkulace vane z pevniny na moře. Pevnina v noci vyzařuje více energie než oceán, a proto se ochlazuje rychleji, a tak chladný vzduch klesá po pobřeží směrem k moři. Noční fáze brízové cirkulace není tak nárazová a rychlost větru bývá menší než ve dne.

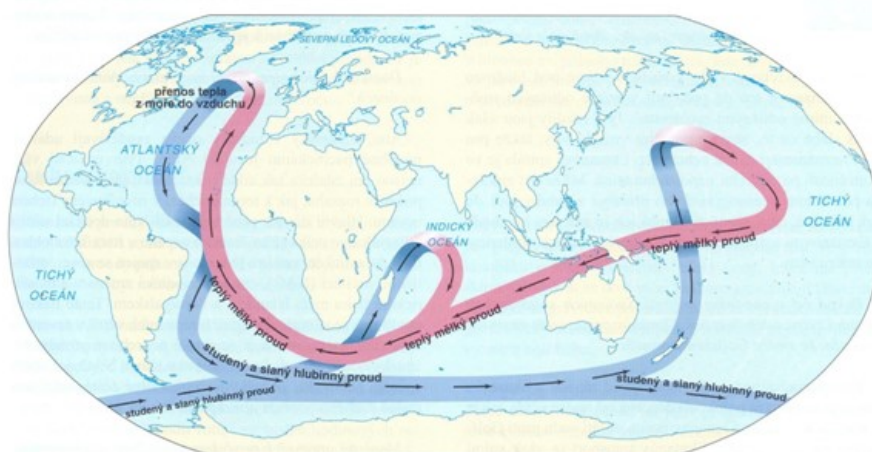
4 Cirkulace Severního Atlantiku

4.1 Termohalinní cirkulace

V oceánech rozlišujeme hlubinnou a povrchovou cirkulaci. Hlubinná cirkulace představuje výměnu vody mezi povrchem a dnem oceánů, probíhá relativně pomalu a přispívá k promíchávání vody mezi jednotlivými oceány. Označujeme ji jako Termohalinní cirkulace (anglicky Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC). Povrchová cirkulace je realizována povrchovými proudy, které sahají do hloubky jen několik desítek metrů. Povrchovou cirkulaci způsobuje zejména horizontální přenos vody a je řízena především atmosférickou cirkulací.

AMOC je systém oceánské hlubinné cirkulace, která je zapříčiněna rozdíly v hustotě vody. AMOC (obr. 13) je poháněna downwellingem, což je mezinárodní označení pro pokles povrchové vody do hlubin světového oceánu v rámci AMOC (EMS 2017). V SA voda pochází z Golfského proudu, kde v důsledku intenzivního výparu dochází k nárůstu hustoty vody vlivem ochlazení vody a zvýšení salinity. Tento jev se napojuje na pohyb hlubokomořské oceánské vody a je zakončen upwellingem. Upwelling je též mezinárodní označení, které se využívá pro výstup vody z hlubin v rámci AMOC (EMS 2017). K upwellingu dochází v nižších z. š., kde vlivem Coriolisovy síly je zesilován u východních okrajů oceánů v kombinaci se studeným Kanárským proudem v rámci SA. Zesílení intenzity nebo naopak zeslabení intenzity AMOC má výrazný vliv na vývoj klimatu.

Obr. 13 Termohalinní cirkulace



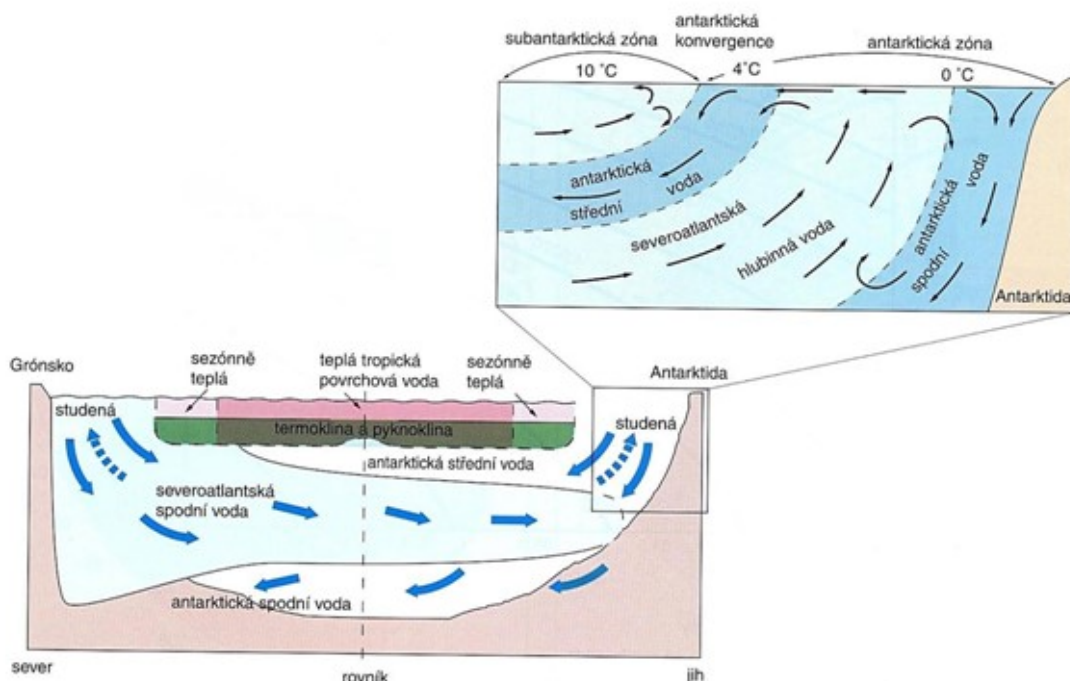
Zdroj: Thurman, Trujillo 2005

Vysvětlivky: Červeně – teplé mělké proudy, modře – studené hlubinné proudy.

Vlivem snížení teploty vzroste hustota a následujícím poklesem vody dojde ke vzniku hlubokomořského proudu (Thurman, Trujillo, 2005). Motor pro hlubinné proudy v SA je AMOC, jejíž rozdílné hustoty vody jsou dostatečně silné, aby umožnily pokles vody s vyšší hustotou, i když jsou rozdíly hodnot relativně malé. Vliv na AMOC má zvýšení salinity a snížení teploty vody, kde se jedná o procesy, které zvyšují hustotu vody a umožňují tak vodě s vyšší hustotou klesat dolů. V SA vzniká AMOC v okolí ostrova Island, kde je nejnižší hustota vody v této oblasti. Teplota vody má na hustotu vody vyšší vliv než salinita, která má hlavní vliv pouze ve vysokých z. š. (Thurman, Trujillo, 2005).

K napojení vodních mas (obr. 14) tak dochází převážně ve vyšších z. š. do hlubokomořské cirkulace. Procesy, při kterých dochází ke změně hustoty vody se vyskytují pouze na povrchu, protože teplota a salinita vody se ve větších hloubkách téměř nemění. Zdroje vody pro Severoatlantskou hlubinnou vodu vznikají v Norském moři, kde společně s vodou z Irmingerovo, Labradorského a Středozemního moře odtékají povrchovým proudem do SA. Ačkoliv se jedná o Severoatlantskou hlubinnou vodu, najdeme ji následně rozšířenou ve všech oceánech.

Obr. 14: Rozložení a cirkulace vodních mas AO



Zdroj: Thurman, Trujillo 2005

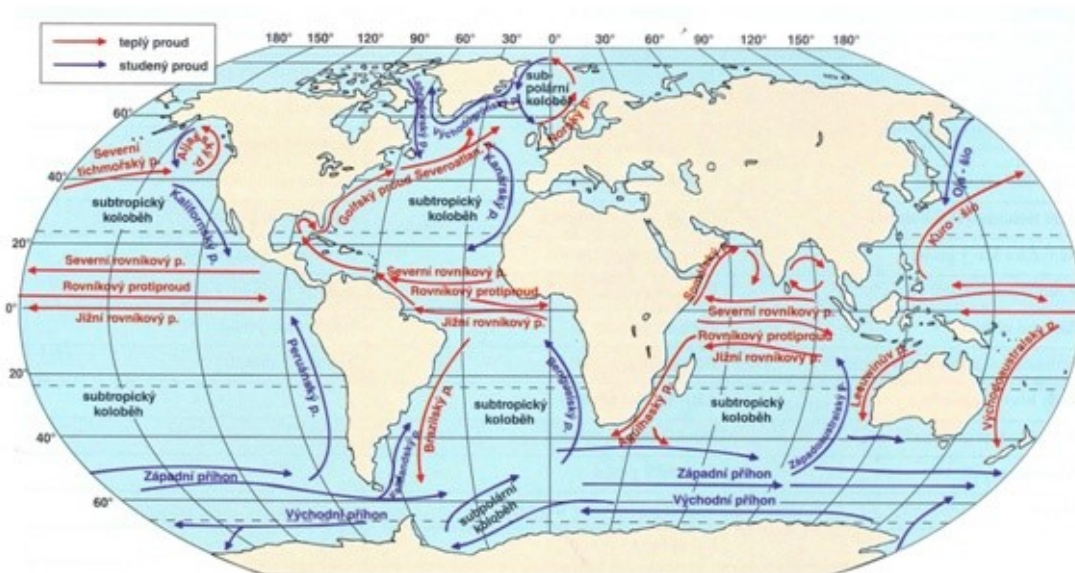
Kromě klesající studené vody sestupnými proudy ve vyšších z. š. dochází také k výstupu hlubinné mořské vody. Na rozdíl od povrchových proudů, které urazí stejnou vzdálenost za přibližně hodinu, tak hlubokomořské proudy tuto vzdálenost urazí za cca jeden rok (Thurman, Trujillo, 2005).

AMOC má také podstatný vliv na vyšší teplotu severní polokoule oproti jižní polokouli vlivem zmiňovaného přenosu tepla. Projevuje se v různě dlouhých období, ale v multidekádních časových řadách mohou být změny AMOC spojeny s průměrnou povrchovou teplotou vody (Deser a kol., 2010), která bude rozepsána v kapitole 5.

4.2 Pobřežní proudy

Nejčastější příčiny vzniku mořských proudů jsou vzdušné proudění v přízemních vrstvách atmosféry, rozdílné hodnoty teploty a salinity částí vodních mas oceánské vody, setrvačnost driftoých proudů, vyrovnání úbytku vody přítokem ze sousední oblasti a vlnění se slapovými jevy (Thurman, Trujillo, 2005). Mořské proudy (obr. 15) přenášejí velké množství vody na dlouhé vzdálenosti a jedná se o přenos vodních mas přibližně stejné teploty v určitém směru. Jsou součástí cirkulace v celém oceánu a určují teplotu jak v hloubce, tak i na povrchu a mají výrazný vliv na okolní pevninu.

Obr 15: Systém povrchových mořských proudů



Zdroj: Thurman, Trujillo, 2005

Vysvětlivky: Červeně – teplý proud, modře – studený proud.

Povrchové proudění v tropickém a subtropickém pásmu SA je ovlivněno polohou Azorské anticyklóny, v mírném pásmu hraje významnou roli rozmístění kontinentů a ostrovů a jejich tvar. V tropické oblasti proudí od afrických břehů k pobřeží Jižní Ameriky Severní rovníkový a Jižní rovníkový proud hnaný pasáty. Zde začíná Severoatlantský koloběh. Spojený Severní a Jižní rovníkový proud se směrem do Mexického zálivu větví na Karibský proud protékající Yucatánským průlivem a Antilský proud. Ke Karibskému proudu se následně připojuje Antilský proud, který protéká Floridským průlivem. Jedna z příčin vzniku Golského proudu (obr. 16) je přebytek vody, který se vlivem pásových větrů přitékajících Yucatánským průlivem hromadí v Mexickém zálivu a zvyšuje tak rozdíl výšky hladiny vody oproti SA (Kukal a kol., 1977). Teplý golský proud následně protéká Sargasovým mořem, kde silně meandruje a dává vzniknout menším vedlejším koloběhům. Na jihu Velké Newfoundlandské lavice se teplý Golský proud spojuje se studeným Labradorským proudem přitékajícím ze severu. Labradorský proud tak přináší chladnou vodu až do 40-50° s. š., kde ochlazuje přiléhající atmosféru pod hranici rosného bod a v oblastech Newfoundlandské lavice se často tvoří mlhy (Kukal a kol., 1977). Zhruba okolo 40° s. š. Golský proud přechází v Severoatlantský proud, který vlivem jihozápadních větrů protéká celým Atlantským oceánem (Kukal a kol., 1977). Podél rovnoběžek ze západu na východ dochází k urychlení Golského proudu vlivem zonálního proudění. Vlivem morfologického dna, které se zvedá a tvarem evropského kontinentu dochází také k urychlení Golského proudu a přibližováním k Evropě se jeho směr stáčí z východu na sever, odkud teče podél břehů Skandinávie, kde ovlivňuje Norské pobřeží. Norské pobřeží by s ohledem na vysokou z. š. mělo mít chladné zimy. Díky vlivu teplého Golského proudu, nazývaného Severoatlantský proud se podle Thurman a Trujillo (2005) „teplota v severní Evropě vlivem Golského proudu zvyšuje až o 9 °C, což dostačuje k tomu, aby baltské přístavy zůstaly bez ledu po celý rok“. Rozdíly teplot (obr. 10) jsou patrné například ve stejné z. š. mezi pobřežím Kanady a Norska. Ze Severoatlantského proudu se odděluje Irmingerův proud, který teče k jižnímu pobřeží ostrova Island a zasahuje až do Grónského moře. Na východě Grónska se Severoatlantský proud stáčí severozápadně směrem k Baffinovu ostrovu a uzavírá tak koloběh v severní části SA.

Obr. 16: Termohalinní cirkulace v SA



Zdroj: Canstockphoto 2013

Jižní větev neboli Kanárský proud, která se odděluje přibližně na 40° s. š. od Golfského proudu, se stáčí vlivem pasátových větrů a vede až ke Kanárským ostrovům, kde splývá se Severním rovníkovým proudem a uzavírá tak celkový koloběh v SA. Chladný Kanárský proud způsobuje, že teploty moře v okolí Kanárských ostrovů jsou nižší než v jiných oblastech se stejnou z. š. (obr. 10).

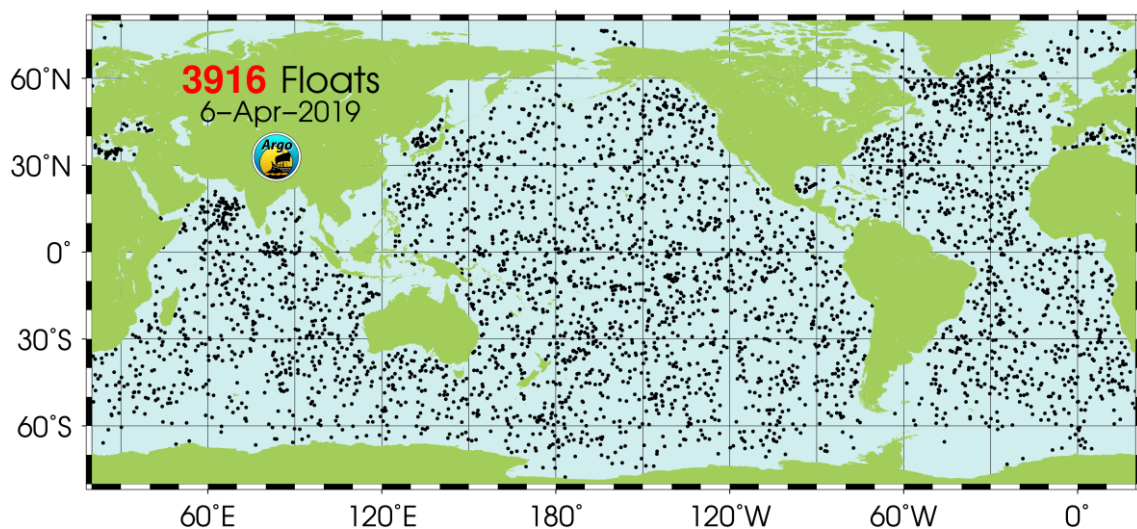
Velké výstupné proudy, které nacházíme převážně na východních okrajích oceánů, ovlivňují teplotu vody. To má za následek nižší teploty vody ve východních částech oceánu a teplejší na západních pobřežích (obr.10). Teplotu vody v SA ovlivňují také arktické vody proudící mezi Grónskem a Špicberky, které mají teplotu vody -1,4 °C v hloubce 2 000 m a vlivem morfologického dna mají možnost proudit do SA (Kukal a kol., 1977).

5 Změny povrchové teploty vody

5.1 Způsoby měření SST

Počátky měření SST se datují ke konci 19. století, kdy se využívala pobřežní měření, měření z lodí a měření pomocí plováků umístěných na bójích. Od 80. let 20. století je většina dat o SST ze satelitního pozorování. Pomocí radiometrů se měří SST v horní vrstvě molekul oceánu, kde jsou snímány hodnoty přibližně v hloubce od 10 μm do 1 mm pod povrchem (PO.DAAC, 2015). Satelity Terra a Aqua spravované organizací NASA umožňují sběr 3x více dat za 3 měsíce než ostatní kombinovaná měření SST provedená před měřením pomocí satelitů. Měření satelitů Aqua od NASA je založeno na pozorování Moderate Resolution Imaging Spectroradiometr (MODIS), kde se měří pouze hladina SST v řádkách jen několik milimetrů (NEO, 2018). Kromě pozorování MODIS dochází k měření SST také pomocí satelitů Sentinel-3 (spravované Evropskou organizací Copernicus), které slouží primárně k oceánským misím. Sentinel-3 navíc kromě SST měří také například barvu oceánu a půdy, topografii mořského povrchu a výšku hladiny moře (ESA 2019). V nedávné době byl spuštěn program GDP neboli Global Drifter Programme poskytující v pravidelném intervalu okolo 60 000 nočních měření SST za jeden měsíc v hloubce menší než 0,2 metru. Data z plováků se používají k doplnění, a také k validaci satelitních měření. Plováky z GDP se tak staly největším přínosem měření dat SST a salinity (PO.DAAC, 2015). Kromě programu GDP dochází k přímému měření pomocí přílivových měřidel systému ARGO (obr. 17). Systém Array for Real-time Geostrophic Oceanography (ARGO) začal měřit teplotu vody a salinitu v roce 1999, ale dostatečného plošného rozmístění dosáhl až v roce 2005 (Yi, Heki, Qian, 2017).

Obr. 17: Pozice plováků z dat za období 8.3. až 6.4.2019



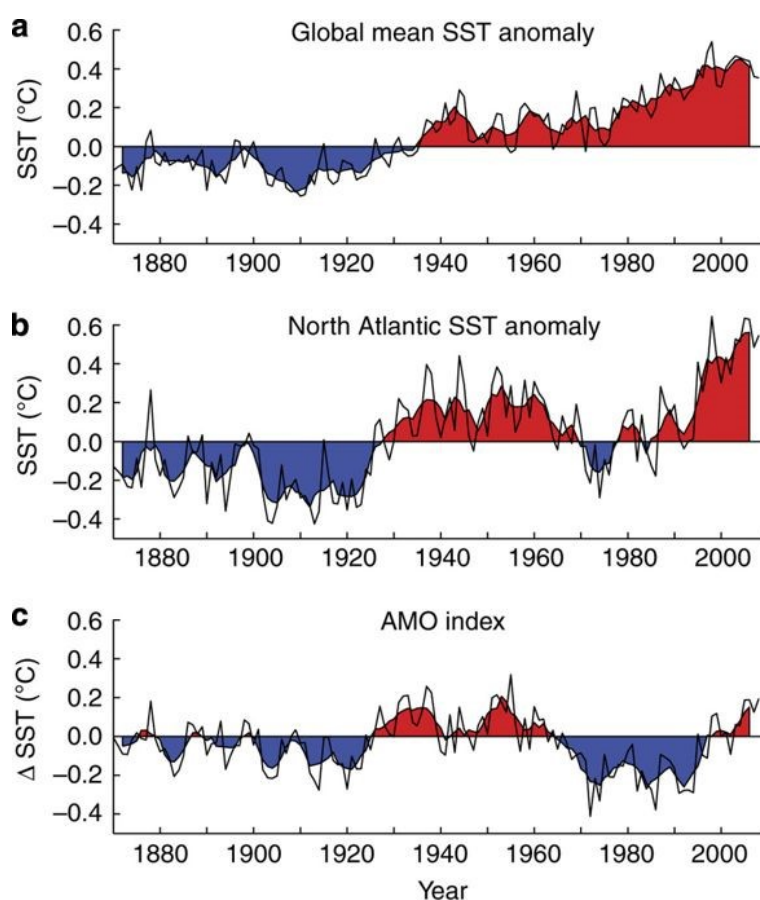
Zdroj: ARGO 2019

Existuje několik databází pozorování SST, kde nejstarší měření jsou z konce 19. století. Data SST z oblasti východního pobřeží Severní Ameriky shromáždila Laboratoř námořního výzkumu adaptivní ekosystémové klimatologie (anglicky Naval Research Laboratory Adaptive Ecosystem Climatology, AEC). Data o teplotě vody na západní straně SA jsou k dispozici také z Bedfordského institutu oceánografie v Kanadě (BIO 2019). Severoatlantické SST jsou k dispozici z Mezinárodního data setu oceán-atmosféra (anglicky International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, ICOADS). Další databáze pocházejí z projektu Global Ocean Data Assimilation Experiment, GODAE, High-Resolution Sea Surface Temperature Pilot Project (GHRSSST-PP).

5.2 Atlantická multidekádní oscilace

Atlantická multidekádní oscilace (anglicky Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO) označuje kvaziperiodické změny SST v SA vzhledem k dlouhodobé průměrné teplotě. Její perioda se pohybuje v rozmezí 60-90 let (Knudsen a kol., 2011) (obr. 18). Je definována jako odchylka průměrné hodnoty SST na ploše vymezené 0° a 60° s. š. a 80° až 0° z. d., aby byla zachycena přirozená variabilita (Clement a kol., 2015). Zpočátku nebylo jasné, zda jde o přechodný výkyv teploty povrchu oceánu nebo o pravidelnou oscilaci, neboť jsou data dostupná pouze za sto padesát let (Delworth, Mann, 2000). Vnitřní variabilita AMO ovšem naznačuje souvislost s AMOC a nyní se AMO považuje za pravidelnou oscilaci (Vellinga, Wu, 2004). Tento názor podpořily i studie, které ukazují, že SST je hlavním nositelem multidekádního signálu (Knight a kol., 2005) a souvisí také s cyklickými změnami sluneční aktivity (Velasco, Mendoza, 2008). Na základě spektrální analýzy proxyklimatických dat ze Severoatlantské oblasti (anglicky North Atlantic region, NAR) se podařilo se prokázat, že existují oscilace v rozmezí 55-70 let, které charakterizují proměnlivost SA a atmosféry (Knudsen a kol., 2011).

Obr. 18 Změny SST ve všech oceánech a v SA v letech 1870-2008



Zdroj: Knudsen a kol., 2011

Vysvětlivky: a) globální průměrné anomálie SST z HadISST (Rayner a kol., 2003)

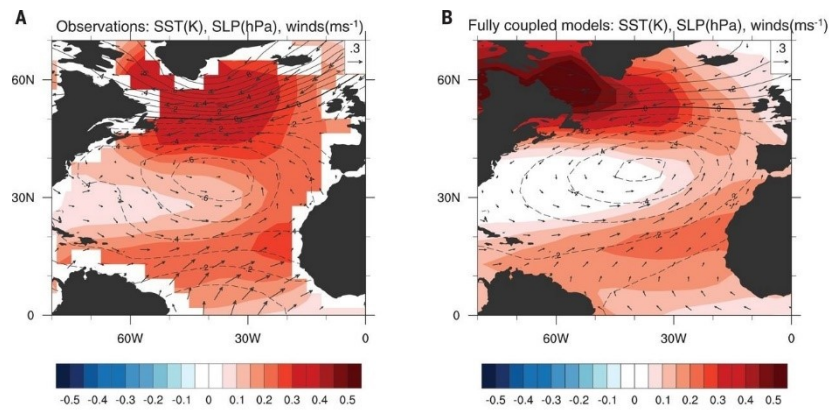
a) roční průměrné anomálie SST v SA

b) index AMO definovaný odečtením globálních SST (a) od SST v SA (b)

Fyzikální mechanismus AMO nebyl doposud pořádně pochopen, jelikož přímá měření AMO jsou dostupná teprve od roku 2004 (Clement a kol., 2015). Předchozí teorie byly založeny na souvislosti AMO s AMOC. V klimatických modelech byla prokázána korelace mezi AMOC a SST v SA; ukazuje se, že při oslabení AMOC je SA teplejší (Trenary, DelSole, 2016). Klimatické modely jsou schopny reprodukovat prostorové rozložení pozorovaných SST a její vazbu s atmosférickou cirkulací (Clement a kol., 2015).

Při teplé fázi AMO je severní část SA teplejší (obr. 19) a v oblasti subtropů jsou teploty nižší, což vede ve středních z. š. ke slabším západním větrům (Clement a kol., 2015). Pro pozorované změny SST v souvislosti s AMO je charakteristický tvar podkovy (obr. 19).

Obr. 19: Pozorovaná a modelovaná simulace AMO



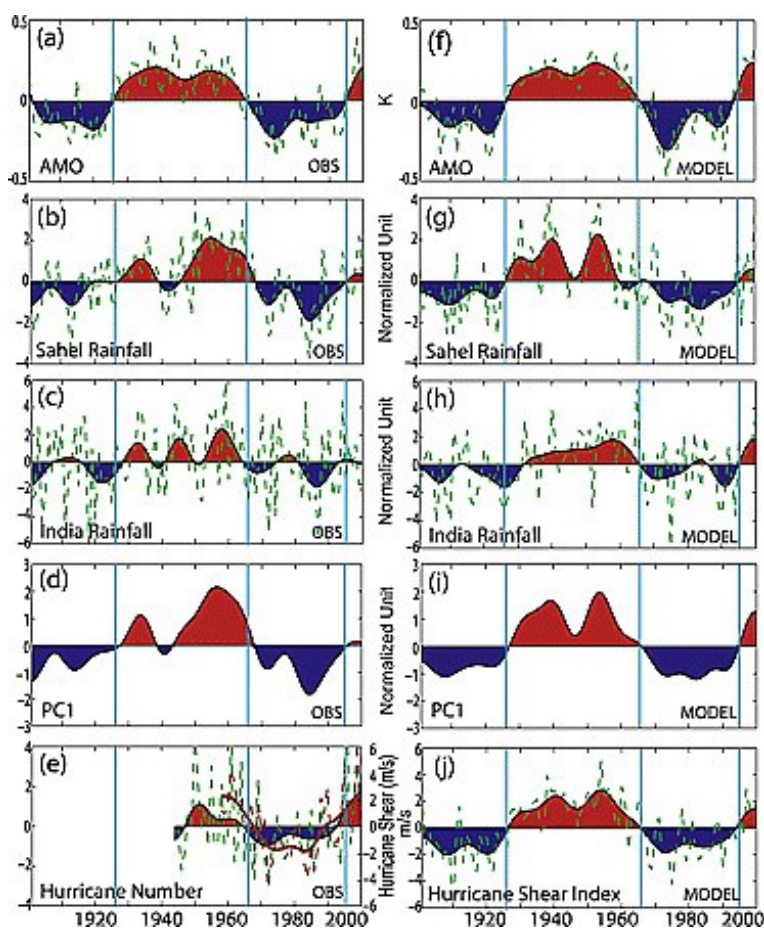
Zdroj: Clement a kol., 2015

Vysvětlivky: a) pozorovaná SST, tlak na hladině moře (SLP) a povrchové větry
regresní na index AMO

b) modelovaná SST, SLP a povrchové větry regresní na index AMO

Podstatný je vliv AMO i v regionálním měřítku, kde ovlivňuje například srážky v severovýchodní Brazílii, srážky v Sahelu, hurikány v Atlantiku a klima na evropském a severoamerickém kontinentě (Knight a kol., 2006). Vazby mezi AMO, sahelskými srážkami a hurikány v SA byly založeny na statistických analýzách pozorovaných údajů. Letní dešťové srážky v Sahelu (obr. 20) jsou při chladné fázi AMO podnormální (Zhang, Delworth, 2006). Vlhké období v západní centrální Indii je spojeno s pozitivní fází AMO v letech 1926-1965, naopak při negativní fázi AMO byla zaznamenána období sucha během let 1901-1926 a později 1965-1995 (Zhang, Delworth, 2006). Pozorovaný index AMO souvisí také s počtem hurikánů v AO (obr. 20).

Obr. 20: Pozorovaná (sloupec vlevo) a modelovaná (vpravo) variabilita dopadů AMO



Zdroj: Zhang, Delworth, 2006

Vysvětlivky po řádcích: a) index AMO (odvozený z HadISST (Rayner a kol., 2003)

f) Modelovaný AMO index

b, g) anomálie srážek v Sahelu v pozorovaných datech a v modelu

c, h) anomálie srážek na západě Indie v pozorovaných datech a v modelu

d, i) časová řada hlavní komponenty srážek v Sahelu v pozorovaných datech a v modelu

e, j) Pozorované a modelované anomálie počtu hurikánů v AO

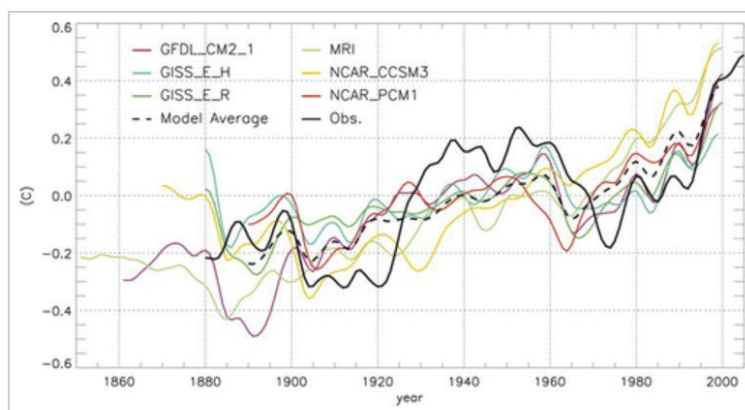
5.3 Dlouhodobé změny

V posledních dekáдах byly zaznamenány dva alarmující trendy v SA. Jedná se o zvýšení četnosti a intenzity hurikánů a rychlý pokles objemu ledovcového hřebenu v Grónsku (Ting a kol., 2009). K těmto změnám došlo v důsledku výrazného oteplování v SA, což zapříčinilo debatu, zda se jedná o přirozenou variabilitu, antropogenní vlivy nebo obojí dohromady.

Zdrojem zvýšení četnosti hurikánů může být jak přirozená variabilita SST (Landsea, 2005) tak i globální oteplování (Santer a kol., 2006).

Obr. 21 znázorňuje několik časových úseků kdy docházelo k teplotním změnám. Relativně chladné období v SA bylo od roku 1900 do roku 1925, poté následovalo teplejší období od roku 1930 do roku 1960, opět chladnější období od roku 1970 do roku 1990 a nakonec prudký nárůst teplot (Ting a kol., 2009). Od roku 1990 do roku 2005 se ale velká část SA výrazně ochladila, a to přibližně o 0,45 °C, což zvrátilo předchozí trend oteplování (Robson a kol., 2016). Analýzou pozorování a nejmodernějšími klimatickými modely bylo prokázáno, že ochlazení se shoduje s oslabením síly oceánského transportu tepla v důsledku snížení hustoty vody v Labradorském moři (Robson a kol., 2014).

Obr. 21: Pozorované změny SST v SA v letech 1900-2000



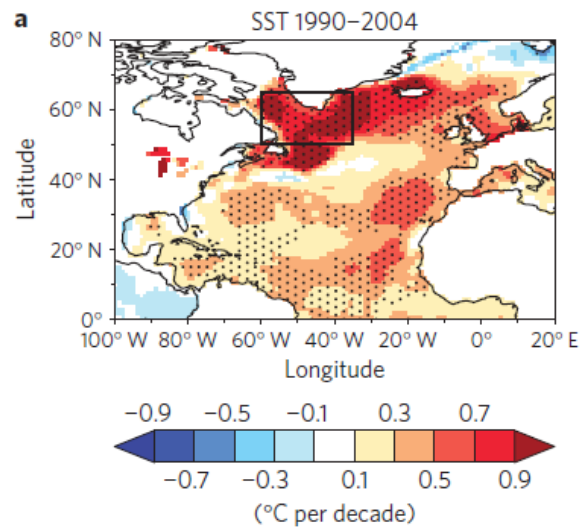
Zdroj: Ting a kol., 2009

Vysvětlivky: černá plná křivka – pozorované změny SST, černá přerušovaná křivka – průměr modelů, barevné křivky – jednotlivé modely simulující SST ve 20. století

Změny SST v SA zaznamenané za posledních sto let jsou spojené s důležitými změnami salinity a cirkulace (Barrier a kol., 2014). V letech 1990-2004 (obr. 22) došlo ke zvýšení teploty v SA a také ke zvýšení jeho salinity, zejména v subpolární oblasti. Přímá a nepřímá pozorování ukazují, že po roce 2005 došlo k oslabení vlivu AMOC a některé studie naznačují, že díky tomu by mohlo v následujících dekádách dojít k rozsáhlému ochlazení SA (Robson a kol., 2016). K patrnému ochlazení již ale dochází ve 35°-65° s. š. nebo na 50° s. š. (obr.23). Na jih od ostrova Newfoundland došlo v letech 2005-2014 naopak k oteplování a ke zvyšování salinity. Trend ochlazení SST je ale citlivý vůči koncovým bodům analýzy daného trendu, a proto jsou

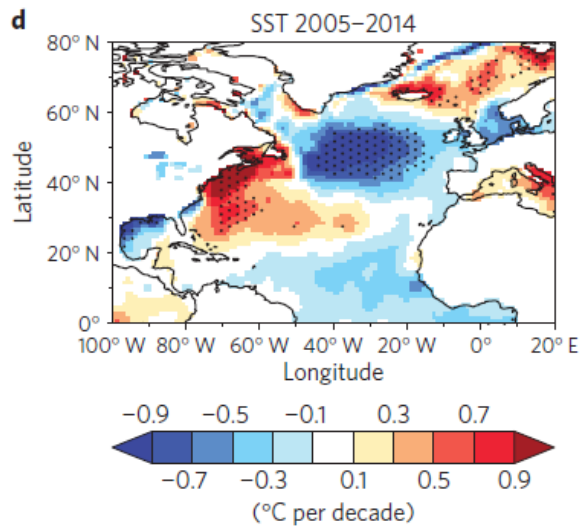
autoři studie Robson a kol. přesvědčení, že se ochlazování severní části SA děje jako důsledek multidekadní změny (Robson a kol., 2016).

Obr. 22: Trendy SST v SA v období 1990-2004 zobrazené ve °C/dekádu



Zdroj: Robson a kol., 2016

Obr. 23: Trendy SST v SA v období 2005-2014 zobrazené ve °C/dekádu

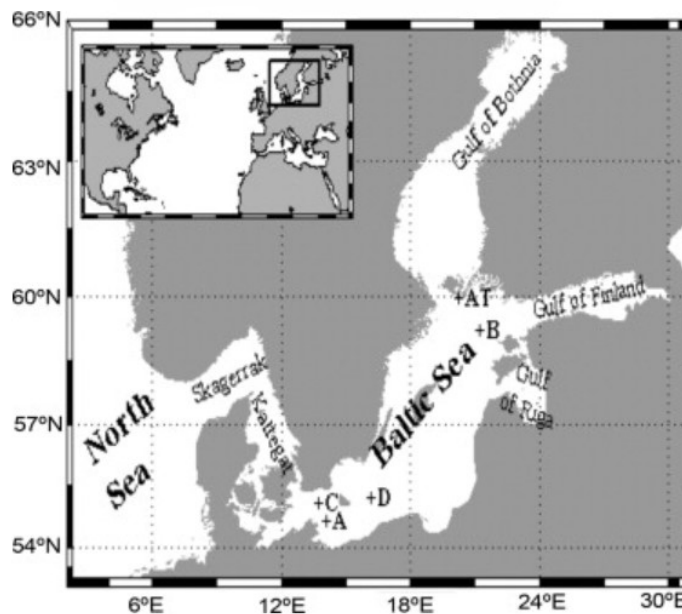


Zdroj: Robson a kol., 2016

Ačkoliv v SA je trend ochlazování přibližně $-0,45$ °C za 10 let, tak v oblasti Baltského moře dochází naopak ke zvyšování teploty. Ke sledování změn SST a trendů byla použita data z družicového měření za třicet dva let (1982-2013). Výsledky práce Stramska a Białogrodzka (2015) ukazují, že dochází ke statisticky významnému trendu zvyšování SST v Baltském moři

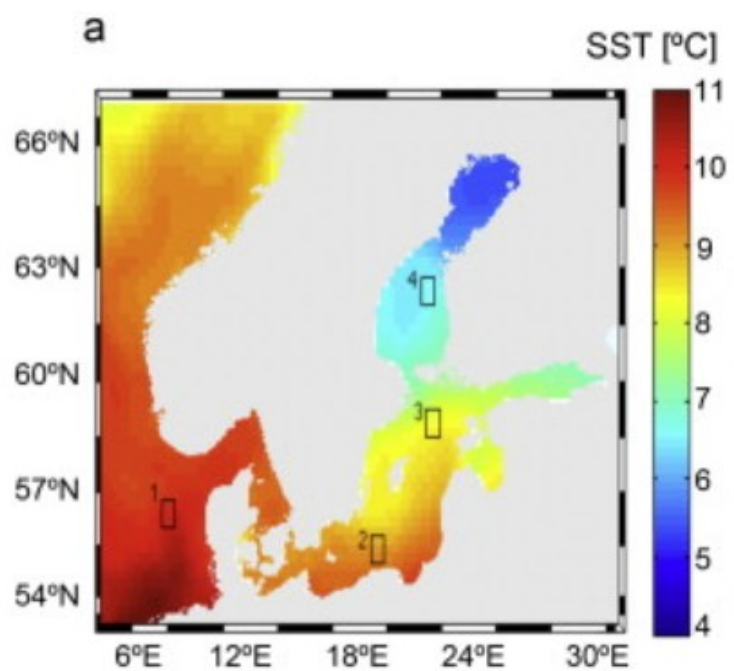
v rozmezí od 0,03 do 0,06 °C za rok v závislosti na lokalitě. Průměrný roční nárůst teploty Baltského moře je 0,05 °C za rok, nejvyšší hodnoty nárůstu pozorujeme v letních měsících, ale nejsou tak významné jako nárůst teplot v zimních měsících (Stramska a Białogrodzka, 2015). Porovnání teplotních trendů z Baltského moře a ze Severního moře, které se nacházejí v podobných z. š. (obr. 24) ukazují, že významně vyšší jsou trendy SST Severního moře. Třicetiletý trend teplot Baltského moře (obr. 25) je (1,56 až 2,81 °C za 10 let), kdežto v Severním moři je teplotní trend (3,13 až 3,44 °C za 10 let) blízko hranice s Baltským mořem. Existují také rozdíly mezi severní a jižní částí Baltského moře, což může být způsobeno i jeho z. š. od přibližně 53° do 66° (Stramska a Białogrodzka, 2015). Trendy nárůstu SST Baltského moře jsou vyšší než globální trendy SST (Stramska a Białogrodzka, 2015). Variabilita SST v Baltském moři je také ovlivněna NAO (Kauker, Meier, 2003).

Obr. 24: Lokality použité k porovnání trendů SST a teploty vzduchu v Severním a Baltském moři



Zdroj: Stramska, Białogrodzka, 2015

Obr. 25: Změna teplot v Baltském moři z období 1982-2013 spočítaná pomocí lineárního trendu



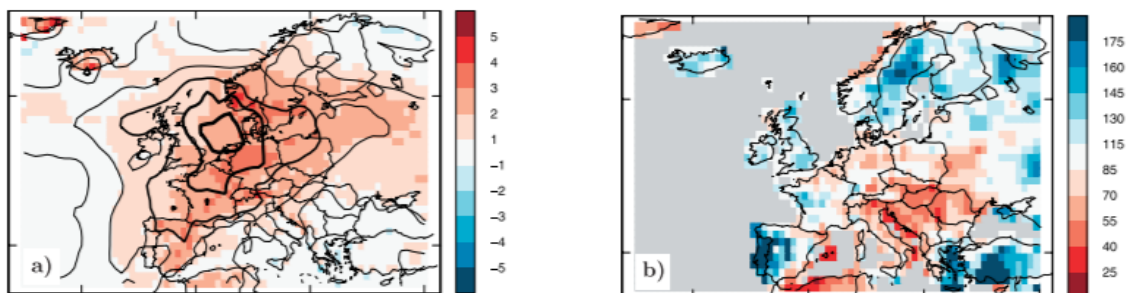
Zdroj: Stramska a Białogrodzka, 2015

6 Vliv SST v SA na klima v Evropě

6.1 Vliv SST na Baltské moře

V Evropě dochází již více než třicet let k oteplování a v roce 2003 se vyskytly extrémně vysoké teploty během letních měsíců. Tyto nečekané vlny veder měly závažné dopady na lidské zdraví (WHO, 2003), kvalitu ovzduší (Vautard a kol., 2005) a vegetační produkci (Ciais a kol., 2005). Teplotní výkyvy měly za důsledek změny socioekonomických a environmentálních systémů (Cauttiaux a kol., 2011). Extrémních teplot bylo dosaženo také na podzim 2006 (AU06), v zimě 2006/2007 a na jaře 2007 (Luterbacher a kol., 2007), kdy opět došlo k narušení ekosystémů a změně fenologie (Piao a kol., 2008). Ve studii Luterbacha a kol., (2007) zaměřené na okolí Středozemního moře bylo prokázáno, že září 2006 a únor 2007 byly nejteplejšími měsíci za posledních pět set let. Teploty vzduchu v Evropě během AU06 (obr. 26) byly v průměru o cca 2,4 °C vyšší než průměrná podzimní teplota v posledních pět seti letech. K tomu byly zaznamenány extrémně nízké srážky v některých regionech jižní Evropy (obr. 26).

Obr. 26: Anomálie teplot vzduchu a srážek AU06

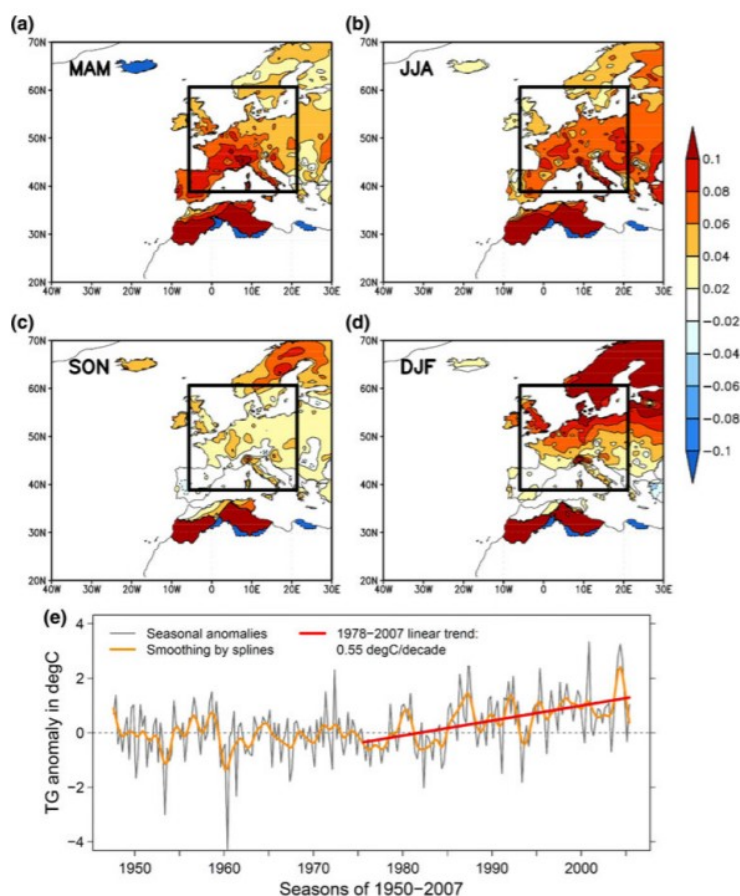


Zdroj: Luterbach a kol., 2007

Vysvětlivky: Odchytky teplot vzduchu (a) a srážek (b) od průměru 1961-1990

Pochopit příčiny vzniku těchto extrémů je velmi důležité, abychom mohli zmírnit jejich dopad. Statistické analýzy ukázaly, že meziroční anomálie sezónních teplot lze rekonstruovat pomocí indexu NAO a hodnot SST v SA. Experimenty provedené pro období 2003-2007 modelem z Pensylvánské univerzity MM5 naznačují, že kladné anomálie SST v SA zvyšují teplotu nad Evropou (Cauttiaux a kol., 2011). Anomálie SST totiž zvyšují skleníkový efekt a přispívají k ohřevu povrchu evropského kontinentu. Oteplování evropského kontinentu (obr. 27) se liší v každém ročním období, ale lineární trend za období 1978-2007 ukazuje, že se teplota průměrně zvyšuje o 0,55 °C za 10 let (+/- 0,16 °C) v průběhu zkoumaných 30 let (Cauttiaux a kol., 2011).

Obr. 27: Mapa lineárních trendů ročních období v letech 1978-2007



Zdroj: Cauttiaux a kol., 2011

Vysvětlivky: a) jaro b) léto c) podzim d) zima

e) časová řada anomálií teplot vzduchu v oblasti 5° z. d. a 20° v. d. a 40-60° s. š.

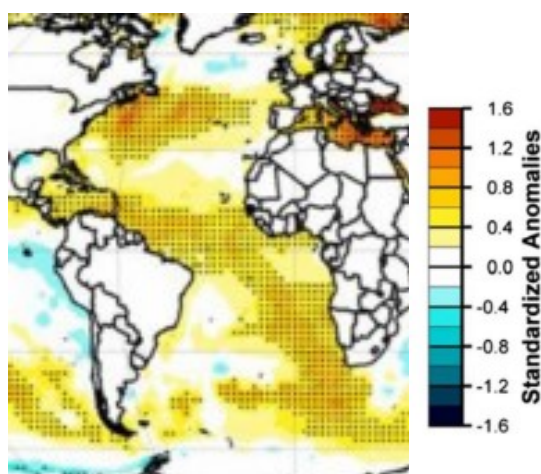
Nejvýznamnější a nejvyšší trend teplot je pro letní a jarní období 0,67 °C (+0,24 °C) a 0,66 °C (+0,26 °C) za 10 let, což souhlasilo s výsledkem další studie od autorů Scherrer a kol. z roku 2007. V zimním období se výrazně projevuje meziroční variabilita, kde interval spolehlivosti je dvakrát tak větší než pro ostatní období, což snižuje statistickou významnost, ale stále se nachází v kladných hodnotách 0,59 °C (+0,46 °C) za 10 let (Cauttiaux a kol., 2011). Na podzim dosahuje trend opět kladných hodnot 0,30 °C (+0,26 °C), ale není tolik výrazný jako u ostatních ročních období. Výsledky práce potvrdily, že statistické i modelové přístupy vykazují silnou sezónní závislost povrchu evropského kontinentu na hodnotách SST v letech 2003-2007. Obě metody také odhadují, že 30 % anomálií AU06 jsou způsobeny právě SST v SA (Cauttiaux a kol., 2009), ale v létě je tento vliv pouze 10-25 % (Ferranti, Viterbo, 2006). Cauttiaux a kol. (2011, s. 2125) prokázali v jejich studii, že „nedávné oteplování

evropského kontinentu nelze vysvětlit pouze změnami v atmosférickém oběhu, ale musí se také brát v potaz úloha SST v SA“.

Další studie od autorů Ionita a kol. z roku 2015 zkoumá vlivy SST na sezónní srážky. Vztah mezi SST v SA a anomáliemi atmosférických cirkulací velkoplošného měřítka jsou zkoumány pomocí statistické analýzy a reanalýzy pozorovaných dat (Ionita a kol., 2015). Data o SST v SA z let 1901-2012 z datového souboru HaidISTT (anglicky Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature, HaidISST) byla použita ke zjištění standardizovaného indexu srážek a evapotranspirace SPEI3 za období tří měsíců (anglicky Standardized Precipitation-Evapotranspiration Index, SPEI), který je stejný jako SPEI (McKee a kol., 1993), ale zahrnuje navíc SST (Ionita a kol., 2015).

Sezóny bohaté na srážky a období sucha jsou závislé na sezónní variabilitě. Ačkoliv se jednotlivá sezónní variabilita liší od jedné sezóny k druhé, tak mezi sebou vykazují podobnost. V zimním období má výrazný vliv na výskyt srážek nebo sucha Arktická oscilace, polární nebo euroasijské módy a AMO (Ionita a kol., 2015). Během období léta jsou bloky v atmosférické cirkulaci jeden z hlavních důvodů výskytu sucha nebo vlhka, ale na podzim jsou srážky ovlivňovány spíše NAO. Vliv SST na období sucha a vlny veder v centrální a východní Evropě v letních měsících byl prokázán také v (Cassou a kol., 2005). Kompozitní mapa (obr. 28) ukazuje anomálie SST v SA během období sucha a veder zaznamenaných v letech 1901-2012 podle studie (Cassou a kol. 2005).

Obr. 28: Kompozitní mapa anomálií SST v SA

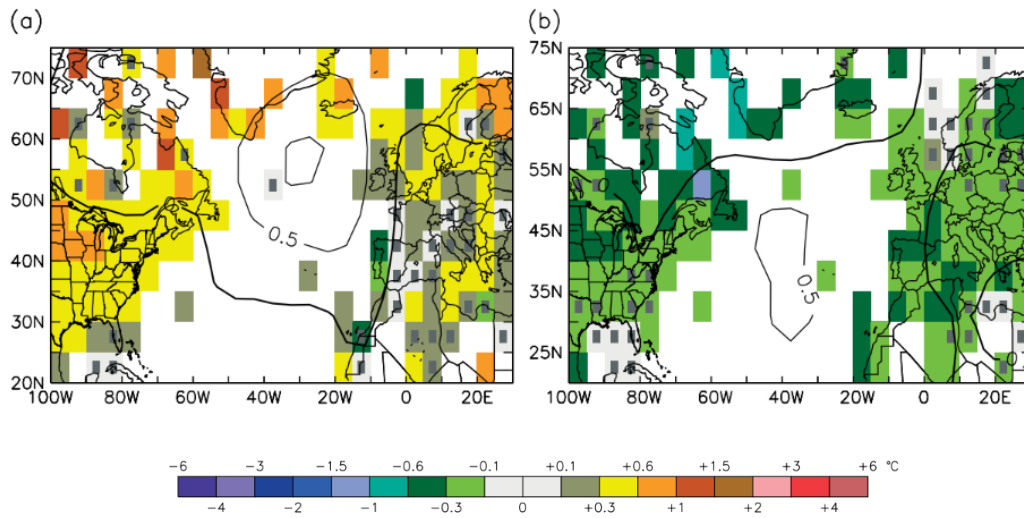


Zdroj: Ionita a kol., 2015

Změnami SST a jejich vlivy se zabývali také autoři Arguez a kol., (2009), kteří pozorovali teplotní vlivy proudění spojeného s nízkofrekvenčními anomáliemi SST v SA nad Evropou a Východní Amerikou. Teplotní anomálie vzduchu nad Evropou jsou analyzovány během dvou extrémních fází nízkofrekvenčních režimů SST v SA v letech 1906-2005 (Arguez a kol., 2009). Pozorované hodnoty SST byly získány z data setu ERSS. Významnou roli v globálním systému oceán-atmosféra má dle autorů právě SA. V SA proudí Golfský proud, který je zdrojem pro AMOC, a také je zdrojem pro zimní konvekce a tvorbu hlubinné vody, které vznikají v Labradorském a Grónském moři (Siedler a kol., 2001). Klimatický vliv nízkofrekvenčních módů SST v SA na teplotu vzduchu byl zkoumaný již v minulých dekádách. Konkrétně v této studii byl zkoumaný vliv SST v SA v souvislosti s NAO a AMO nad Evropou a východní Severní Amerikou a spojuje tak studie provedené v minulosti. Hlavní mód vysvětlující změny SST v SA (PC1) je jednoznačně spojen s AMO, která se vyskytuje v multidekádním měřítku a způsobuje významné teplotní změny na přilehlých kontinentech převážně v letních měsících. Druhý mód vysvětlující změny SST v SA (PC2) se opakuje v meziročních nebo kvazidekádních časových intervalech, je spojen s NAO a jeho nejintenzivnější dopad je v boreální zimě. Křížová korelační analýza ukazuje, že časové řady NAO vedou časovou řadu sekundárního režimu SST v rozmezí 3-6 měsíců (Arguez a kol., 2009). Hlavní režim SST zjevně zahrnuje vliv atmosféry na oceán (Sutton, Hodson, 2005), ale sekundární režim ovlivňuje převážně NAO (Arguez a kol., 2009).

Průměrná roční teplota vzduchu nad Severní Evropou je o 0,5 °C-1 °C (obr. 29 a) vyšší vlivem kladných anomálií SST, které se vyskytují nad celým SA (obr. 30 a). K nejvýraznějším nárůstům teplot vzduchu v Evropě dochází v letních měsících, kdy se teplota vzduchu liší o 0,5 °C-1,5 °C vlivem kladných anomálií SST v souvislosti s AMO. Nad téměř celým územím Evropy dochází k nejvýraznějším poklesům teplot vzduchu o -0,5 °C opět v jarních a letních měsících, kdy záporné anomálie SST souvisejí s NAO. K ochlazení teploty vzduchu nad Evropou (obr. 29 b) dochází vlivem záporných anomálií SST (obr. 30 a).

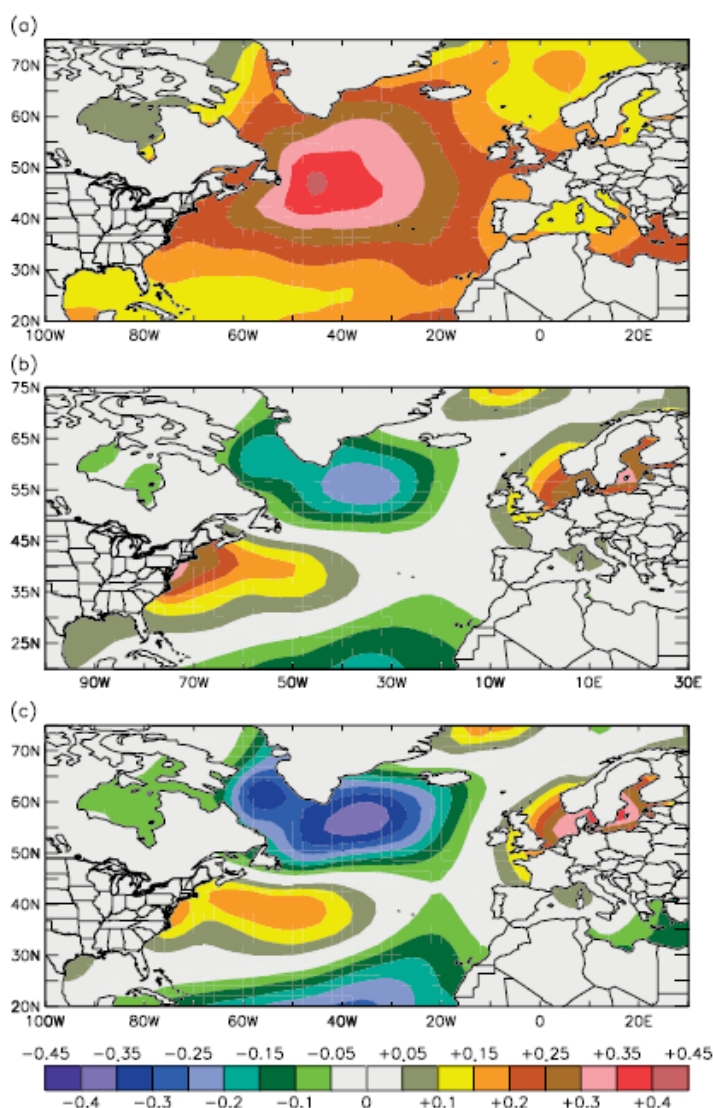
Obr. 29: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné fáze PCI



Zdroj: Arguez a kol., 2009

Vysvětlivky: a) vysoká fáze PCI b) nízká fáze PCI

Obr. 30: Pozorované amplitudy spojené s anomáliemi PC1, PC2 a SST



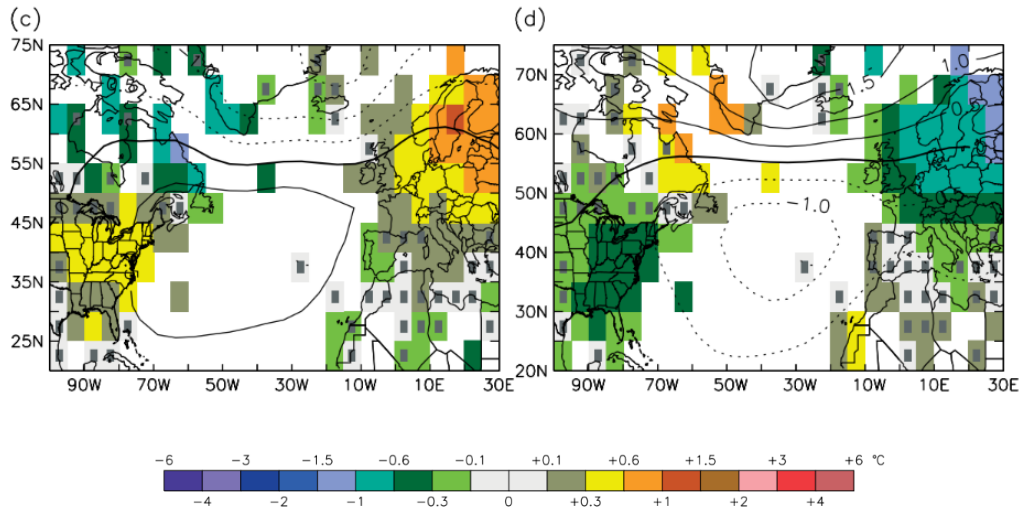
Zdroj: Arguez a kol., 2009

Vysvětlivky: a) anomálie hlavního režimu PC1 b) anomálie PC2 c) anomálie SST konzistentní s časovými řadami NAO

Kladná fáze PC2 (obr. 31 c) je charakterizována teplejšími podmínkami téměř v celé Evropě. Anomálie západních větrů přes subpolární SA jsou spojené se zvýšeným oceánským vlivem v Evropě. Anomálie kladných změn SST (obr. 30 b) vyznačují zřetelné kladné oblasti podél východního pobřeží Skandinávského poloostrova a v oblasti Baltského moře. Anomálie teploty vzduchu přesahují 1 °C na většině území Evropy. Teplotní dopady záporné fáze PC2 (obr. 31 d) jsou téměř přesným opakem kladné fáze PC2. Na území Evropy jsou zaznamenány chladnější podmínky o cca 3 °C a rovněž jsou obráceny anomálie tlakových gradientů

a výsledné změny tepelného posunu. Tato zjištění byla potvrzena v jiné studii od autorů Wang a kol. (2005).

Obr. 31: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné fáze PC2



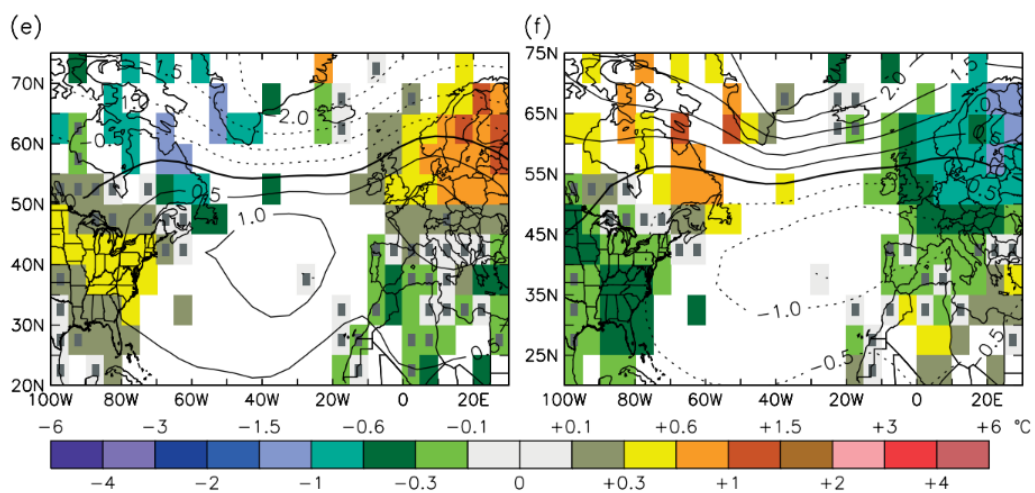
Zdroj: Arguez a kol., 2009

Vysvětlivky: c) vysoká fáze PC2 b) nízká fáze PC2

Vzorci anomálií vzduchu při kladné fázi PC2 jsou srovnatelné s anomáliemi teploty vzduchu spojenými s NAO. Anomálie SST jsou téměř konzistentní s časovými řadami NAO (obr. 30 c) a jsou velmi podobné celoročním teplotám PC2 (obr. 30 b). Prostorový koeficient mezi PC2 a anomáliemi SST konzistentními s NAO je 0,86.

Pozorované amplitudy PC1, PC2 a SST, které jsou konzistentní s časovými řadami NAO (obr. 30) mají výrazný vliv na teplotu Baltského moře. V režimu PC1 roste teplota Baltského moře o 0,15 °C a v oblasti Finského zálivu roste o 0,2 °C. Výraznější vliv na rostoucí teplotu Baltského moře o 0,25 °C má režim PC2 a na jihu Švédska pozorujeme nejvyšší nárůst teploty dokonce o 0,35 °C. Anomálie SST konzistentní s NAO ovlivňují teplotu Baltského moře o maximální hodnotu 0,4 °C.

Obr. 32: Celoroční teplota vzduchu během kladné a záporné fáze NAO



Zdroj: Arguez a kol., 2009

Vysvětlivky: a) vysoká fáze NAO b) nízká fáze NAO

7 Diskuze

Po úspěšné definici Jižní oscilace-El Nino, která byla založena na SST (Bamston a kol., 1997), se začal klást důraz na změny SST i v dalších oceánech. Obzvláště se začala zkoumat SST v SA a jejich vliv na klima v Evropě. SA je velice důležitý i v rámci globálního systému oceán-atmosféra (Arguez a kol., 2009) a má nezanedbatelný vliv na přilehlé kontinenty Severní Ameriky a Evropy.

Nad SA dochází k atmosférické cirkulaci, která ovlivňuje střední a vyšší z. š. a jedná se o NAO. NAO vzniká kolísáním tlaku vzduchu ve středu Azorské anticyklóny a Islandské cyklóny a může se nacházet buď v kladné nebo záporné fázi. Vliv NAO sahá až k oblasti Sibíře a její vliv je výraznější na podzim a v zimě. Kladná nebo záporná fáze NAO se může vyskytovat kdykoliv během roku nebo ve větším časovém měřítku. Kladná fáze NAO ovlivňuje sever Evropy a východ Severní Ameriky, kde jsou zaznamenány vyšší teploty a bohatší přísun srážek. Opačný vliv má na ostrov Grónsko a jih Evropy, kde teploty jsou nižší a klesá také úhrn srážek. Kladná fáze se projevuje také vlivem na Středozemní moře, kde přináší do zmíněné oblasti bouřky a vlhké zimy. Záporná fáze má přesně opačný průběh než fáze kladná a ovlivňuje spíše oblast Baltského moře, kde jejím vlivem jsou zimy suché a velmi chladné.

Cirkulace, ke které dochází uvnitř SA je povrchová a hlubinná cirkulace. Povrchová cirkulace je pouze do několika desítek metrů a dochází k ní pomocí povrchových proudů. Při hlubinné cirkulaci neboli AMOC dochází k míšení vody mezi jednotlivými oceány a jedná se o výměnu vody mezi povrchem a dnem oceánů. AMOC vzniká v důsledku rozdílné hustoty vody a je poháněna downwellingem. V SA je zdroj vody pro vznik AMOC Golský proud. Downwelling se napojuje na hlubokomořské vody a je zakončen upwellingem. Zesílení nebo zeslabení intenzity AMOC je dalším zdrojem změn vývoje klimatu.

Díky moderním satelitním technologiím dochází od 80. let 20. století k soustavnému měření SST společně s měřeními z lodí, bójí a plováků, ke kterému dochází již od konce 19. století. Dlouhodobé měření průměrné teploty přineslo poznatky, že v SA dochází ke kvaziperiodickým změnám SST v rozmezí cca 60-90 let (Knudsen a kol., 2011). Tyto kvaziperiodické změny nesou název AMO, ale jejich přímá měření jsou k dispozici teprve od roku 2004. Dlouhodobá měření prokázala, že v SA dochází k teplejším a chladnějším obdobím, což podle přímých a nepřímých pozorování může souviset také se změnami zesílení nebo zeslabení vlivu AMOC. Nejprve bylo pozorované chladnější období od roku 1900 do roku 1925, poté bylo od roku 1930 do roku 1960 teplejší období a opět chladnější období od roku

1970 do roku 1990, odkud následoval trend oteplování. Od roku 1990 do roku 2005 dochází opět ke zdatelnému ochlazení SA průměrně o 0,45 °C, což zvrátilo předchozí trend nárůstu teploty (Robson a kol., 2016). Ačkoliv došlo k ochlazení SA, tak v oblasti Baltského moře dochází naopak k průměrnému nárůstu teploty o přibližně 0,45 °C za 10 let. V závislosti na lokalitě dochází k nárůstům teplot v rozmezí od 0,3 do 0,6 °C za 10 let.

Změny teplot mají vliv na přilehlé kontinenty Severní Ameriky a Evropy, kde například v Evropě dochází již posledních třicet let k výraznému oteplování. Extrémní teploty, kterých bylo dosaženo v září 2006 byly nejteplejšími za posledních pět set let (Luterbach a kol., 2007). Datové zdroje, které využili autoři k pozorování změn SST na klima v Evropě byly odlišné. Autoři Cauttiaux a kol. (2011) použily datový zdroj SST z Pensylvánské univerzity, která vytvořila společně s Národním centrem pro výzkum atmosféry regionální model páté generace MM5, který slouží k vytváření předpovědí počasí a projekcí klimatu (MM5, 2015). Experimenty s modelem MM5 byly provedeny za období 2003-2007. Jelikož se jedná o model, tak mi připadá období dostatečně dlouhé. Nejvýznamnější trend byl zaznamenán v létě a na jaře, kde se průměrná teplota v Evropě zvýšila o 0,67 °C (+0,24 °C) a 0,66 °C (+0,26 °C) za 10 let. V zimě je výrazný vliv meziroční variability, která způsobuje nižší nárůst průměrné teploty o 0,59 °C (+0,46 °C) za 10 let. Tyto výsledky byly potvrzeny další studií od autorů Scherrer a kol. z roku 2007.

Další studie autorů Ionita a kol. z roku 2011 se zabývala sezónami bohatými na srážky a obdobími sucha indexu SPEI3 v závislosti na variabilitě SST. Datový soubor HadISST, který byl použit se od předchozího liší a zkoumal časový úsek pozorování SST od roku 1901 do roku 2012. Největší závislost SST na indexu SPEI3 byla prokázána v letních měsících a jejich vliv zasahuje až do oblasti střední a východní Evropy, kde nastala období sucha a vlny horka (Cassou a kol., 2005). Stejně jako v předchozí studii vyšla největší závislost SST na změně klimatu v letních měsících, kde docházelo v obou studiích v jižní Evropě ke zvyšování teploty a snižování úhrnu srážek.

Poslední studie od autorů Arguez a kol. z roku 2009 se zaměřila na teplotní vlivy větrů spojených s nízkofrekvenčními anomáliemi SST v SA nad východem Severní Ameriky a nad Evropou. Další data set ERSST, který se opět liší byl použit na pozorovaná data SST v SA mezi roky 1906-2012. Ze zmíněných pozorování SST je toto období nejdelší, i když se s předchozí studií liší pouze o pět let. I v této studii dochází k největším anomáliím teplot v Evropě v letních měsících nejprve při vysoké fázi AMO, kde hodnoty anomálií teplot jsou o 0,5 °C-1,5 °C teplejší a během nízké fáze NAO jsou anomálie teplot o 3 °C vyšší. Během nízké fáze AMO

jsou anomálie teploty vzduchu v Evropě o $-0,5$ °C chladnější a během vysoké fáze NAO o 3 °C nižší. Na většině území Evropy dosahují anomálie teploty vzduchu o přibližně 1 °C více. V oblasti Baltského moře se pozoruje trend nárůstu teplot, který se potvrdil i v této studii, kde nejvyšší nárůst SST Baltského moře konzistentně s fází NAO je o $0,4$ °C.

Na studii od autorů Cauttiaux a kol. 2015 se odkázali v lednu roku 2016 autoři Costoya a kol., kteří se zabývali modulací oteplování SST v Biskajském zálivu u řeky Loiry a Gironde. Autoři Ionita a kol. navázali v roce 2016 na svou předešlou práci z roku 2015 a věnovali se výzkumu sucha v Rumunsku za použití standardizovaného indexu srážení. Kromě této práce pokračovali autoři ve výzkumu evropského sucha z klimatologického hlediska v práci z roku 2017. Na nejvíce citovanou publikaci od autorů Arguez a kol. z roku 2009 navázali v lednu letošního roku 2019 autoři Schmidt a kol., kteří se zabývali vysokofrekvenčními klimatickými oscilacemi, které řídí proměnlivost zamrzání jezer a řek na severní polokouli. Tato proměnlivost souvisí s fázemi NAO a AMO.

8 Závěr

Změny SST a jejich vliv na klima začaly být brány v potaz až na konci 20. století. Anomálie SST jsou ovlivňovány v různých časových měřítkách a představují slibný výzkumný postup v oblasti předpovědi klimatu a mohou být následně využity v různých zaměřeních jako je hospodaření s vodou, ve zdravotnictví v případě vln horka a v zemědělství.

Cílem této práce bylo popsat fyzicko-geografickou charakteristiku SA, která zahrnuje jeho členění na vnitřní a okrajová moře. Kromě toho do ní byla zahrnuta geologická historie, charakteristika dna a pobřeží, prostorové rozložení teploty vody, salinity a popis cirkulace. Atmosférickou cirkulaci nad SA lze popsat pomocí modelu všeobecné cirkulace, kde se jedná o vliv pasátového proudění, permanentní tlakové útvary Islandské cyklóny a Azorské anticyklóny a vzduch proudící mezi jejich středy. Uvnitř SA dochází k hlubinné a povrchové cirkulaci, která je zprostředkována pomocí povrchových a hlubinných mořských proudů. Hlubinná cirkulace neboli AMOC je zásadní pro SA, jelikož v oblasti kolem ostrova Island jsou zdroje vody pro její vznik. Zeslabení nebo zesílení jejího vlivu má také dopad na klimatické změny přilehlých kontinentů.

Další z hlavních cílů této práce byl popis změn SST, ke kterým dochází v různých časových měřítkách. Od roku 1900 docházelo ke střídání chladných a teplých období v rozmezí přibližně 20-30 let. Od roku 2005 dochází k ochlazení SA kromě oblasti Baltského moře, čímž došlo k narušení trendu oteplování od roku 1990. Změny SST v SA ovlivňují klima v Evropě, což byla další ze stěžejních částí této práce. Výsledky několika studií prokázaly nezávisle na sobě, že největší vliv změn SST se projevuje v letním období a dochází tak k největší variabilitě změn teploty vzduchu a srážek v Evropě. V závislosti na fázích NAO nebo AMO dochází buď ke kladným nebo záporným anomáliím teploty vzduchu a srážek.

V navazujícím magisterském studiu bych chtěla pokračovat v rozšíření tohoto tématu a navázat na něj v diplomové práci. Ráda bych se v ní zaměřila na oblast Baltského moře, které z mého pohledu není tolik prostudované a je o něm zpracováno podstatně méně studií než například o Středozemním moři a jeho vlivu na okolní státy.

9 Zdroje

9.1 Literatura

ARGUEZ, A., O'BRIEN, J. J., SMITH, S. R. (2009): Air temperature impacts over Eastern North America and Europe associated with low-frequency North Atlantic SST variability. *International Journal of Climatology*, 29, 1, 1-10.

BAMSTON, A. G., CHELLIAH, M., GOLDENBERG, S. B. (1997): Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific: Research note. *Atmosphere-ocean*, 35, 3, 367-383.

BARRIER, N., CASSOU, C., DESHAYES, J., TREUGUIER, A. M., (2014): Response of North Atlantic Ocean Circulation to Atmospheric Weather Regimes. *Journal of Physical Oceanography*, 44, 1, 179-201.

BRADTKE, K., HERMAN, A., URBANSKI, J. A. (2010): Spatial and interannual variations of seasonal sea surface temperature patterns in the Baltic sea. *Oceanologia*, 52, 3, 345-362.

BUCKLEY, M. W., MARSCHALL, J. (2015): Circulation: A review. *Review of Geophysics*, 54, 5-63.

CASSOU, C., TERRAY, L., PHILLIPS, A. (2005): Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of Climate*, 18, 15, 2805-2811.

CAUTTIAUX, J., VAUTARD, R., YIOU, P. (2009): Origins of the extremely warm European fall of 2006. *Geophysical Research Letters*, 36, L06713.

CAUTTIAUX, J., VAUTARD, R., YIOU, P. (2011): North-Atlantic SST amplified recent wintertime European land temperature extremes and trends. *Climate Dynamics*, 36, 11-12, 2113-2128.

CIAIS, P., REICHSTEIN, M., VIOVY, N., GRANIER, A., OGEE, J., ALLARD, V., AUBINET, M., BUCHMANN, N., BERNHOFER, C., CARRARA, A. a kol. (2005): Europe-wide reduction in primary productivity caused by the heat and drought in 2003. *Nature*, 437, 7058, 529-533.

CLEMENT, A., BELLOMO, K., MURPHY, L. N., CANE, M. A., MARITSEN, T., RAGEL, G., STEVENS, B. (2015): The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation. *Science*, 350, 6258, 320-324.

DELWORTH, T. L., MANN, M. E. (2000): Observed and simulated multidecadal variability in the North Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16, 9, 661-676.

DEMEK a kol. (1973): Seznam hlavních tvarů mořského dna. Geografický ústav ČSAV, Brno.

DESER, C., ALEXANDER, M. A., XIE, S. P., PHILLIPS, A. S. (2010): Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, 2, 115-143.

ENFIELD, D. B., MESTAS-NUNEZ, A. M., TRIMBLE, P. J. (2001): The Atlantic Multidecadal Oscillation and Its Relation to Rainfall and River Flows in the Continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28, 10, 2077-2080.

FERRANTI, L., VITERBO, P. (2006): The European summer of 2003: sensitivity to soil water initial conditions. *Journal of Climate*, 19, 15, 3659-3680.

HARRIS, P. T., MACMILLAN-LAWLER, M., RUPP, J., BAKER, E. K. (2014): Geomorphology of the oceans. *Marine geology*, 352, 2-24.

HEDBERG, H. D. (1970): Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist. *American Association of Petroleum Geologist*, 54, Tulsa.

HURRELL, J. W., DESER, C. (2010): North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Science*, 79, 3-4, 231-244.

INTERNATIONAL HYDROGRAPHIC ORGANIZATION (1953): *The Limits of Oceans and Seas*. Spec. Publ. Monaco.

IONITA, M., BORONEANT, C., CHELCEA, S. (2015): Seasonal modes of dryness and wetness variability over Europe and their connections with large scale atmospheric circulation and global sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 45, 2803-2829.

KAUKER, F., MEIER, H. E. M. (2003): Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902-1998. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 108, C8, 23 (1-18).

JANSKÝ, B. (1992): *Geografie moří a oceánů*. Univerzita Karlova, Praha Karolinum.

KNIGHT, J. R., ALLAN, R. J., FOLLAND, C. K., VELLINGA, M., MANN, M. E. (2005): A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research Letters*, 32, 20, L20708.

- KNIGHT, J. R., FOLLAND, C. K., SCAIFE, A. A. (2006): Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*,
- KNUDSEN, M. F., SEIDENTKRANTZ, M. S., JACOBSEN, B. H., KUIJPERS, A. (2011): Tracking the Atlantic multidecadal oscillation through the last 8000 years. *Nature Communications*, 178, 2, 1-8.
- KUKAL a kol. (1977): *Základy oceánografie*. Academia, Praha.
- LANDSEA, C. W., (2005): Meteorology - Hurricanes and global warming. *Nature*, 438, 7071, E11-E12.
- LUTERBACHER, J., LINIGER, M. A., MENZEL, A., ESTRELLA, N., DELLA-MARTA, P. M., PFISTER, C., RUTISHAUSER, T., XOPLAKI, E. (2007): The exceptional European warmth of autumn 2006 and winter 2007: historical context, the underlying dynamics and its phenological impacts. *Geophysical Research Letters*, 34, 12, L12704.
- PIAO, S. L., CIAIS, P., FRIEDLINGSTEIN, P., PEYLIN, P., REICHSTEIN, M., LUYSSAERT, S., MARGOLIS, H., FANG, J. Y., BARR, A., CHEN, A. P. a kol. (2008): Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming. *Nature*, 451, 7174, 49-U3.
- RAYNER, N. A., PARKER, D. E., HORTON, E. B., FOLLAND, C. K., ALEXANDER, L. V., ROWELL, D. P., KENT, E. C., KAPLAN, A. (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108, D14, 4407.
- ROBSON, J., HODSON, D., HAWKINS, E., SUTTON, R. (2014): Atlantic overturning in decline? *Nature Geoscience*, 7, 2, 2-3.
- ROBSON, J., ORTEGA, P., SUTTON, R. (2016): A reversal of climatic trends in the North Atlantic since 2005. *Nature Geoscience*, 9, 7, 513+-.
- SANTER, B. D., WIGLEY, T. M. L., GLECKLER, P. J., BONFILS, C., WEHNER, M. F., ACHUTARAO, K., BARNETT, T. P., BOYLE, J. S., BRUGGEMANN, W., FIORINO, M. a kol. (2006): Forced and unforced ocean temperature changes in Atlantic and Pacific tropical cyclogenesis regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States*, 103, 38, 13905-13910.

- SCHERRER a kol. (2007): Climate variability and extremes during past 100 years. Springer, New York.
- SEIBOLD, E. (1970): Nebenmeere im humiden und ariden Klimarebeich. Geologische Rundschau. Stuttgart.
- SHEPARD, F. P. (1963): Submarine geology. New York.
- SIEDLER, G., CHURCH, J., GOULD, J. (2001): Ocean Circulation and Climate: Observing and Modelling the Global Ocean. Academic Press. London.
- STRAMSKA, M., BIALOGRODZKA, J. (2015): Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic sea based on 32-years (1982-2013) of satellite data. *Oceanologia*, 57, 3, 223-235.
- SUTTON, R. T., HODSON, D. L. R. (2005): Atlantic ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309, 5731, 115-118.
- THURMAN, H. V., TRUJILLO, A. P. (2005): *Oceánografie: Tajemný svět moří a oceánů*. Computer Press, Praha.
- TING, M., KUSHNIR, Y., SEAGER, R., LI, C. (2009): Forced and Internal Twentieth-Century SST Trends in the North Atlantic. *Journal of Climate*, 22, 6, 1469-1481.
- TRENARY, L., DELSOLE, T. (2016): Does the Atlantic Multidecadal Oscillation Get Its Predictability from the Atlantic Meridional Overturning Circulation? *Journal of Climate*, 29, 14, 5267-5280.
- UKER, F., MEIER, M. (2003): Modeling decadal variability of the Baltic sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902-1998. *Journal of Geophysical Research*, 108, C8, 3267.
- VAUTARD, R., HONORE, C., BEEKMAN, M., ROUIL, L. (2005): Simulation of ozone during the august 2003 heat wave and emission control scenarios. *Atmos Environ*, 39, 16, 2957-2967.
- VELASCO, V. M., MENDOZA, B. (2008): Assessing the relationship between solar activity and some large scale climatic phenomena. *Advances in Space Research*, 42, 5, 866-878.
- VELLINGA, M., WU, P. L. (2004): Low-latitude freshwater influence on centennial variability of the Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, 17, 23, 4498-4511.

VYSOUDIL, M. (2014): Základy fyzické geografie: Meteorologie a klimatologie. Univerzita Palackého, Olomouc.

WANG, D. X., WANG, C. Z., YANG, X. Y., LU, J. (2005): Winter Northern Hemisphere surface air temperature variability associated with the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 32, 16, L16706.

WELLINGA, M., WU, P. L. (2004): Low-latitude freshwater influence on centennial variability of the Atlantic thermohaline circulation. *Journal of Climate*, 17, 23, 4498-4511.

YI, S., HEKI, K., QIAN, A. (2017): Acceleration in the Global Mean Sea Level Rise: 2005-2015. *Geophysical Research Letters*, 44, 23, 11905-11913.

ZHANG, R., DELWORTH, T. L. (2006): Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33, 17, L17712.

9.2 Internetové zdroje

(ARGO 2019): Argo part of the integrated global observation strategy, <http://www.argo.ucsd.edu/> (cit. 07. 04. 2019).

ARGO (2019): How ARGO works, http://www.argo.ucsd.edu/How_Argo_floats.html (cit. 15. 04. 2019).

BIO (2019): Bedford Institute of Oceanography, <http://www.bio.gc.ca/science/data-donnees/base/data-donnees/sst-en.php> (cit. 15. 04. 2019).

CANSTOCKPHOTO (2013): Termohalinní cirkulace v SA, <https://www.canstockphoto.cz/b%C4%9B%C5%BEn%C3%BD-sever-atlantick%C3%BD-golfsk%C3%BD-proud-56546994.html> (cit. 22. 04. 2019).

EMS (2017): Elektronický meteorologický slovník (EMS 2017), <http://slovník.cmes.cz/heslo/4169> (cit. 21. 04. 2019).

EMS (2017): Elektronický meteorologický slovník, <http://slovník.cmes.cz/heslo/730> (cit. 21. 04. 2019).

ESA (2019): Earth Online: What is Sentinel-3?

https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-co-missions/sentinel-3?fbclid=IwAR2UmdJiq1oa-xp3IIJZYf-H3GX1916c_0i-kGCx-rjaAQVIvWvE_HUWCI (cit. 15. 04. 2019).

MM5 (2015): MM5 Community model,

<http://www2.mmm.ucar.edu/mm5/> (cit. 01. 05. 2019).

NEO (2018): Nasa Earth Observations: Sea surface temperature,

<https://earthobservatory.nasa.gov/global-maps/MYD28M?fbclid=IwAR2-eBS3tDvmDBDnbcUiicB8FFhVV0rejDj75puLDqiGeXpynU78BdBjJGE> (cit. 15. 04. 2019).

NOAA (2019): National oceanic and atmospheric administration, North Atlantic Oscillation,

<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/nao/> (cit. 05. 04. 2019).

PO.DAAC (2015): Physical oceanography distributed active archive center: Sea surface temperature, <https://podaac.jpl.nasa.gov/SeaSurfaceTemperature> (cit. 07. 04. 2019).

CAZATORMENTAS (2018): NAO y AO: su influencia en el clima de España,

<https://cazatormentas.com/nao-ao-clima-influencia-espana/> (cit. 19. 04. 2019).

WHO (2003): World Health Organization: The health impact of 2003 summer heat waves, who briefing note for the delegations of the 53rd session of the who regional committee for Europe, <http://www.euro.who.int/document/gch/heat-waves%20rc3.pdf> (cit. 19. 04. 2019).

WIKIPEDIA (2009): Annual mean sea surface salinity,

https://en.wikipedia.org/wiki/World_Ocean_Atlas#/media/File:WOA09_sea-surf_SAL_AYool.png (cit. 29. 03. 2019).

WIKIPEDIA (2009): Annual mean sea surface temperature,

https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/d/d5/WOA09_sea-surf_SAL_AYool.png (cit. 29. 03. 2019).