ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

KATEDRA VODNÍHO HOSPODÁŘSTVÍ

KOLÍSÁNÍ GOLFSKÉHO PROUDU A JEHO VLIV NA KLIMA EVROPY

DIPLOMOVÁ PRÁCE

VEDOUCÍ PRÁCE: ING. JANA SOUKUPOVÁ, PH. D.

AUTOR: TEREZA HOLZKNECHTOVÁ

2025

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Tereza Holzknechtová

Ochrana přírody

Název práce

Kolísání Golfského proudu a jeho vliv na klima Evropy

Název anglicky

The Gulf Stream fluctuation and its impact on the European climate

---

Cíle práce

Práce se zabývá Golfským proudem, jeho vlivem na evropské klima, vznikem, kolísáním v historii a jeho možnou budoucností. Vysvětluje způsob, jakým se síla mořských proudů sleduje a zaznamenává. Pozorování a předpověď proudů je ale stále obtížná, a proto se často využívají data o teplotě a výšce mořské hladiny a salinitě, ze kterých se odvozuje rychlost. Tato práce využívá přesně taková data, získaná z robotických bójí programu ARGO. Na jejich základě práce nastiňuje, k jakým změnám v Golfském proudu, a s ním i v klimatu velké části severní polokoule, dochází. Popisuje stav, k jakému by pravděpodobně došlo, pokud by se Golfský proud zpomalil natolik, že by došlo ke kolapsu celé Atlantické meridionální cirkulace.

Metodika

Literární rešerše systému proudů, popis role Golfského proudu, jeho vlivu na klima, historie, charakteristiky území a způsob pozorování a měření proudů vychází zejména z cizojazyčných vědeckých literárních a internetových zdrojů. V praktické části vychází práce z dat získaných z robotických bójí programu ARGO. Jsou vybrány lokality v Severním Atlantském oceánu, kterými prochází Golfský proud a které jsou klíčové v jeho proudění. Na základě dat, která zde byla naměřena práce hodnotí vlastnosti mořské vody, které nejvíce ovlivňují průběh oceánské cirkulace. Výsledky jsou podloženy grafy a porovnány v závěrečné diskuzi.

Doporučený rozsah práce

60

Klíčová slova

Golfský proud, mořské proudy, klima, oceán, oceánská cirkulace, AMOC

Doporučené zdroje informací

Jackson L. C., Biastoch A., Buckley M. W., Desbruyères D. G., Frajka-Williams E., Moat B., Robson J., 2022: The evolution of the North Atlantic Meridional Overturning Circulation since 1980. Nature Reviews Earth & Environment 3. P. 241-254

Lohmann J., Ditlevsen P. D., 2021: Risk of tipping the overturning circulation due to increasing rates of ice melt. Proceedings of the National Academy of Sciences 118. Issue 9

McCarthy G. D., Joyce T. M., Josey S. A., 2018: Gulf Stream Variability in the Context of Quasi-Decadal and Multidecadal Atlantic Climate Variability. Geophysical Research Letters 45. P. 11,257-11,264

Orihuela-Pinto B., England M. H., Taschetto A. S., 2022: Interbasin and interhemispheric impacts of a collapsed Atlantic Overturning Circulation. Nature Climate Change 12. P. 558-565

Piecuch Ch. G., Beal L. M., 2023: Robust Weakening of the Gulf Stream During the Past Four Decades Observed in the Florida Straits. Geophysical Research Letters 50. Issue 18

Pietrafesa L. J., Bao S., Gayes P. T., Carpenter D. D., Kowal J. C., 2022: Variability and Trends of the Florida Current and Implications for the Future of the Gulf Stream. Journal of Coastal Research 38. P. 1096-1103

Renssen H., Goosse H., Roche D. M., Seppä H., 2018: The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. Quaternary Science Reviews 193. P. 84-97

Van Westen R. M., Kliphuis M., Dijkstra H. A., 2024: Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. Science Advances 10. Issue 6

Předběžný termín obhajoby

2024/25 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 26. 11. 2024

prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 20. 01. 2025

prof. RNDr. Michael Komárek, Ph.D.

Děkan

V Praze dne 22. 03. 2025

Abstrakt

Golfský proud a celá Atlantická poledníková převrácená cirkulace (AMOC) hraje v klimatu Severní polokoule zásadní roli. Intenzita AMOC se ale již po několik desetiletí znatelně snižuje. Fáze Severoatlantického subtropického koloběhu (NAO) i Atlantické multidekadální oscilace mají silný dopad na rozložení teplot a srážek nejen v Evropě a Severní Americe. Je tedy nezbytné věnovat studiu cyklů v Atlantiku náležitou pozornost.

Pro pochopení složitosti celého severoatlantického systému oceánské cirkulace je popsán její vznik a vývoj, který zahrnuje i zastavení AMOC. Pomocí klimatických modelů jsou v dnešní době často vytvářeny klimatické projekce, předpovídající budoucí klimatické trendy. Cirkulaci oceánů ale ovlivňuje nespočet faktorů a projekce se často neshodují. Na základě dat o teplotě a salinitě, hmotnostní změně Grónského ledu a obsahu oceánského tepla je dokázáno, jak velké změny velký hydrologický cyklus zažívá. Nastíněny jsou i možné důsledky těchto změn.

Klíčová slova

Mořské proudy, AMOC, Golfský proud, klima, cirkulace, oteplování, Severoatlantický proud, NAWH

Abstract

The Gulf Stream and the entire Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) play a crucial role in the climate of the Northern Hemisphere. However, the intensity of the AMOC has been noticeably decreasing for several decades. The phases of the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic Multidecadal Oscillation have a significant impact on the distribution of temperatures and precipitation, not only in Europe and North America. Therefore, it is essential to devote proper attention to studying the Atlantic cycles.

To understand the complexity of the entire North Atlantic ocean circulation system, its formation and development, including a shutdown of the AMOC, are described. Nowadays, climate projections predicting future climate trends are often created using climate models. However, countless factors influence ocean circulation, and projections often differ. Significant changes in the large hydrological cycle have been demonstrated based on data on temperature and salinity, changes in Greenland's ice mass, and ocean heat content. The possible consequences of these changes are also outlined.

Keywords

Ocean currents, AMOC, Gulf Stream, climate, circulation, warming, North Atlantic Current, NAWH

Obsah

1. Úvod 9
2. Cíle práce 10
3. Systém mořských proudů 11
3.1 Povrchové proudy 11
3.2 Hlubinné proudy 12
3.3 Pásová cirkulace 13
3.4 Cirkulace Atlantského oceánu 14
3.5 Důležité vlastnosti mořského proudění 15
4. Golfský proud 17
4.1 Význam a vliv Golfského proudu na klima 18
4.2 NAO index 19
5. Vznik a vývoj Golfského proudu 20
5.1 Poslední doba ledová (před 120–11,7 tis. lety) 21
5.1.1 Heinrichovy události 22
5.1.2 Mladší dryas 22
5.1.3 Postglaciální ochlazení 24
6. Způsoby pozorování a měření 24
6.1 Metody měření 25
6.2 Klíčové vlastnosti průběhu mořské cirkulace 26
6.3 Databáze měřených vlastností mořské vody 27
6.4 Argo 28
7. Kolísání Golfského proudu 29
7.1 Intenzita 30
7.2 Trasa 32
8. Změny oceánské cirkulace 33
8.1 Projekce do budoucna 35
9. Metodika 41
9.1 Lokality 42

10. Výsledky a diskuse 43
10.1 Teplota 43
10.1.1 GR 47
10.1.2 NAWH 48
10.1.3 LAB 49
10.1.4 FAE 51
10.1.5 EUR 51
10.1.6 HAT 52
10.2 Salinita 53
10.2.1 GR 57
10.2.2 NAWH 57
10.2.3 LAB 59
10.2.4 FAE 59
10.3 Vliv tání ledu na teplotu a salinitu 60
10.4 Obsah oceánského tepla 63
10.5 Vliv NAO indexu na teplotní anomálie v ČR 65
11. Závěr 68
12. Přehled literatury a použitých zdrojů 70
13. Přílohy 86

Seznam použitých zkratek

AABW – Antarctic bottom water (Antarktická spodní voda)

AMO – Atlantická multidekadální oscilace

AMOC – Atlantická poledníková převrácená cirkulace

GMSL – Průměrná roční globální hladina moře

GP – Golfský proud

MD – Mladší Dryas

NADW – North Atlantic deep water (Atlantská hlubinná voda)

NAO – North Atlantic Oscillation (Severoatlantský subtropický koloběh)

NAWH – North Atlantic warming hole (Severoatlantická díra v oteplování)

OHC – obsah oceánského tepla

SLP – tlak na hladině mořské vody

SPG – subpolární severoatlantický vír

SST – teplota hladiny mořské vody

SSS – salinita hladiny mořské vody

Sv – jednotka objemu mořské vody přepravené v čase, rovná se jednomu milionu kubických metrů za sekundu

THC – Termohalinní cirkulace

1. Úvod

Oceány pokrývají více než 70 % povrchu planety a obsahují více než 95 % její vody. Země a atmosféra také hrají důležitou roli v klimatu Země, ale klíčová je masivní tepelná kapacita oceánu a globální oceánská cirkulace (Johnson et al., 2022). Oceán působí jako setrvačník globálního klimatu zmírňující rychlost globálních výkyvů teploty přízemního vzduchu. Zároveň má však potenciál způsobit rychlou změnu klimatu (Palter, 2015).

Oceány zadržují značné množství skleníkových plynů a vyrovnávají jejich objem v ovzduší. Od začátku průmyslové revoluce oceány pohltily ekvivalent 39 % emisí fosilního CO_2 (Ciais et al. 2013), což výrazně ovlivnilo růst atmosférického CO_2 a související změny klimatu (Friedlingstein et al., 2019). Mořská voda dokáže pohltit více CO_2, pokud je chladná, v teplé vodě se rozpouští daleko menší množství (Keppler & Landschützer, 2019). Globální teplota hladiny mořské vody se ale dlouhodobě otepluje. Rychlost oteplování povrchu oceánů během let 2010–2019 zrychlila na 0,280 ± 0,068 °C za dekádu (Garcia-Soto et al., 2021). S nárůstem skleníkových plynů a teploty oceánů dochází k rychlejšímu tání ledovců, při kterém se do moří uvolňuje sladká voda, snižující salinitu. Voda s nižší salinitou má menší hustotu, stejně tak hustota vody klesá se zvyšující teplotou. Nízká hustota způsobuje snížení sestupu vody od hladiny do větší hloubky a tím oslabuje hnací síly oceánského proudění (Kadrnožka 2008).

Cirkulace Atlantiku kolísá v určitých časových obdobích. Variabilita hlubinné cirkulace oceánů se projevuje v dlouhých časových měřítcích a je tak velmi obtížné ji pozorovat a rekonstruovat. Schopnost porozumět souvislostem cirkulací oceánů a podnebí ve větším rozsahu klimatických stavů, je ale klíčová pro předpovídání budoucího klimatu (Oppo & Curry, 2012).

Díky AMOC zahrnující Golfský proud jsou zimní povrchové teploty vzduchu v západní Evropě až o 10 °C vyšší než zonální průměr v ekvivalentních zeměpisných šířkách (Palter, 2015). Změny v její síle mohou mít globální dopady na pozici intertropické zóny konvergence (Timmermann et al., 2007), v důsledku toho na srážky Sahelu (Mulitza et al., 2008), asijské monzunové oblasti (Fallah et al., 2016) a veškeré mořské ekosystémy (Schmittner, 2005).

AMOC se za posledních sto let výrazně změnila a v posledních desetiletích zpomalila. Obavy o budoucnost klimatu v severním Atlantském oceánu jsou proto oprávněné (Mishonov et al., 2024).

2. Cíle práce

Práce se zabývá Golfským proudem, jeho vznikem, kolísáním a také vlivem na evropské klima. Práce má za cíl zmapovat změny v oceánské cirkulaci Atlantiku, a hlavně Golfského proudu. Zhodnotit jaké změny jsou již pozorovány, jaké nás pravděpodobně čekají a co následovalo po obdobných změnách, ke kterým v historii Země došlo. Prostor má i zdokumentování způsobů měření oceánských proudů. Výsledky práce, prezentující změny v teplotě, salinitě a dalších klíčových faktorech průběhu oceánské cirkulace, jsou podloženy grafy.

3. Systém mořských proudů

Oceánská voda je v neustálém pohybu. Pohyby oceánské vody se dělí na vlnění, proudění a dmutí, z nichž klima více ovlivňuje pouze proudění.

Příčiny vzniku mořských proudů jsou různé. Mohou vznikat na základě rozdílů v hustotách vodních mas způsobených změnami teploty a slanosti vody, větrem nebo vulkanickou činností (NOAA ©2025). Většina proudů se pohybuje v rovnoběžkovém směru a v blízkosti kontinentů se stáčí do směru poledníků.

Tyto proudy mají značný průtok, široký dosah a velikou tepelnou kapacitu. Díky ní a cirkulaci má oceán schopnost ukládat a redistribuovat teplo dříve, než je uvolněno do atmosféry (většinou ve formě vodní páry), tak i vyzařovat teplo zpět do vesmíru (Rahmstorf, 2002).

Mořské proudy se dělí na povrchové a hlubinné. Rozmezí povrchové vody sahá po hranici vertikálního promíchávání vody. Naopak hlubinná voda je relativně homogenní.

3.1 Povrchové proudy

Povrchové proudy jsou poháněny především větry. Ovlivňují je ale i Coriolisovy síly, propojené se zemskou rotací a pozicí pevniny, se kterou se vzájemně ovlivňují. Povrchové proudy jsou dílčí, různě rychle proudící jazyky proudů, mezi kterými se objevují i protiproudy nebo víry. Nejedná se tedy o stabilní homogenní toky. Trasy velkých proudů se mění jak během sezóny, tak i během dne.

Povrchové proudy jsou děleny na rovníkové, západní okrajové a východní okrajové. Rovníkové proudy pohání pasátové proudění směrem na západ. Když se rovníkový proud přiblíží k okraji kontinentu, odkloní se podle Coriolisovy síly. Tím vznikají západní okrajové proudy, které přivádějí teplou vodu do vyšších zeměpisných šířek. Patří mezi ně např. Golfský nebo Východoaustralský proud. Mezi hranicemi mírných zeměpisných šířek ovlivňují mořské proudy západní větry směrem na východ a když dospějí k okraji pevniny stáčejí se k rovníku. Vzniknou tak východní okrajové proudy, které do nižších zeměpisných šířek přinášejí chladnou vodu, např. Kanárský a Peruánský proud.

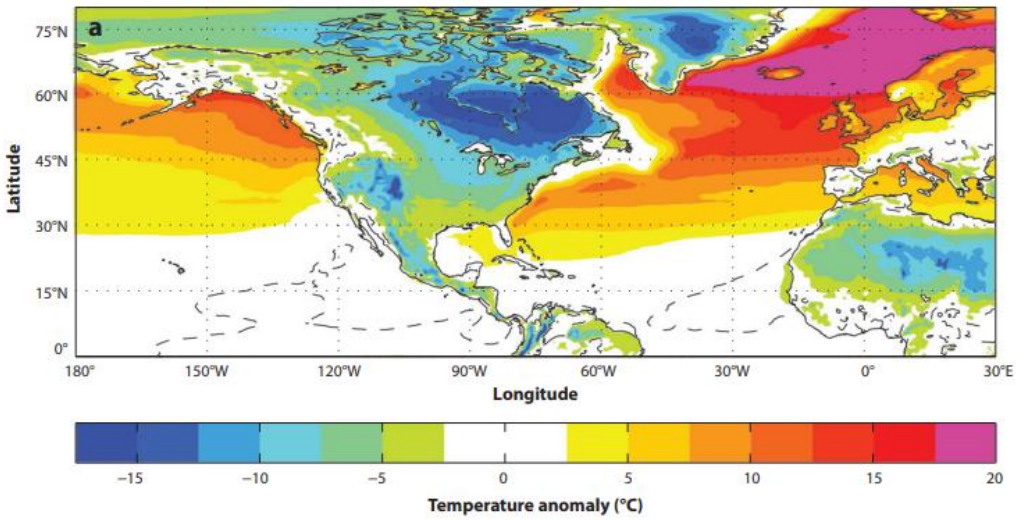
V povrchové části systému mořského proudění jsou napříč oceány určité podobnosti. Jsou dány všeobecným systémem cirkulace atmosféry a jsou nejlépe patrné na existenci subtropických koloběhů (jinak taky nazývané gyry nebo víry), které spolu vytvářejí povrchové proudy. Tyto koloběhy směrem k rovníku pohánějí

pasáty a směrem od rovníku převládající západní větry. Směry rotace těchto koloběhů jsou určovány Coriolisovou silou, která žene proudy na severní polokouli ve směru hodinových ručiček a na jižní polokouli proti směru (Ruda, 2014).

3.2 Hlubinné proudy

Hlubinné proudy jsou mnohem pomalejší. Jejich rychlost se pohybuje mezi 10-20 km za rok. Proudí od povrchu až k mořskému dnu a nesou s sebou kyslík, živiny i teplo. Jsou hnány změnami hustoty mořské vody, které jsou vyvolány rozdíly v teplotě (thermo) a salinitě (haline). Proto se systém takových proudů se nazývá termohalinní cirkulace (THC).

Mezi důležité rysy THC patří tvorba hluboké vody – klesání vodní hmoty, které je úzce spojené s konvekcí, tedy procesem vertikálního míchání. Tvorba hluboké vody probíhá v několika oblastech označovaných jako downwelling, kde povrchové vody po uvolnění tepla do atmosféry dosáhnou kritické hustoty a klesají. Tyto klíčové oblasti pro THC jsou Grónsko-Norské moře a Labradorské moře na severní polokouli a Rossovo a Weddelovo moře na jižní polokouli.



Obrázek 1: Lednové klimatické odchylky povrchové teploty vůči globálnímu průměru sestavené z dat reanalýzy za roky 1981-2009 z amerických Národních center pro environmentální předpovědi (NCEP) (Saha et al., 2010).

Dále je důležité šíření této hluboké vody především pomocí hlubokých západních hraničních proudů, například Antarktická spodní voda (Antarctic bottom water – AABW) nebo Atlantská hlubinná voda (North Atlantic deep water – NADW).

S tvorbou hlubokých vod se pojí i její vzlínání neboli výstup. Oblasti výstupu vody z mořských hloubek nejsou tak snadno lokalizovatelné jako u klesání mořských vod.

Předpokládá se ale, že vody stoupají především v antarktických cirkumpolárních oblastech pomocí sil větru.

Nedílnou vlastností THC je také značný transport tepla. Cirkulace proudů v Atlantiku dodává do oblastí okolo severního pólu teplo. Mořská ledová pokrývka je v atlantické části zadržena teplým Severoatlantským proudem. Na rozdíl od Pacifiku, kde led zůstává. S ledem se zde zvyšuje schopnost odrážet sluneční záření, což pomáhá zpomalovat oteplování klimatu (Rahmstorf, 2006).

Vliv tepla transportovaného pomocí THC je patrný také při porovnání atmosférických teplot. V oblasti vzniku hluboké vody (Rahmstorf, 2006) a v celé západní Evropě je teplota vzduchu vyšší až o 10 ºC než zonální průměr v ekvivalentních zeměpisných šířkách (obrázek 1) (Palter, 2015).

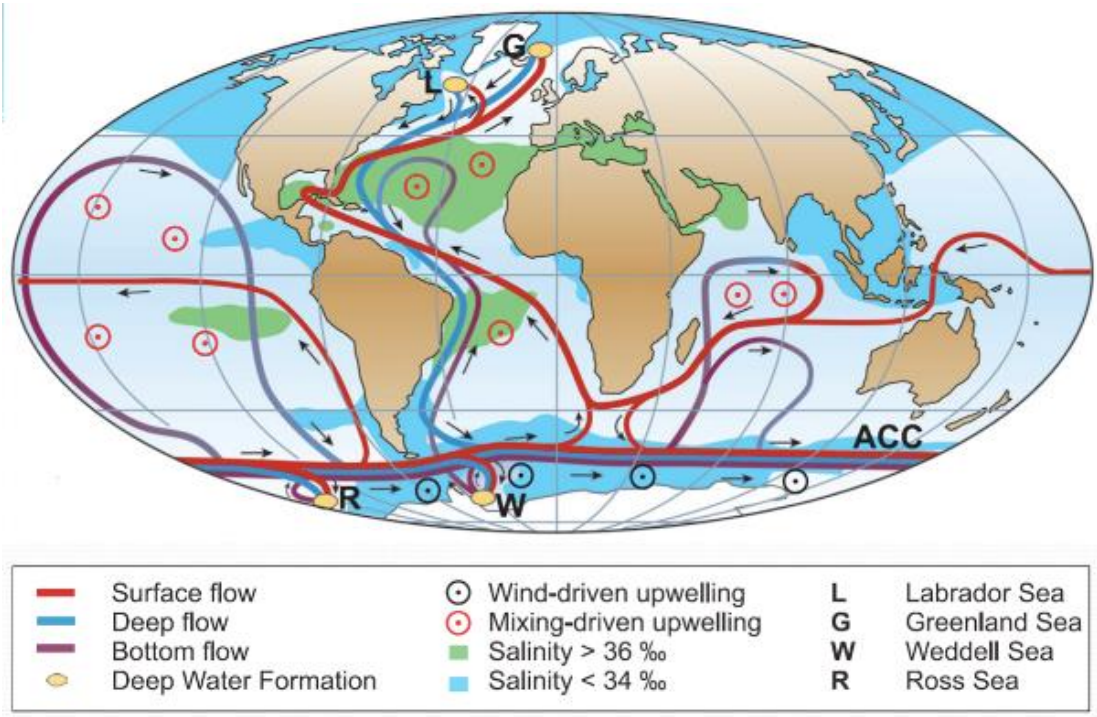
3.3 Pásová cirkulace

Spojením povrchových a hlubinných proudů vzniká systém tzv. pásové cirkulace. Jde o cirkulační systém, který začíná s pohybem teplé vody z tropů směrem k zemským pólům. Během zimy je teplo v severním Atlantiku donesené Golfským proudem přenášeno do atmosféry, kde dále otepluje západní, severní i střední Evropu. Tímto procesem se mořská voda značně ochlazuje, vytváří mořský led a sůl zůstává ve vodě oceánu. Kvůli vyšší salinitě v těchto místech je voda hustší a klesá ke dnu, tím vzniká spodní část pásové cirkulace. Tato část, která napájí hlubokou jižní větev pásové cirkulace, prochází podél celého pobřeží Ameriky až se na jižní polokouli smísí s antarktickou spodní vodou. Dále pak pokračuje do Indického a poté i Tichého oceánu, kde se znovu oteplí a vrací se zpátky do Atlantského oceánu jako teplý mělký proud (Ruda, 2014). Tento proces vede k rozsáhlému převracení a mísení oceánské vody a zajišťuje distribuci tepla a energie po celé Zemi. Tím ovlivňuje globální klimatické podmínky. Celý oběhový cyklus pásové cirkulace je poměrně pomalý. Odhadem trvá 1000 let, než jeden daný metr krychlový dokončí cestu přes celý koloběh (NOAA ©2025).

Atlantická část pásové cirkulace je nazývána Atlantická poledníková převrácená cirkulace (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC).

Mořské proudy se dají dělit i jiným způsobem, a to na výstupné a sestupné. Když se u rovníku stáčí Severní rovníkový proud doprava a Jižní rovníkový proud doleva, vznikne zóna rozchodu proudů neboli oblast divergence. Na vzniklé místo vystupuje hlubinná studená a na živiny bohatá voda, které se říká rovníkový výstupný proud. Další typy výstupných proudů může způsobovat tvar pobřeží, větry nebo struktura

mořského dna. Opačným principem se vytvářejí sestupné proudy na místech konvergence. Mořské proudy se zde setkávají v jednom bodě, voda se hromadí a začne klesat (Ruda, 2014).



Obrázek 2: Systém pásové cirkulace, fialově značena spodní voda, červeně povrchové proudy, modře hlubinné proudy. Žluté body představují oblasti vzniku hlubinných proudů v Grónském, Labradorském, Rossově a Weddellově moři (Rahmstorf et al., 2015).

3.4 Cirkulace Atlantského oceánu

Nejintenzivnější THC je dnes v Atlantském oceánu. Horní část AMOC nese teplou oceánskou vodu přes tropy a subtropy směrem na sever, zatímco hlubokou částí proudí studená, hustá polární voda na jih přes Atlantik, kolem cípu Afriky a do Indického oceánu (Toggweiler & Key, 2001). Velikost AMOC se odhaduje na asi 17 Sv a přenáší 1,3 PW (1 PW = 10^{15} wattu) tepla na sever. To je ~25 % celkového přenosu tepla atmosférou a oceánem dohromady směrem k pólu v těchto zeměpisných šířkách (Hall & Bryden, 1982).

Systém proudů v Atlantiku se skládá hlavně z dvojce subtropických koloběhů – severoatlantského a jihoatlantského. Nejen pro naše evropské klima, ale i pro klima v celém severním Atlantiku je důležitý především severoatlantský subtropický koloběh neboli NAO (North Atlantic Oscillation).

NAO je jedním z nejvýrazněji se opakujících dějů atmosférické cirkulace. Jde o cyklický klimatický jev přenosu atmosférických mas rovnoběžkovým směrem nad severním Atlantikem. Je způsobený rozdílem tlaků mezi trvalou tlakovou výší

nad Azorami a trvalou tlakovou níží nad Islandem. Řídí proměnlivost klimatu od východního pobřeží Spojených států po Sibiř a od Arktidy po subtropický Atlantik, a to především během chladných měsíců boreální zimy, kdy je nejvýraznější (NOAA ©2025).

NAO začíná Severním rovníkovým proudem, který doplňuje část větve Jižního rovníkového proudu. Dohromady tvoří proud, který se dělí směrem k Mexickému zálivu na jižní Karibský proud, který protéká Yucatánským průlivem, a Antilský proud, který míří podél atlantské strany Karibského moře. Poté se oba znovu spojují a vzniká Floridský proud, který následně přechází v teplý Golfský proud. Golfský proud protéká Sargasovým mořem a meandruje zde. Vytváří se zde prstence, které odtud s teplým jádrem vedou k Labradorskému poloostrovu a směrem k Sargasovému moři se studeným jádrem. Posléze se znovu rozdělí na dvě proudové větve. Jedna se slučuje se studenými vodami Labradorského proudu, který se následně rozděluje na Irmingerský proud protékající západně od Islandu, a Norský proud, který otepluje sever Skandinávského poloostrova. Druhá větev přechází v Severoatlantský proud zmírňující klima střední a západní Evropy. Část Golfského proudu, která po oddělení těchto dvou větví zbyde, se stáčí podél západního pobřeží Afriky již jako Kanárský proud. Dále se stáčí k rovníku a znovu napojuje na Severní rovníkový proud.

Jihoatlantská cirkulace začíná zeslabenou větví Jižního rovníkového proudu, která dále proudí podél jihoamerického pobřeží jako západně zesílený, teplý Brazilský proud. Brazilský proud se v mírných šířkách spojuje se Západním příhonem. Kvůli africkému pobřeží a účinku Coriolisovy síly se ze Západního příhonu vyčleňuje velmi pomalý studený Benguelský proud, který ochlazuje Západoafrické klima. Dále u rovníku přechází v Jižní rovníkový proud. Mimo jihoatlantský koloběh se u jižního pobřeží Jižní Ameriky vyčleňuje ze Západního příhonu studený Falklandský proud. Ten vytlačuje teplý Brazilský proud a přináší tak chladnou vodu až k 20° jižní šířky.

Mezi oběma atlantskými koloběhy působí tzv. vyrovnávací Atlantský rovníkový protiproud (Ruda, 2014).

3.5 Důležité vlastnosti mořského proudění

Kromě již zmiňovaného vlivu na klima mají, mořské proudy mnoho dalších cenných vlastností.

Rozložení živin v oceánech není rovnoměrné. Vodní sloupec v moři se vertikálně dělí na různé celky, které jsou charakterizovány daným obsahem živin a kyslíku. Nerovnost v obsahu živin a kyslíku je ale patrná i v geografickém rozložení mořských

vod. V chladných vodách je malá biologická fixace dusíku, oproti tomu v teplých vodách se organismům nedostává dostatek fosforu (Koblížek, 2010).

Produktivita, biologická rozmanitost i biogeochemické cykly jsou v oceánech limitovány obsahem kyslíku. Hlavní události, během kterých docházelo v historii Země k hromadným vymírání, byly spojeny s teplým klimatem, kdy oceány neměly dostatek kyslíku (Norris et al., 2013). Hladiny kyslíku v otevřeném oceánu a pobřežních vodách ale přinejmenším od poloviny 20. století klesají (Keeling et al., 2010). Děje se tak především kvůli lidské činnosti, která přispívá ke zvýšení globální teploty. Dalším důvodem je velké množství živin, vypouštěných do pobřežních vod (Breitburg et al., 2018).

Oceán je největším úložištěm uhlíku na planetě a přirozeným systémem, který absorbuje přebytečný oxid uhličitý z atmosféry a ukládá jej. AMOC v tomto ukládání chemických látek hraje hlavní roli. Při tvorbě NADW v severním Atlantiku je do hlubších vrstev oceánu transportován rozpuštěný anorganický uhlík, antropogenní CO_2, stopové kovy jako rtuť a rozpuštěný organický uhlík (Fontela et al., 2016). Změny v intenzitě AMOC tedy mohou mít globální dopady na ukládání uhlíku v oceánech (Garcia-Soto et al., 2021).

A právě kvůli výše popsanému nerovnoměrnému rozložení živin a kyslíku jsou mořské proudy pro život v mořích tak zásadní. Proudy zajišťují transport tepla, rozpuštěných solí, sedimentů, planktonu a živin. Přenos těchto důležitých látek z míst dostatku do míst s nižší koncentrací těchto látek je důležitý pro život v mořích, stejně tak promíchávání vrstev ve vodním sloupci obohacující spodní vrstvy o kyslík (Breitburg et al., 2018).

V oblastech konvergence proudy klesají a obohacují tak hlubinné vody o kyslík. Naopak v oblastech divergence, kde se proudy od sebe vzdalují, vystupují k hladině chladné a na živiny bohaté vody. Ty patří k nejbohatším místům oceánů na živiny a nachází se na západních pobřežích kontinentů nebo v oblastech, kde monzunová činnost každý půlrok mění směr proudění (Ruda, 2014).

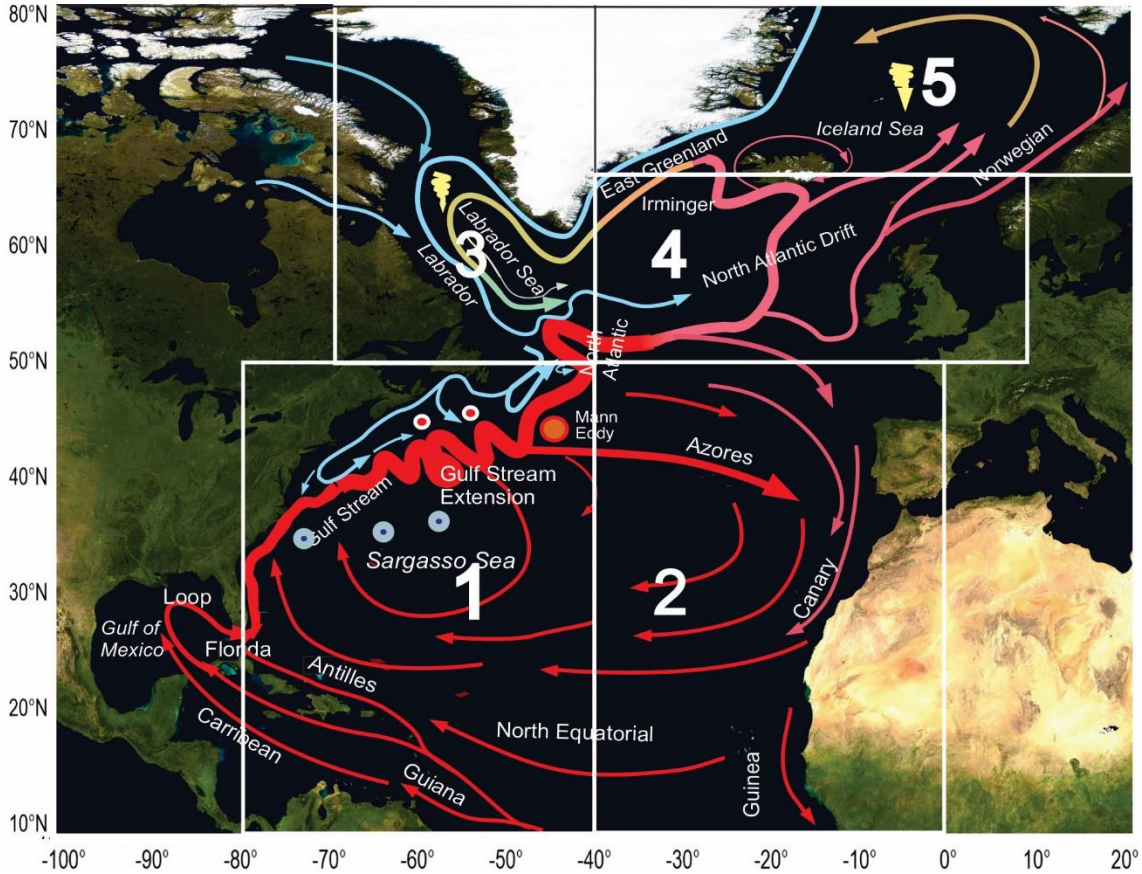
Silné mořské proudy vymezují koridory používané mořskými živočichy k migraci, při hledání potravy nebo míst pro rozmnožování. Mořské proudy nepřenáší jen látky potřebné k životu v mořích ale také znečišťující látky a odpad, spojený například se vznikem tzv. plastových ostrovů (Klemas, 2012).

4. Golfský proud

Golfský proud je silný, teplý a rychlý západní proud v severním Atlantiku. Je součástí dvou cirkulačních režimů – AMOC a NAO a zajišťuje jejich zpětný tok.

Jeho vody pochází z Mexického zálivu, pokračují na sever jako Floridský proud, který se u mysu Hatteras mění v samotný Golfský proud. V tomto místě se Floridský proud odděluje od šelfu a již jako Golfský proud se stáčí na východ od Severní Karolíny, kde se jeho transport téměř zdvojnásobuje a začíná se klikatit. Pokračuje do Novofundlandské pánve a zde dochází k rozdělení toku na dvě větve. Jedna míří na severoseverovýchod jako Severoatlantický proud, zatímco druhá pokračuje na východ jako Azorský proud.

Celkem GP přepravuje větší množství vody, než všechny světové řeky dohromady (NOAA ©2025).



Obrázek 3: Schéma cirkulace horní vrstvy severního Atlantského oceánu. Červeně jsou značené teplé proudy, modře studené proudy. Silná červená čára znázorňuje přibližnou trasu GP. Bílé rámečky 1 až 5 označují pět různých oblastí, kde se teplota, salinita a rychlost proudu pravděpodobně značně liší (Mishonov et al., 2024).

Z velké části je GP poháněn západními větry. Nejvyšší rychlosti dosahuje blízko hladiny s maximální rychlostí 9 km za hodinu, omezenou na horních 200 m vodního sloupce. Průměrně však dosahuje rychlosti 6,4 km za hodinu (NOAA ©2025). I tak je

označován za nejrychlejší mořský proud. Transport Floridského proudu je kolem 30 Sv, u mysu Hatteras se rychlost GP zvyšuje na 85 Sv a dále až na 150 Sv kolem 65°W (Misra, 2020).

4.1 Význam a vliv Golfského proudu na klima

Golfský proud přenáší slané vody z oblastí rovníku na sever. Tento přenos zabraňuje hromadění sladké vody z ledovců ve vysokých zeměpisných šířkách a tím i růstu mořského ledu. Princip GP se podobá všem subtropickým západním hraničním proudům tím, že zajišťuje dokončení cyklu NAO u severního pólu a zpětný přenos směrem k rovníku. GP však na rozdíl od ostatních západních hraničních proudů obsahuje také průtokovou složku, která se neobrací zpět k rovníku, ale pokračuje směrem k pólu jako mělká větev AMOC (Rayner et al., 2011). Tato relativně teplá složka GP se nakonec dostane do subpolárních zeměpisných šířek a do Severských moří, kde se díky výměně tepla s atmosférou a mořským ledem přemění na hlubinnou vodu v severním Atlantiku, která se přidává do hluboké části AMOC (B. Hansen & Østerhus, 2000).

GP přenáší velké množství tepla z tropů do středních a vyšších zeměpisných šířek. Západní větry, které vanou nad Evropou, odebírají toto teplo z Golfského a Severoatlantického proudu a odnášejí ho nad pevninu. GP tak pomocí zpětnovazebných procesů mezi oceánem, atmosférou a kryosférou hluboce ovlivňuje klima celé severní polokoule. Zimní povrchové teploty vzduchu v západní Evropě jsou až o 10 °C vyšší než zonální průměr v ekvivalentních zeměpisných šířkách (Palter, 2015). GP má ale vliv na celou troposféru. Přímo ovlivňuje teplotu vzduchu a tlaková pole. Tento vliv je potvrzen častým výskytem vysoké oblačnosti podél jeho trasy (Minobe et al., 2008).

Golfský proud a jeho rozšíření zahrnující horní rameno AMOC je nejsilnější systém oceánských proudů na severní polokouli a jeden z nejúčinnějších hnacích sil globální oceánské cirkulace. Zároveň velmi přispívá k proměnlivosti klimatu Země (Jackson et al., 2022). Obecně se má za to, že dlouhodobé změny síly AMOC jsou dobrým indikátorem změny klimatu. Změny v síle AMOC mohou mít globální dopady na pozici intertropické zóny konvergence (Timmermann et al., 2007), v důsledku toho na srážky Sahelu (Mulitza et al., 2008), asijské monzunové oblasti (Fallah et al., 2016) a ovlivňují také mořské ekosystémy (Schmittner, 2005).

Předpokládá se, že AMOC v reakci na nárůst koncentrace skleníkových plynů zpomalí, což zároveň povede ke změnám v Golfském proudu. Je možně, že změna Golfského proudu dále způsobí srážkové anomálie podél dráhy tohoto teplého proudu

a vyvolá změny atmosférické cirkulace kvůli změnám v globálních vlnových a bouřkových drahách (Minobe et al., 2008).

4.2 NAO index

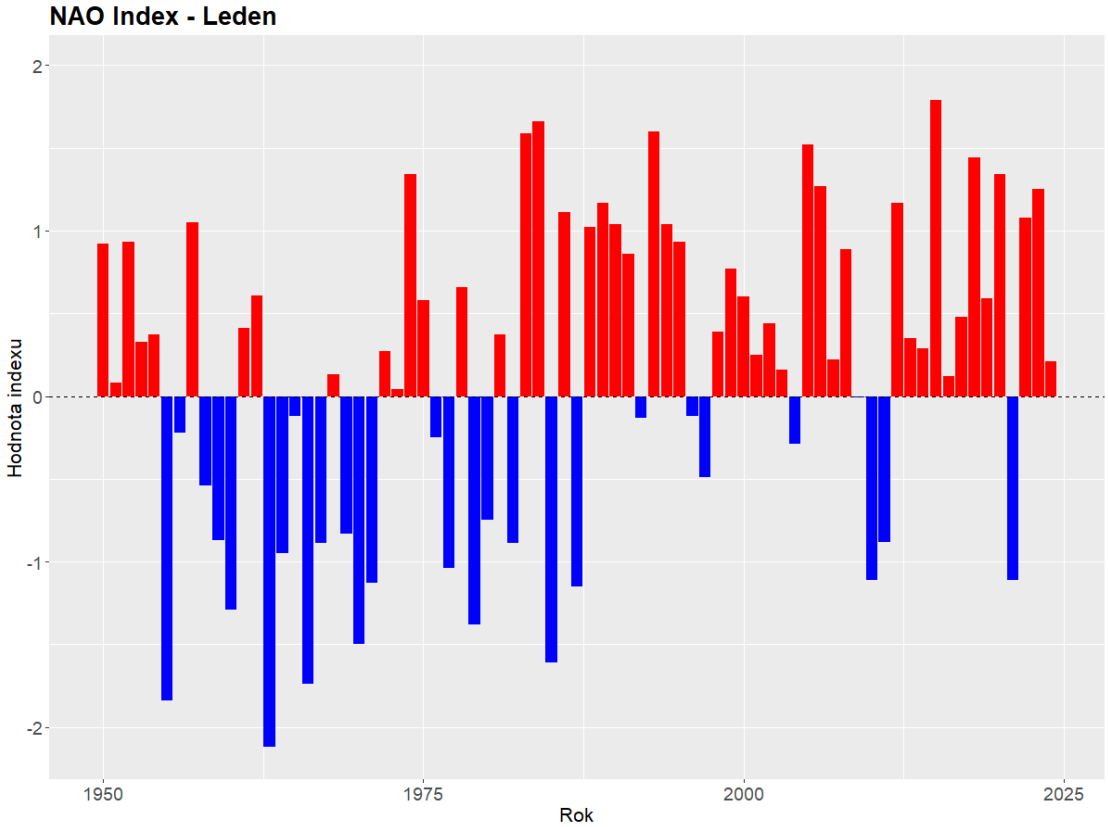
NAO je úzce propojena se změnami atmosférického tlaku. Na základě těchto změn se počítá index Severoatlantické oscilace, který je založen na rozdílu povrchového tlaku na hladině moře mezi subtropickou Azorskou výší a subpolární Islandskou níží. Konkrétní hodnoty NAO indexu se získávají tak, že se porovnává denní změna výšky tlakové hladiny 500 hPa v oblasti 0–90° severní šířky s typickým vzorem NAO. Tento vzor byl vytvořen na základě analýzy změn atmosféry mezi lety 1950 a 2000, přičemž byl vybrán jako nejvýznamnější způsob změny tlaku v této oblasti.

Rozdíl tlaku mezi těmito regiony zcela určuje sílu a směr západního proudění. NAO má různě dlouhé délky cyklu, nejčastěji je to 7 let, jindy trvá i desetiletí, anebo je naopak výrazně kratší. Tyto cykly se skládají z 2 hlavních fází – pozitivní (kladné hodnoty NAO indexu) a negativní (záporné hodnoty) (NOAA ©2025).

Obě fáze NAO jsou spojeny se změnami v intenzitě a umístění severoatlantického proudu, v dráze bouří a s rozsáhlými změnami normálních vzorců zonálního a meridionálního přenosu tepla a vlhkosti. Tyto jevy dále vedou ke změnám teplotních a srážkových vzorců od východního pobřeží Severní Ameriky přes Grónsko až k západní a střední Evropě (Pokorná & Huth, 2015). Výkyvy z jedné fáze do druhé jsou příčinou velkých změn průměrné rychlosti a směru větru nad Atlantikem, přenosu tepla a vlhkosti mezi Atlantikem a pevninou a intenzitou a četností bouří (Hurrell et al., 2003).

Pokud je tlakový rozdíl výrazný, index NAO nabývá kladných hodnot a značí pozitivní fázi NAO. Ta s sebou nese zesílené západní proudění, podnormální tlak ve vysokých zeměpisných šířkách severního Atlantiku a nadnormální tlak nad centrálním severním Atlantikem, východními Spojenými státy a západní Evropou. Silná pozitivní fáze je spojována s nižšími teplotami v jižní a střední Evropě a s větším srážkovým úhrnem nad Skandinávií. Naopak pro jižní a střední Evropu tato fáze znamená nižší výskyt srážek. Celkově tato fáze indikuje vlhčí počasí, mírné zimy a chladná léta. V období velkého rozdílu tlaku dosahuje Islandská tlaková níže jihozápadním směrem až ke břehům Severní Ameriky, kde blokuje arktický vzduch a drží ho dále od východního pobřeží. Pokud se NAO spojí s jevem El Niño, může v zimě přinést do severovýchodní části Spojených států a jihovýchodní části Kanady

značné oteplení. V opačném případě umožňuje arktickým masám vzduchu postup jižním směrem a sněhové bouře a nízké teploty mohou sahat až po Floridu.



Obrázek 4: Průměrné lednové hodnoty NAO indexu od roku 1950 do roku 2024 (data: NOAA, vlastní zpracování v programu RStudio)

Během silných negativních fází NAO jsou tyto vzorce pozorovány opačné. Evropské teploty v létě i v zimě dosahují extrémních hodnot a výskyt srážek je podprůměrný. Negativní fáze také posouvá cyklonální proudění blíže ke Středomoří a přináší tak bouřky a srážky do oblasti severní Afriky.

NAO má značnou meziroční variabilitu. Při zvláště dlouhých obdobích, kterým dominuje určitá fáze NAO jsou často pozorovány abnormální teploty a rozmístění srážek, které mohou zasahovat až do středního Ruska (NOAA ©2025).

Z obrázku 4 je patrné, že již od 80. let 20. století NAO index pro měsíc leden nabývá převážně kladných hodnot. Výkyvy do negativních hodnot indexu jsou krátké a slabé.

5. Vznik a vývoj Golfského proudu

Díky analýze ledových jader, lze získat informace o historii a vývoji moří a jejich pohybech. Vývoj teplot se odvozuje pomocí druhové rozmanitosti fosilního planktonu,

z poměrů stopových kovů nebo z izotopů kyslíku. Historické rekonstrukce se provádějí na základě klimatických modelů (Rahmstorf, 2002).

První oceánské proudy se formovaly na základě uspořádání tehdejších kontinentů. Když se na konci prvohor prakontinent Pangea obklopený jediným praoceánem Panthalassou, rozpadl na Laurasii a Gondwanu, vznikl oceán Tethys. V této době také vznikla severní část Atlantského oceánu, která se dále rozšířila v rané křídě, poté co se rozpadla Laurasie. Když se Jižní Amerika vzdalovala od Antarktidy, vznikla Antarktická cirkulace, v jejímž důsledku se jižní pól ochladil a vytvořily se ledovce. Při uzavření Panamské šíje spojením Severní a Jižní Ameriky došlo k přesměrování oceánských proudů. Golfský proud zesílil a Arktida se ochladila, což přispělo ke vzniku dob ledových (Haug & Tiedemann, 1998).

Oceán má potenciál způsobit rychlou změnu klimatu. Změny přenosu tepla GP mohou způsobit náhlé výkyvy klimatu v severních vysokých zeměpisných šířkách. Například během posledních 100 000 let se teploty v Grónsku změnily během 5–25 let až o 10 °C (Dansgaard et al., 1993). Takové výkyvy klimatu na severní polokouli byly běžné během poslední doby ledové a vyskytly se několikrát od posledního ledovcového maxima (Dansgaard et al., 1982).

5.1 Poslední doba ledová (před 120–11,7 tis. lety)

Výzkumy naznačují, že v různých dobách poslední doby ledové převládaly v Atlantiku tři různé cirkulační režimy označovány jako stadiální, mezistadiální a Heinrichův režim (jinak také chladný, teplý a vypnutý režim podle jejich fyzikálních vlastností v severním Atlantiku) (Alley, Clark, 1999). V období stadiálního režimu byla Atlantská hlubinná voda (NADW) formována v subpolárním severním Atlantiku (jižně od Islandu), v době mezistadiální se NADW vytvářela v Severských mořích (severně od Islandu) a v Heinrichově období formace NADW téměř ustala a hlubokou Atlantickou pánev vyplnily vody ze Severských moří (Rahmstorf, 2002).

Na mnoha místech na severní polokouli došlo k náhlým změnám klimatu, které pokrývaly téměř celý rozsah od glaciálních po interglaciální podmínky. Přechod mezi těmito klimatickými stavy nastal během několika desetiletí nebo i rychleji (Voelker, 2002).

Dlouhodobá tání severoamerických a euroasijských ledovců při přechodu k současnému interglaciálu probíhala přibližně během období před 15 až 8 tisíci lety. V tomto období došlo k několika náhlým přechodům mezi relativně teplými a téměř glaciálními podmínkami v severním Atlantiku a Evropě. Každý z těchto výkyvů začal

během několika desetiletí a trval několik stovek let až tisíciletí a skončil stejně náhle, jako začal (Palter, 2015).

5.1.1 Heinrichovy události

Během druhé poloviny posledního glaciálu se z ledovcových systémů v severním Atlantiku epizodicky uvolňovalo velké množství ledovců, které pocházely z ledového příkrovu Severní Ameriky. Ledovce v Atlantiku roztávaly a v důsledku tohoto rychlého a rozsáhlého přidávání sladké vody do subpolárního Atlantiku, se snížila produkce NADW, což vedlo ke kritickému oslabení (až zastavení) AMOC a obecnému ochlazení klimatu. Na většině míst na jižní polokouli zejména v okolí Antarktidy, jsou však Heinrichovy události spojeny s oteplováním (Rahmstorf, 2002).

Pokud je totiž formace hlubinné vody v oblasti Arktidy snížena, zvyšuje se naopak tvorba spodní vody v okolí Antarktidy (Rahmstorf, 2002). V souvislosti s tím bylo zjištěno, že když se během náhlých událostí ochladila oblast severního Atlantiku, jižní polokoule se oteplila. Důvod této opačné teplotní odezvy souvisí se změnami v transportu tepla spojenými s variabilitou hlubinných vod. Pokles přeměny povrchové vody na vody hlubinné v severním Atlantiku během Heinrichových událostí způsobil pokles severního proudění tropické teplé povrchové vody a došlo tak k ochlazení severní oblasti Atlantiku. K obnově tvorby NADW nebyl z tropů do severního Atlantiku transportován dostatek tepla. Teplo se tedy akumulovalo na jižní polokouli a v tropickém Atlantiku (Oppo & Curry, 2012). Toto současné ochlazování na jedné polokouli a oteplování na druhé, v důsledku variability hlubinné vody a souvisejících změn v transportu tepla v horní části oceánu, bylo pojmenováno jako „The Bipolar Seesaw“ („mechanismus hemisférické houpačky“) (Broecker, 1998).

5.1.2 Mladší dryas

Další z klimatických výkyvů byl Mladší dryas (MD). Šlo o významnou událost ochlazení klimatu, která přerušila trend deglaciálního oteplování na severní polokouli. Začal přibližně před 12,8 tisíci lety a skončil asi o tisíc let později náhlým oteplením o několik stupňů Celsia během několika málo desetiletí (McManus et al., 2004).

Během MD došlo kvůli vysokému přítoku roztáté vody z ledovců pravděpodobně k zastavení tvorby NADW jako při Heinrichových událostech. Nicméně dle studie S. Rahmstorfa se zdá nepravděpodobné, že by MD byl téměř stejně tak chladný jako předcházející Heinrichovy události během glaciálního maxima. V období MD byla již zvýšená hladina CO2 v atmosféře a objem vnitrozemského ledu byl snížen.

Počátek období MD zůstává předmětem diskusí. Od dlouho drženého scénáře, že MD byl jednorázovou odlehlou hodnotou vyvolanou katastrofální záplavou vody proudící z rozpadajícího se Laurentidského ledového příkrovu, se opustilo kvůli nedostatku jasných důkazů. Existuje také teorie, že MD byl spuštěn dopadem komety. Tato domněnka se ale také neprosadila a místo ní, se dnes vědci přiklání k teorii, že spíše, než že by šlo o podivný jednorázový výskyt, je MD nedílnou součástí deglaciálních událostí, které přinesly poslední záchvěvy doby ledové v globálním měřítku (Broecker et al., 2010).

MD byl široce studován jako příklad náhlé změny klimatu jak rekonstrukcemi založenými na proxy datech, tak pomocí numerických klimatických modelů. Tyto modelové studie se zaměřovaly hlavně na teplotní odezvu, která vykazovala nejsilnější ochlazení v oblasti severního Atlantiku, spojené se sníženou silou AMOC (Renssen et al., 2018).

Předpokládá se, že události MD byly důsledkem rychlých přeskupení termohalinní cirkulace Atlantského oceánu (Alley, 2007). Šlo o období, kdy došlo k zastavení tvorby NADW, což umožnilo hromadění sladké vody na hladině oceánu. To vedlo ke vzniku rozsáhlé ledové pokrývky na mořské hladině, jejíž přítomnost blokovala uvolňování oceánského tepla, přesměrovala západní větry na jižnější dráhu (Brauer et al., 2008) a zároveň odrážela sluneční záření zpět do vesmíru.

V důsledku toho nad severním Atlantikem a přilehlými pevninami převládaly chladné podmínky podobné Sibiři (Denton et al., 2005). Toto ochlazení severních oblastí mělo široké dopady v tropických oblastech (Chiang & Bitz, 2005). Asijský monzun byl oslaben (Wang et al., 2001) a pás tropických dešťů se posunul na jih (Wang et al., 2004).

Kompilace více než 100 proxy záznamů z ledovcových jader odhalily rozsah ochlazení na severní polokouli během MD, který se pohyboval od 2 °C do 5 °C pod průměrnými teplotami předchozího Allerødského teplého období (Shakun & Carlson, 2010). Další proxy záznamy naznačují, že přibližně 170 let po počátečním ochlazení došlo k dramatické aridifikaci severní Evropy (Rach et al., 2014). Předpokládá se, že toto suché období bylo způsobeno rozpínáním mořského ledu na jih po počátečním ochlazení, což změnilo atmosférickou cirkulaci a s ní spojené vzorce srážek (Palter, 2015).

Proxy záznamy z jader sedimentů potvrzují, že změny v transportu Golfského proudu se shodují s výkyvy evropského klimatu za posledních 15 tisíc let (Huybers & Wunsch, 2010) a že během MD byl hluboký severní Atlantik naplněn vodami

s vysokým obsahem živin (Boyle & Keigwin, 1987), což je indikátor toho, že tato oblast oceánu byla pomaleji promíchávána větrem, a tím byl transport AMOC snížen.

5.1.3 Postglaciální ochlazení

K náhlému uvolněním sladké vody z pozůstatků Laurentidského ledového štítu do severního Atlantiku došlo i před 8,2 tisíci lety. Způsobilo to globální změnu klimatu – došlo k rychlému ochlazení a aridifikaci severní polokoule. Ochlazení jasně předcházelo vypuštění sladké vody z jezer Agassiz a Ojibway v Severní Americe a trvalo přibližně 200–300 let. Zanechalo výraznou stopu v proxy záznamech po celém severním Atlantiku, včetně severní Evropy (Alley & Agustsdottir, 2005). Existují jasné důkazy z jezerních a mořských sedimentů, které ukazují, že průměrné teploty v Evropě v této době poklesly o 1 °C (Grafenstein et al., 1999). Stejně jako u MD bylo i toto ochlazení důsledkem náhlého zpomalení AMOC. Vyšší zastoupení sladké vody v severním Atlantiku narušilo oceánskou konvekci a tvorbu hlubinné vody, což snížilo přenos tepla z oceánu do atmosféry a také se zpomalila advekce tepla na sever severoatlantickými proudy (Borzenkova et al., 2015).

I když přesný spouštěč pro zpomalení AMOC během období MD zůstává sporný, je pozorována shoda nezávislých proxy záznamů, která vedla ke konsenzu, že variace v intenzitě AMOC a náhlé klimatické změny na severní polokouli během MD a ochlazení před 8,2 tis. lety probíhaly současně (Palter, 2015).

6. Způsoby pozorování a měření

Oceánské proudy ovlivňují téměř jakýkoliv proces probíhající v oceánu. Znalost proudů je důležitá například v lodní dopravě ke snížení spotřeby paliva a celkových nákladů na dopravu (Klemas, 2012). V případě havárií nebo úniku znečišťujících látek jsou polutanty a trosky přenášeny pomocí mořských proudů. Proto je důležité znát jejich trasy ke zmírnění dopadů na mořské ekosystémy (Klemas, 2010). Znalost pobřežních proudů je důležitá pro řešení problému s transportem sedimentu nebo nadměrným růstem řas, způsobujícím deoxygenaci vody (Klemas, 2012).

Vzhledem k tomu, kolik procesů proudy ovlivňují je nezbytné, aby meteorologové, oceánografové, správci pobřežních a rybářských oblastí stejně jako agentury související s mořem a lodní společnosti měli aktuální informace o oceánských a pobřežních proudech. Znalost oceánské cirkulace je významnou součástí výpočtů planetárního tepelného rozpočtu pro globální klimatické programy (Klemas, 2012).

6.1 Metody měření

Mezi první metody měření oceánských proudů patří Lagrangeova metoda, spočívající v umístění plovoucího předmětu tak, aby se vzdaloval od výchozí polohy. Když byl předmět lokalizován a vynořen, vzdálenost, čas a směr, kterým odplaval, se použily k výpočtu rychlosti (intenzity) a směru proudu. Euleriánská metoda umísťovala přístroj k měření na určité pevné místo na dně. Když voda skrz přístroj proudila, docházelo k měření rychlosti a směru vody. V daném bodě tak mohly být generovány časové řady za účelem získání trendů proudění. Dnes tuto metodu využívají vědci za pomocí elektromagnetických měřičů proudů, akustického Dopplerova proudového profilovače nebo vysokofrekvenčních radarů (OceanDrivers ©2025).

Norský oceánograf a meteorolog H. U. Sverdrup ve své studii přišel s teorií, jak počítat intenzitu mořských proudů pomocí výpočtu objemu mořské vody přepravené v čase. Její jednotkou se stal 1 Sv (sverdrup) po jejím objeviteli a rovná se jednomu milionu kubických metrů přepravených za sekundu. Stálé oceánské proudy jsou počítány z pozorovaného rozložení hustoty. Je tomu tak za předpokladu, že horizontální tlakový gradient je vyvážen Coriolisovou silou a že horizontální rychlosti a horizontální tlakový gradient mizí v mírné hloubce pod hladinou moře. Při výpočtu proudů se zanedbává zrychlení a třecí síly (Sverdrup, 1947).

Dnešní pozorovací systémy rychlosti oceánu lze rozdělit podle rozsahu na globální a pobřežní. V celosvětovém měřítku jsou poskytována pozorování z kotvících nástrojů, které se nacházejí většinou poblíž a podél pobřeží, zejména na severní polokouli (Scott et al., 2010). Tato kotviště jsou obvykle seskupená a tvoří pole bodových proudových měřičů nebo proudových profilů ze dna oceánu, které poskytují omezený časový rozsah a jsou soustředěny v horních 100 m (Holloway et al., 2011). Pole proudových měřičů a pobřežní radary poskytují měření pouze na lokální úrovni. K mapování povrchových proudů a studiu jejich vlivu na klima a životní prostředí ve velkých oceánských nebo pobřežních oblastech je nutné využívat satelitní dálkové senzory (Han, 2005), které mohou poskytovat snímky povrchu oceánu za každého počasí s širším záběrem a vyšším prostorovým rozlišením (Fu et al., 2008). Vzorce proudů, jako je Golfský proud, jsou mapovány pomocí satelitních infračervených skenerů (Klemas, 2012).

Je prokázáno, že povrchové oceánské proudy lze přímo měřit s využitím Dopplerova jevu, tj. frekvenčního posunu emitované elektromagnetické vlny v důsledku pohybu mezi zářičem a mořskou hladinou. Tento jev je využíván

k získávání aktuálních informací z měření satelitů pomocí radaru se syntetickou aperturou (SAR) (Chapron et al., 2005) a z pobřežních vysokofrekvenčních radarových stanic (Paduan & Washburn, 2013). Dnes je několik misí vesmírných agentur jako je NASA nebo ESA schopno měřit Dopplerův posun. Postupně od roku 1992 družice TOPEX/Poseidon, Jason-1, Jason-2 a Jason-3 úspěšně používají vesmírné radarové výškoměry ke sběru dat výšky mořské hladiny ve všech světových oceánech (NASA ©2025).

Závěry Třetí hodnotící zprávy IPCC uvedly, že většina modelů vykazovala oslabení THC během 21. století a tím vyvolaly obnovené úsilí o pozorování AMOC. Zejména to vedlo k vytvoření programu pro rychlou změnu klimatu (RAPID). Klíčovým prvkem RAPID byl návrh na monitorování AMOC na 26,5° severní šířky v Atlantiku. Na jaře 2004 tak došlo k rozmístění pozorovacího systému přes Atlantik a od této doby je síla AMOC nepřetržitě sledována. Klíčovými složkami AMOC a metodami, jimiž jsou kvantifikovány, jsou transport Golfského proudu přes Floridskou úžinu měřený podmořským kabelem, Ekmanův transport vypočítaný z namáhání větrem a oceánský transport měřený řadou kotvišť na západní a východní hranici a Středoatlantském hřbetu. Měření poskytují informace nejen o samotné síle AMOC, ale také o hlavních složkách cirkulace. Pozorování vedou k úplnějšímu obrazu AMOC (Srokosz & Bryden, 2015). K podobnému měření dochází i na linii OVIDE mezi Portugalskem a Grónskem (Mercier et al., 2015).

6.2 Klíčové vlastnosti průběhu mořské cirkulace

Pozorování a předpověď proudů jsou ale stále obtížné. Žádný pozorovací systém není schopen poskytnout přímá měření globálních oceánských proudů pomocí synoptické meteorologie. Místo toho se používají data o výšce mořské hladiny, teplotě hladiny mořské vody a v dynamických rámcích se odvozuje rychlost. Asimilace rychlostí do numerických modelů oceánské cirkulace je obtížná především kvůli nedostatku údajů (Isern-Fontanet et al., 2017).

Mezi hlavní fyzikální a chemické indikátory mořské vody, které ovlivňují oceánskou cirkulaci patří teplota hladiny mořské vody (SST), tlak na hladině mořské vody (SLP) a salinita hladiny mořské vody (SSS). Všechny tyto vlastnosti určují hustotu mořské vody, která je zásadní pro termohalinní cirkulaci (Ruda, 2014). Mezi klíčové trendy patří i obsah oceánského tepla a rozsah, tloušťka a objem ledu v Arktidě (Garcia-Soto et al., 2021).

Několik studií naznačilo, že anomálie SST v blízkosti GP vyvolávají změny atmosférické cirkulace (Watanabe et al., 2006). Jednoduché odhady ukazují,

že realistické změny v SSS nebo SST mohou vyvolat změny intenzity AMOC o několik Sv nebo 10–20 % průměrné cirkulace (Sévellec & Fedorov, 2015). Vyšší SST a obsah tepla v oceánu posilují tropické cyklóny. Ty jsou intenzivnější, větší, trvají déle a tím výrazně zvyšují možnost vzniku záplav (Garcia-Soto et al., 2021).

Zvýšené hodnoty SST a obsahu oceánského tepla urychlují tání ledovců, které narušuje tvorbu hlubinné vody, tedy části pásové cirkulace pohánějící AMOC. Místa v severním Atlantiku, na kterých dochází ke konvekci a k vertikálnímu míchání klesáním husté slané vody ke dnu jsou citlivá na interakci s ledem. Jejich přesné umístění se tak může přesouvat v důsledku klimatických změn (Swingedouw et al., 2022). Kromě toho ale mořský led hraje zásadní roli při udržování globální tepelné rovnováhy. Globální atmosférická a oceánská cirkulace přenáší teplo z rovníku k chladnějším pólům. Vysoké albedo mořského ledu a kryosféry umožňuje globálnímu systému efektivněji odrážet sluneční záření a vyzařovat dlouhovlnné teplo ke zmírnění globální tepelné bilance. Ztráta ledu v kryosféře snižuje planetární albedo, umožňuje proudění většího množství tepla z oceánu do atmosféry přes tenčí mořský led a rozsáhlejší oblasti otevřené vody a snižuje schopnost Země udržovat globální tepelnou rovnováhu (Meredith et al., 2019).

6.3 Databáze měřených vlastností mořské vody

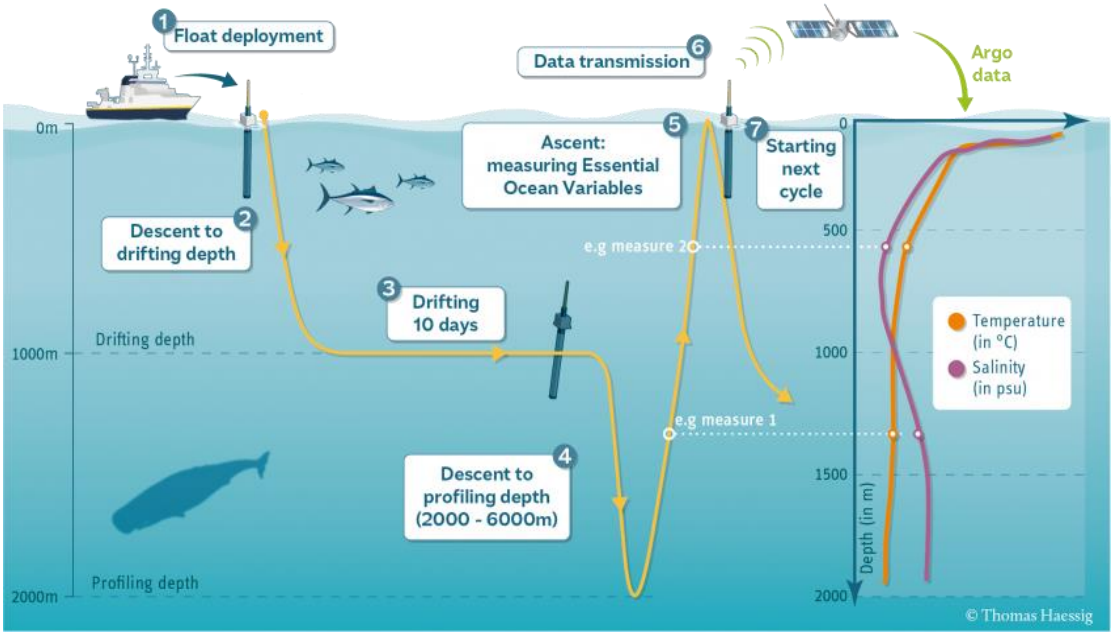
Jeden z prvních zdokumentovaných souborů užitečných měření oceánů byl proveden kolem roku 1770. Benjamin Franklin analyzoval pozorování teploty oceánu uskutečněná na cestách mezi Evropou a anglickými koloniemi, aby určil strukturu a cestu Golfského proudu (Johnson et al., 2022 ex Folger & Poupard, 1787). O sto let později expedice Challenger (1872–1876) značně rozšířila databázi tím, že dokončila první systematický průzkum světového oceánu a sbírala měření teploty z lodí do hloubek až několika tisíc metrů na více než 250 místech v Atlantiku, Tichém oceánu a Indickém oceánu (Johnson et al., 2022 ex Tizard et al., 1965).

Během následujícího století se technologie plavidel a měření neustále zlepšovala a byly zakládány specializované oceánografické laboratoře. Do 80. let 20. století oceánografové shromáždili první globální soubor dat sestávající z několika tisíc vysoce kvalitních stanic, které měřily teplotu a salinitu. Analýzy těchto dat osvětlily globální, trojrozměrnou cirkulaci složenou z lokalizovaného hlubokého klesání vody ve vysokých zeměpisných šířkách v severním Atlantiku a kolem Antarktidy, kompenzované pomalým vzlínáním v hlubokých mořích světového oceánu (Johnson et al., 2022).

6.4 Argo

V dnešní době je nejlepším způsobem získávání dat in-situ a pozorování oceánských proudů program Argo. Program byl v roce 2000 vytvořený mezinárodním týmem vědců, kteří rozmístili téměř 4 tisíce plovoucích robotických bójí po oceánech celého světa.

Bóje se nechávají unášet mořskými proudy a pohybují se nahoru a dolu mezi hladinou a střední vrstvou vodního sloupce. Každý z těchto plováků stráví téměř celý svůj život (který může být až 10 let dlouhý) pod hladinou. Jsou vybaveny senzory pro sledování kolísání teploty a salinity v horních vrstvách oceánu a přenášejí data přes satelity na oběžné dráze téměř v reálném čase do laboratoří na pevnině. Salinita se dnes určuje měřením vodivosti mořské vody (Argo ©2025). Ročně bóje poskytují 100 000 profilů teploty/salinity a referenčních měření rychlosti (NOAA ©2025).



Obrázek 5: Desetidenní cyklus Argo bóje. 1. vypuštění bóje, 2. klesání do hloubky 1 km, 3. unášení proudy po dobu 10 dnů, 4. pokles do hloubky 2-6 km, 5. výstup k hladině a měření, 6. přenos dat, 7. začátek nového cyklu (Argo ©2025).

Každá bóje stojí mezi 20 a 150 tisíci USD v závislosti na technické specifikaci určitého plováku. Bóje jsou spouštěny z lodí a jejich hmotnost je pečlivě nastavena tak, aby se při potápění nakonec ustálila na předem nastavené úrovni, obvykle 1 km. Za 10 dní vnitřní čerpadlo poháněné baterií převede olej mezi nádrží bóje a vnějším měchýřem. Plovák díky tomu nejprve klesne do hloubky 2 km a poté se vrací k hladině, zatímco měří vlastnosti vody. Jakmile je plovák na hladině, prostřednictvím GPS určí svou polohu a poté začne komunikovat pomocí satelitů. Data jsou přenášena do satelitů a dále do přijímacích stanic na pobřeží. Bóje během intervalu na hladině, který je většinou dlouhý 15 minut až jednu hodinu, přijme nové pokyny

ke své misi a poté se noří zpátky do hloubky 1 kilometru a tento 10denní cyklus se opakuje, dokud se nevybije baterie v plováku. Většinu času stráví bóje unášením spolu s hlubokými mořskými proudy. Plováky odesílají data do regionálních datových center, kde jsou podrobena přísné kontrole kvality a poté předána 2 globálním datovým centrům, kde k nim má přístup kdokoli, kdo je chce používat. Základním pravidlem Argo je, že data jsou volně dostupná všem (Argo ©2025).

Program Argo způsobil revoluci ve fyzikální oceánografii, kvůli svému volnému přístupu k datům, a tím k velmi širokému využití. Po dvou desetiletích, s více než 2 miliony profilů zpřístupněných veřejnosti v reálném čase, data Argo podpořila více než 6 000 vědeckých publikací a zlepšila bezpočet předpovědí a projekcí. Mezi tyto úspěchy patří například objasnění zonálních proudů napříč hlubokým tropickým Pacifikem, lepší pochopení oceánských vírů a role míchání při formování vodních mas a cirkulace, osvětlení meziroční až desetileté variability oceánu, kvantifikace příspěvku oteplování oceánů a tání ledu ke zvyšování hladiny moří ve spojení se satelitními daty, zlepšení numerických předpovědí počasí nebo desetiletých klimatických prognóz (Johnson et al., 2022).

7. Kolísání Golfského proudu

Klimatické simulace ukazují, že AMOC podléhá přirozené energetické variabilitě vyskytující se v různých časových měřítcích (Schmittner et al., 2005). Variabilita AMOC souvisí s variabilitou NAO, především prostřednictvím povrchového tepelného toku, který je převážně ovlivněn rozdílem teploty mezi vzduchem a mořem. Částečně však na povrchové toky působí i lokální zpětná vazba teploty mořské hladiny. Bylo potvrzeno, že hlavním mechanismem způsobujícím dekadální variabilitu AMOC, je povrchová ztráta tepla během zimního ochlazení v Irmingerově moři. Anomálie ztráty tepla z Labradorského moře má přibližně poloviční velikost tohoto účinku (Megann et al., 2021).

Variabilita přenosu tepla GP se projevuje ve změnách evropských teplot, srážek i výskytu bouří. Kvůli antropogennímu urychlování změny klimatu se předpokládá oslabení AMOC a s tím souvisejících změn evropského klimatu. Velikost tohoto oslabení je však nejistá a tím také klesá předvídatelnost budoucího klimatu v Evropě (Palter, 2015). Tato nejistota ohledně současného stavu AMOC, nedávných změn a jeho osudu v blízké i vzdálenější budoucnosti pramení z obrovské složitosti a silné variability v různých časových rozpětích, od sezónních přes víceleté až po stoleté a delší (Mishonov et al., 2024).

7.1 Intenzita

Klíčovým aspektem vnitřní variability v Atlantiku je tzv. atlantická multidekadální oscilace (AMO), která představuje souvislý vzorec oscilujících změn SST v severním Atlantiku. Jedná se o variabilitu změn v téměř globálním měřítku se střídáním teplých a chladných fází s periodou 60 až 90 let. Povaha a původ AMO jsou nejisté – není jasné, zda jde o trvalý periodický jev v klimatickém systému, nebo jen o přechodný stav. Ze studií je ale zřejmé, že výrazné oscilace o délce přibližně 55 až 70 let charakterizovaly variabilitu oceánu a atmosféry v severním Atlantiku během posledních 8 000 let. Dle důkazů změny SST, které souvisejí s AMO ovlivňují například klimatické a srážkové vzorce nad Severní Amerikou, sucha v oblasti Sahelu v Africe, proměnlivost srážek v severovýchodní Brazílii, četnost a intenzitu tropických hurikánů (Knudsen et al., 2011) nebo změny srážek v povodí Mississippi (Enfield et al., 2001).

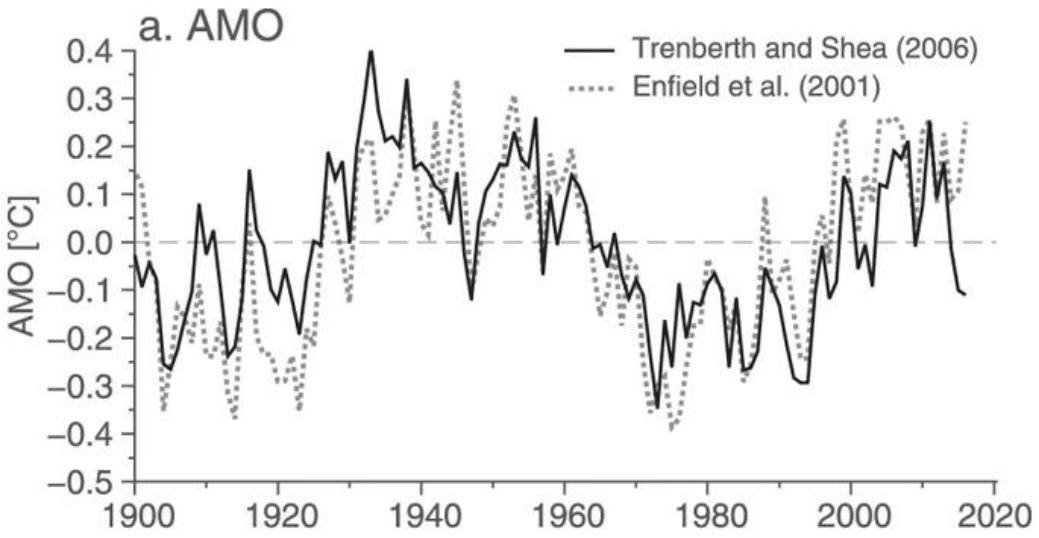
Stejně jako u sledování NAO bylo ke kvantifikaci intenzity kolísání AMOC vytvořeno několik indexů. Jeden z nich je definován jako průměrná hodnota SST v oblasti od 0° do 60° severní šířky a od 80° západní délky do 0°. Aby se izolovala přirozená variabilita, je index zbaven dlouhodobých trendů způsobených antropogenním oteplováním (Enfield et al., 2001). Index AMO odráží variabilitu v severním Atlantiku a je obvykle určen k oddělení vnitřně vynucených variací od antropogenních klimatických změn (Frajka-Williams et al., 2017).

Ačkoli je AMO index založen na SST, která se rychle přizpůsobuje atmosférickým podmínkám, její časová řada vykazuje převážně nízkofrekvenční multidekádové, více než desetileté výkyvy. Na těchto časových škálách se AMO a teploty SST v Atlantiku mění v souladu se silou AMOC. Když je hodnota AMO indexu kladná (tj. Atlantik je anomálně teplý), odpovídá to silnější AMOC, zatímco negativní hodnoty AMO indexu (anomálně chladný Atlantik) signalizují slabší AMOC (Frajka-Williams et al., 2017). Antropogenní vlivy tvoří asi dvě třetiny globálního oteplování po roce 1975, přičemž jedna třetina je způsobena pozitivní fází AMO (Chylek et al., 2014).

Dle tohoto indexu byla AMO od 20. do 60. let 20. století v teplé fázi, v chladné fázi od 70. let do počátku 90. let a poté se opět vrátila do teplé fáze v polovině 90. let, což bylo způsobeno posílením AMOC a Severoatlantického proudu (Msadek et al., 2014) doprovázené oteplováním a zpomalováním subpolárního víru (Frajka-Williams et al., 2017). V posledních dvou desetiletích se AMO nacházelo v teplé fázi, což odpovídalo zesílené aktivitě hurikánů, zvýšeným srážkám nad Indií a Sahelem (Zhang & Delworth, 2006), poklesu srážek nad USA (Enfield et al., 2001) a posunu

rybích populací v severním Atlantiku (Alheit et al., 2014). Návrat do studené fáze AMO by mohl přinést obrácení těchto klimatických dopadů (Frajka-Williams et al., 2017). I když index stále zůstává v teplé fázi, v posledních 5 letech vykazuje mírný pokles, přičemž klesá pod průměr častěji než v dekádě 2000–2010 (NOAA ©2025).

O několik let později byl vytvořen revidovaný index AMO, u kterého byl odečten globální průměr SST (Trenberth & Shea, 2006). Pro zohlednění čistě atlantické variability je totiž žádoucí odstranit širší globální signál, který je spojen s globálními procesy a tím i s globálním oteplováním v posledních desetiletích (Hansen et al., 2005).



Obrázek 6: Indexy SST v Atlantiku. Černá čára udává revidovaný AMO index podle Trenbertha a Shea a šedá přerušovaná čára index dle Enfielda et al. (Frajka-Williams et al., 2017).

Dle výsledků revidovaného indexu AMO (obrázek 6) došlo již před rokem 2020 k poklesu indexu do záporných hodnot značících negativní fázi AMO. Nerevidovaný index dle Enfielda et al., ale žádný pokles neukazuje.

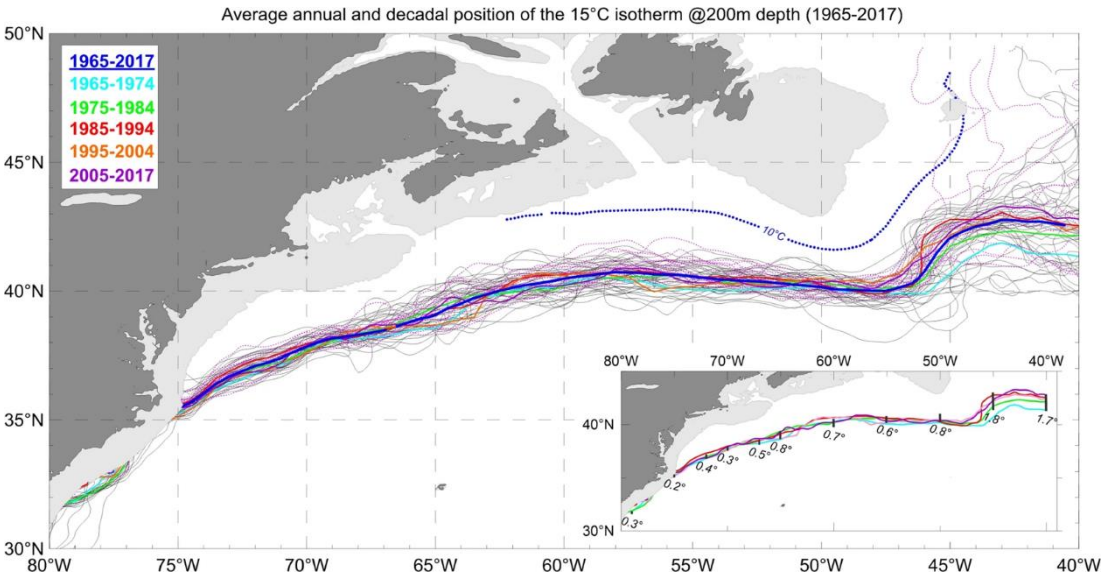
Na základě modelových experimentů a paleoklimatických proxy dat se předpokládá, že v obdobích, kdy je AMOC slabý nebo v extrémním případě zcela zastaven, dochází k ochlazení severního Atlantiku v důsledku sníženého přenosu tepla oceánem směrem na sever (Zhang & Delworth, 2005). Zpětná vazba oceánské cirkulace na AMO ale není na základě dalších analýz podpořena (Clement et al., 2015).

Vzhledem k nárůstu SST v severním Atlantiku za posledních ~30 let a očekávanému budoucímu nárůstu globálního SST lze předpokládat, že vliv AMO na variabilitu klimatu v severní oblasti severního Atlantiku poroste. Navíc když se AMO v 90. letech přesunulo do své teplé fáze, mohlo v tomto období zvýraznit účinek globální oteplování. Návrat z teplé do studené fáze AMO by mohl dočasně maskovat

dopady antropogenního globálního oteplování a vést tak k možnému podcenění budoucího oteplování, pokud nebude zohledněna variabilita AMO (Knudsen et al., 2011).

7.2 Trasa

AMOC pomocí GP vykazuje značnou variabilitu nejen v intenzitě, ale také v měnící se geografické poloze své dráhy. Pozice GP se mění sezónně i meziročně (Pérez-Hernández & Joyce, 2014). Obecně se má za to, že GP se na podzim posouvá na sever, na jaře na jih (Tracey & Watts, 1986) a maximálního baroklinického transportu dosahuje na začátku léta (Sato & Rossby, 1995). Vědci v roce 2001 z analýzy časových řad polohy GP získávaných z NASA satelitu mise TOPEX/Poseidon od října 1992 do listopadu 1998, došli ke zjištění, že osa GP se posouvá na sever (jih) s časovým zpožděním 11 až 18 měsíců poté, co NAO dosáhne kladných (negativních) extrémů (Frankignoul et al., 2001). Některé studie naznačují, že meziroční šířkové migrace dráhy GP mohou být spojeny s jedním nebo více přirozenými klimatickými režimy, jako je Atlantická multidekadální oscilace (Nigam et al., 2018), Severoatlantická oscilace nebo El Niño–jižní oscilace (Taylor et al., 1998).



Obrázek 7: Soubor ročních průměrných poloh izotermy 15 °C v hloubce 200 m pro každý rok. Poloha v letech 1965-2004 šedě, 2005-2017 fialově tečkované čáry, pět průměrných dekadálních poloh barevně. Izoterma 10 °C v hloubce 200 m jako modrá tečkovaná čára představuje Severoatlantský proud (Seidov et al., 2019).

Různé indexy GP ukazují, že amplituda šířkového posunu GP se v průběhu let mění (Nigam et al., 2018). Tento posun je považován za indikátor intenzity AMOC – silnější AMOC odpovídá posunu průměrné polohy severní hrany Golfského proudu na jih, zatímco slabší AMOC odpovídá posunu na sever (Hameed et al., 2018). Seidov et al. ve své studii z roku 2019 definují tuto severní hranu GP, vymezenou izotermou

15 °C v hloubce 200 m, jako hlavní ukazatel dráhy GP. Dle jejich analýz je trasa GP mezi mysem Hatteras a Grand Banks u ostrova Newfoundland mimořádně stabilní a odolná. Naopak v rozšířené zóně poblíž Grand Banks zjistili výrazný posun GP na sever– za přibližně 50 let o více než 2,6° zeměpisné šířky. Tento posun by mohl ovlivnit dlouhodobou dynamiku AMOC. V rozšířené zóně GP byla odhalena kladná korelace mezi variabilitou severní hrany GP a variabilitou obsahu tepelné energie oceánu. Tato korelace se zvyšuje s delšími časovými úseky – roční korelace = 0.5, pětiletá korelace = 0.8, desetiletá korelace = 0.9. Proto se dle autorů může obsah tepelné energie oceánu stát nejlepším indikátorem variability dráhy GP na desetiletých a delších časových škálách (Seidov et al., 2019).

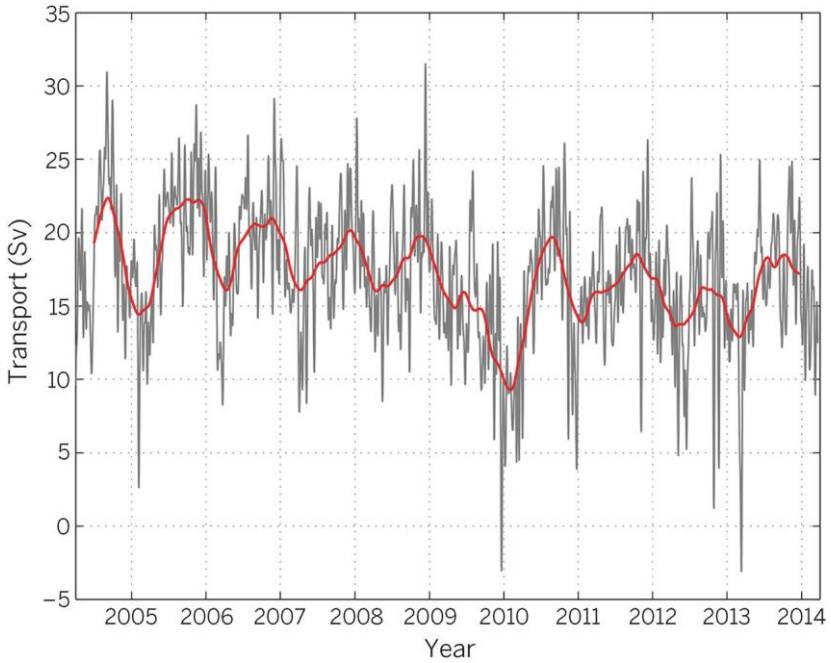
Vertikální rychlost na spodní hranici Ekmanovy vrstvy (Ekmanovo čerpání) je zodpovědné za zdvihání tzv. Osmnáctistupňové vody (Eighteen Degree Water – EDW), která jako specifický typ zimní vodní hmoty vytvořený v subtropickém víru severního Atlantiku tvoří v hydrografických měřeních silnou vrstvu s omezeným teplotním gradientem a teplotou přibližně 18 °C (Joyce et al., 2013). Ekmanovo čerpání způsobuje i nepřiměřeně velké hromadění oceánského tepla jihovýchodně od Golfského proudu. Právě tento mechanismus je považován za hlavní stabilizační faktor odolnosti Golfského proudu po několik desetiletí (Seidov et al., 2019).

8. Změny oceánské cirkulace

Analýzy na základě profilových dat World Ocean Database ukazují, že téměř celý severní Atlantik se systematicky otepluje. Navíc se termohalinní cirkulace v poslední době všude v této oblasti zpomalila. V letech 1955-1994 zůstalo klima a cirkulace v severním Atlantiku konzistentní, ale poslední dvě desetiletí se vyznačovala znatelným snížením síly AMOC, což může být úzce spojeno se změnami v trajektorii a síle systému GP (Mishonov et al., 2024). Během této doby došlo k výraznému nárůstu obsahu tepla v horních vrstvách oceánů (Cheng et al., 2022). Tento nezpochybnitelný fakt naznačuje, že oceánské proudy se také mění v reakci na probíhající oteplování povrchu (Johnson & Lyman, 2020).

S nepřetržitým nárůstem teploty od roku 1965-1974 se voda v severním Atlantiku stala slanější. Mořská voda má tendenci být hustší, když se zvýší salinita. Hustota ale mimo vysoké zeměpisné šířky závisí více na teplotě než na salinitě, takže když se horních 1500 m v severním Atlantiku otepluje, stává se tím mořská voda lehčí. Přestože je oteplování blízko hladiny podstatnější než v hlubších vrstvách, otepluje se i hluboký oceán, i když mnohem pomalejším tempem (Mishonov et al., 2024).

Již zmíněný pozorovací systém RAPID od svého zřízení přinesl řadu překvapivých poznatků. Za prvé, rozsah variability AMOC zjištěný v prvním roce, který byl 4 až 35 Sv, byl větší než rozsah variability zjištěný z 5 nezávislých pozorování prováděných během 50 let na lodi - 15 až 23 Sv. Za druhé amplituda sezónního cyklu s minimem na jaře a maximem na podzim byla o hodně větší, než se očekávalo (o 6,7 Sv) jako i intenzita hnací síly větrného stresu ve východním Atlantiku. Tento pokles byl doprovázen významnými změnami tepelného obsahu oceánu s potenciálními dopady na klima. Za třetí systém zaznamenal 30% pokles AMOC během let 2009–2010, který přesáhl rozsah meziroční variability zjištěný v klimatických modelech používaných pro hodnocení IPCC. A za čtvrté, během období pozorování 26,5° severní šířky rychlost AMOC klesá o 0,5 Sv za rok. To je 10krát rychleji, než předpovídají klimatické modely (Srokosz & Bryden, 2015).



Obrázek 8: 10letá (duben 2004 až březen 2014) časová řada síly AMOC na 26,5° s.š. [Sv] (Srokosz & Bryden, 2015).

Na obrázku 8 je viditelná slabá AMOC v letech 2009–2010 a celkový pokles síly AMOC za období 10 let (Srokosz & Bryden, 2015). Objevily se i návrhy, že AMOC je v současné době ve fázi zotavení po poklesu o přibližně 3 Sv od roku 1993 do roku 2010 (Smeed et al., 2018), po kterém následoval prudký nárůst o přibližně 4 Sv mezi lety 2010 a 2018 (Moat et al., 2020). V jiných simulacích tento nárůst ale není vidět a výsledná síla AMOC ukazuje pokračující pokles asi o 2 Sv od roku 2010 do roku 2020 (Megann et al., 2021). Při použití proxy záznamů se předpokládá, že AMOC je v současnosti nejslabší za poslední tisíciletí (Caesar et al., 2021).

Jiná studie z roku 2018 naznačuje, že horní vrstva povrchových mořských proudů od počátku 90. let zrychlila (Hu et al., 2020). Předpoklad, že za zrychlení mohou silnější větry nebyl potvrzen (Tokinaga & Xie, 2011) a jako nejpravděpodobnější se zdá, že jde o důsledek zvýšené hodnoty SST. Zvýšená SST dominuje změně tepla v horních vrstvách oceánu a mohla by zesílit povrchovou cirkulaci v oteplujícím se klimatu (Wang et al., 2015). Oceán má tendenci se zahřívat odshora dolů, což vede k zúženým povrchovým vrstvám, kde voda proudí rychleji. Díky klimatickému modelu všech světových oceánů, vědci zjistili, že zvyšováním teploty se proudy zrychlily na více než 77 % povrchu oceánu. Jednu z výrazných výjimek představuje GP, který se pravděpodobně zpomaluje z nesouvisejícího důvodu; táním arktického ledu, se ředí slaná voda v severním Atlantiku, kvůli nižší hustotě méně klesá a tím méně pohání oceánskou cirkulaci (Peng et al., 2022). Výsledky studie o zrychlování ovšem neplatí pro hlubinnou cirkulaci. Pro tu naopak platí, že snížená hodnota SSS v subpolárním Atlantiku zpomaluje AMOC (Caesar et al., 2018). Výsledky výzkumů tedy nepodporují hlubokomořské zrychlení. Místo toho je zrychlení horní vrstvy, vyvolané oteplováním hladiny v subtropických vírech a rovníkových oblastech doprovázeno zpomalením v dolní části termokliny, tedy části vodního sloupce, kde se projevuje hlubinná cirkulace (Peng et al., 2022).

Ačkoliv se očekává, že SST se v důsledku globální změny klimatu zvýší ve většině světových oceánů, v rámci severoatlantického subpolárního víru jižně od Grónska je však v projekcích globálního klimatického modelu oblast s výrazně nižšími hodnotami SST než v podobných zeměpisných šířkách. Tato oblast je běžně označována jako Severoatlantická díra v oteplování (NAWH) a vykazuje dlouhodobý trend ochlazování, který sahá od mořské hladiny až do hloubky 2000 m (Garcia-Soto et al., 2021). Bylo zjištěno, že k ochlazení dochází v důsledku poklesu transportu tepla na sever vyvolaného snížením intenzity AMOC (Liu et al., 2020). NAWH byla nalezena jak v historických pozorováních, tak v projekcích klimatických modelů (Sgubin et al., 2017). V nedávné studii bylo potvrzeno, že vznik NAWH a s ním spojený pokles tepelného toku od rovníku do severního Atlantiku je antropogenního původu (Chemke et al., 2020).

8.1 Projekce do budoucna

Indikátory včasného varování intenzity AMOC, jako je nárůst rozptylu nebo autokorelace, při aplikaci na časové řady založené na SST naznačují, že bod zvratu v transportu AMOC pravděpodobně nastane do konce 21. století (Boers, 2021). Tato změna oceánské cirkulace a související zpětné vazby pravděpodobně ovlivní

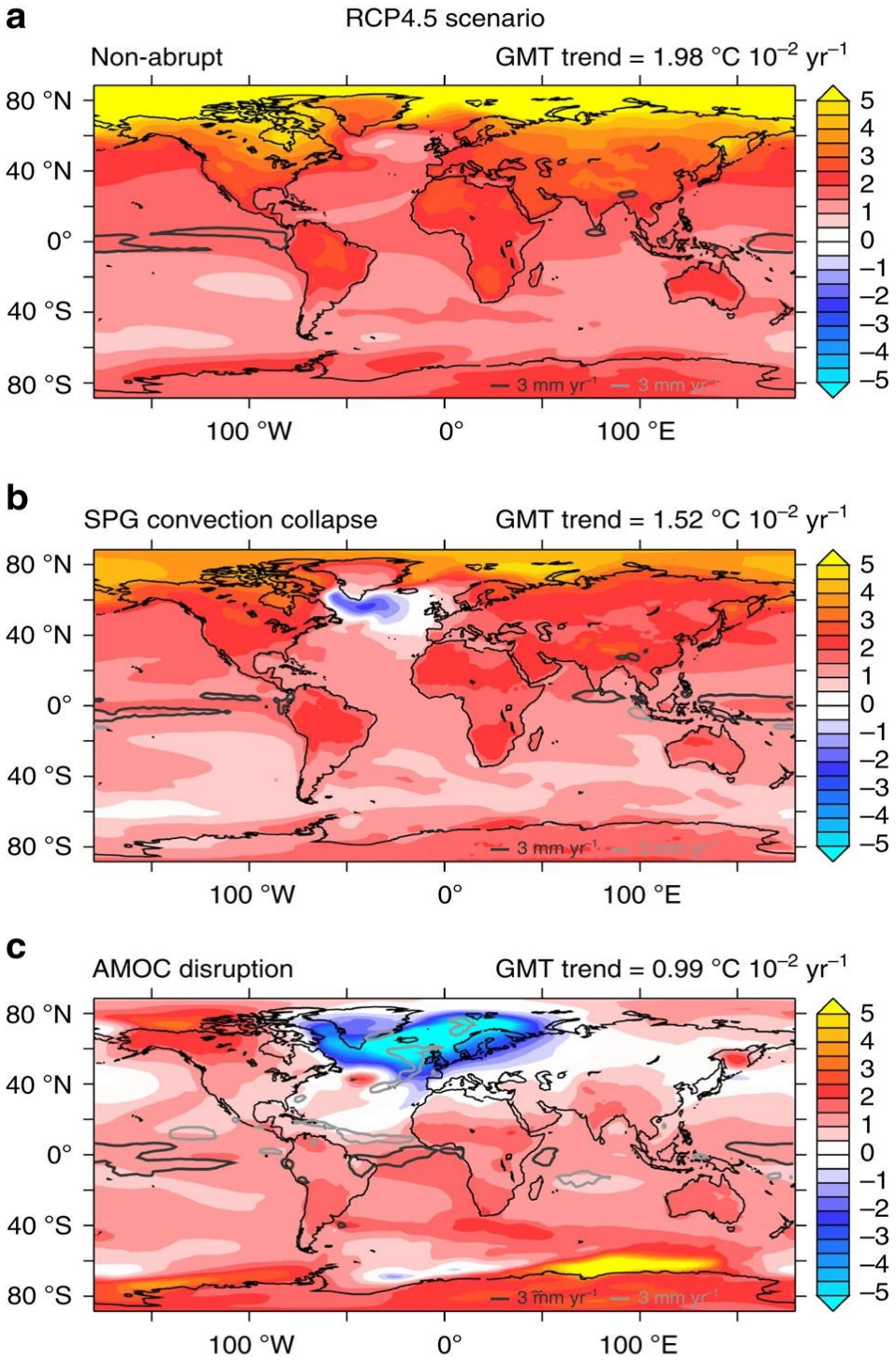
absorpci tepla oceány, rychlost oteplování na severní polokouli, a dokonce i globální tempo oteplování (Winton et al., 2013). Důsledky pro Evropu budou částečně záviset na míře oslabení AMOC, která zůstává velmi nejistá (Palter, 2015), protože variabilita AMOC do značné míry maskuje nízkofrekvenční signál a činí detekci předpokládaného poklesu AMOC náročným (Zhang et al., 2010).

I přesto se mnoho autorů pokusilo předpovědět změny AMOC pomocí různých metod. Například sourozenci Ditlevsenovi ve své studii z roku 2023 odhadují, že kolaps AMOC podle současného scénáře budoucích emisí nastane kolem poloviny století – pro rozmezí let 2025–2095 mají 95% interval spolehlivosti. Jejich přesný odhad je rok 2057.

Většina klimatologů ale není takto konkrétní. Domnívají se ale, že podstatné oslabení AMOC by mohlo mít za následek významnou, možná katastrofickou změnu klimatu. Slabá AMOC by mohla omezit promíchávání a přinést méně teplé vody na sever. Teplo by tak zůstalo v tropech, což by pravděpodobně způsobilo, že horké oblasti budou teplejší a studené chladnější. Tento pokles AMOC by také mohl ovlivnit vzorce srážek, posílit bouře a zvýšit hladinu moře podél severoamerického pobřeží Atlantiku (NOAA ©2025).

S nálezem NAWH se Sgubin et al. rozhodli zhodnotit možné klimatické dopady NAWH. Pomocí 40 klimatických modelů z pátého projektu Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) v rámci různých emisních scénářů (RCP) zjistili, že na rozdíl od dlouhodobého trendu oteplování subpolárního severoatlantického víru (SPG), patrného u většiny modelů, předpovídá 17,5 % modelů rychlé ochlazení SPG, které je spojeno se zhroucením lokální hlubokomořské konvekce. Modely znázornily tři různé odezvy SST v oblasti SPG, které odpovídají třem možným odlišným klimatickým dopadům. Na obrázku 9 je vidět průměrný trend teploty přízemního vzduchu v rámci scénáře RCP4.5 v různých modelech (Sgubin et al., 2017). Scénář RCP4.5 (Representative Concentration Pathway 4.5) je scénář dlouhodobých globálních emisí skleníkových plynů, změn ve využívání půdy a pokryvu krajiny, který stabilizuje radiační působení na úrovni 4,5 W/m² (přibližně 650 ppm ekvivalentu CO_2) v roce 2100, aniž by tuto hodnotu kdy překročil (Thomson et al., 2011). U modelů, které neobsahovaly náhlé klimatické změny (na obrázku 9a), dochází ke zvýšení teploty přízemního vzduchu na celé planetě, což způsobuje nárůst globální průměrné teploty vzduchu přibližně o 2 °C za století. U podsouboru modelů s kolapsem konvekce v oblasti SPG (na obrázku 9b) se objevuje NAWH nad severním Atlantikem. Tento jev výrazně ovlivňuje teplotní odezvu v hustě osídlených oblastech, jako je

východní pobřeží Severní Ameriky a západní Evropa. V těchto oblastech je trend globálního oteplování náhle zastaven. Výsledný trend globální průměrné teploty vzduchu se rovná přibližně 1,5 °C za století (Sgubin et al., 2017).



Obrázek 9: Vzorce trendu teploty přízemního vzduchu 21. století podle scénáře RCP4.5 pro: (a) modely bez náhlých změn, (b) modely s kolapsem konvekce v SPG a (c) modely s narušenou AMOC. Pro každý z modelů je také zobrazen trend globální průměrné teploty vzduchu (Sgubin et al., 2017).

U dvou modelů, které předpokládají masivní pokles proudění AMOC (na obrázku 9c) dochází k ochlazení severní polokoule, zatímco jižní polokoule se silně otepluje, což odpovídá mechanismu hemisférické houpačky (bipolar seesaw). Změněný teplotní gradient mezi polokoulemi také ovlivňuje srážkové vzorce tím, že posouvá polohu intertropické konvergenční zóny (Sgubin et al., 2017).

Simulace klimatického modelu Community Earth System Model z roku 2024 naznačila pravděpodobné důsledky kolapsu AMOC. Změny SST způsobené kolapsem AMOC v tomto scénáři ovlivňují atmosféru a globální rozložení mořského ledu. Atmosférické reakce zahrnují výkyvy teplot ve 2 metrech nad povrchem, posun intertropické konvergenční zóny směrem na jih a zesílení Hadleyovy buňky na severní polokouli. Silnější meridionální teplotní gradient na severní polokouli zesiluje subtropický proud, zatímco na jižní polokouli dochází k opačnému jevu. Při kolapsu AMOC se arktický ledový příkrov rozšiřuje až k 50° s. š. (v březnu), zatímco antarktický ledový příkrov postupně ustupuje (v září). Obrovská expanze ledového příkrovu na severní polokouli dále zesiluje ochlazování severní polokoule prostřednictvím zpětné vazby mezi ledem a albedem (van Westen et al., 2024). Stejný model v roce 2018 prokázal, že zvýšený transport sladké vody z Arktidy do Labradorského moře vede ke snížení hluboké konvekce v Labradorském moři a povrchovému ochlazování. Výsledné změny v místní oceánské cirkulaci, s více zonálním severoatlantickým proudem a zvýšeným transportem této chladnější labradorské mořské vody do nitra subpolárního víru, vedou ke snížení konvergence oceánského tepelného toku v oblasti NAWH a tím k relativnímu ochlazení SST (Gervais et al., 2018).

Tyto reakce oceánu, atmosféry a mořského ledu ovlivňují regionální klima po celém světě. Klima v Evropě se po kolapsu AMOC výrazně mění, zatímco v jiných regionech se výrazné změny vyskytují pouze v určitých měsících. Například Amazonský deštný prales zaznamenává dramatickou změnu ve srážkových vzorcích kvůli posunu intertropické konvergenční zóny. Období sucha se mění na období dešťů a naopak. Změny srážek vyvolané kolapsem AMOC by mohly vážně narušit ekosystém amazonského deštného pralesa (Boers et al., 2017) a potenciálně spustit řetězovou reakci vedoucí k tzv. kaskádovým bodům zlomu (Wunderling et al., 2021). Na severní polokouli dochází po kolapsu AMOC k ochlazení, zatímco na jižní polokouli naopak k oteplení. Nicméně ne všechny změny jsou statisticky významné kvůli výrazným meziročním výkyvům (van Westen et al., 2024).

Při zkoumání změn AMOC na základě klimatických modelů se čtyřnásobným obsahem CO_2 v atmosféře, prováděným v rámci šestého projektu Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), došlo ke značnému urychlení oteplování Arktidy, které vedlo k masivnímu tání mořského ledu, způsobujícímu velké přítoky sladké vody do oceánu. Tato sladká voda v modelech proudí na jih, nejprve z Labradorského moře a poté ze Severských moří podél východního pobřeží Severní Ameriky a poté se stáčí na východ, severně od GP. Sladká voda vstupuje do subpolárního víru severně od odděleného GP, tedy do oblasti Severoatlantického proudu. Tento přísun sladké vody snižuje hustotní gradient napříč proudem, což oslabuje proudění a omezuje přítok vody do oblastí produkce hlubinné vody. AMOC tak slábne postupně, nejdříve v oblasti Severoatlantského proudu, poté se tento pokles rozšiřuje do vyšších i nižších zeměpisných šířek.

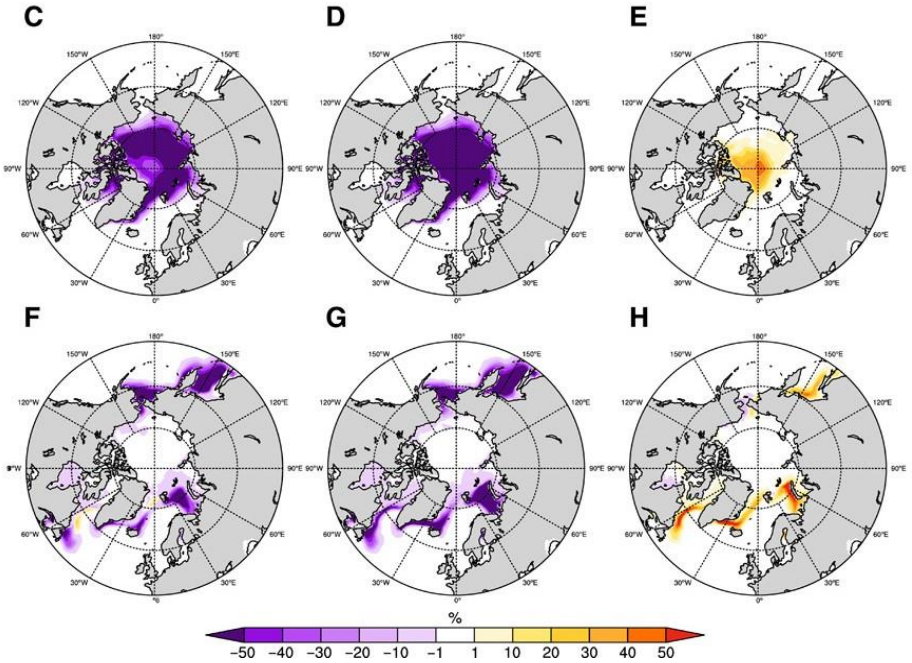
Modely CMIP6 vykazují značné rozdíly v míře oslabení AMOC, která se pohybuje od 15 % do 80 %. Tento rozptyl odráží rozdílnou produkci sladké vody v jednotlivých modelech. Protože letní rozsah mořského ledu se v téměř všech modelech zmenšil na nulu, je pravděpodobné, že tento rozdíl souvisí s počátečním množstvím ledu. Důležitá je také přesná trasa, kterou sladká voda vstupuje do subpolárního víru. To způsobuje rozdíly v načasování oslabení AMOC, které se pohybuje přibližně mezi 20 až 80 lety (Madan et al., 2024).

Weijer et al. na rozdíl od sourozenců Ditlevsenových tvrdí, že pokles AMOC vůči scénáři CMIP6 se čtyřnásobným obsahem CO_2 v atmosféře, a to minimálně do roku 2060. Došli ale k závěru, že AMOC by mohl do roku 2100 oslabit o 6 až 8 Sv (tedy o 34–45 %) (Weijer et al., 2020).

V souladu s ochlazováním severní polokoule oslabení AMOC zpomaluje tempo budoucího úbytku mořského ledu. Projekce CCSM4 RCP8.5 ukazuje rychlou ztrátu ledu nad Arktidou. Takovou ztrátu, že od počátku 70. let 21. století by dle této projekce byla léta na Arktidě bez ledu. Se stálou intenzitou AMOC je tento předpoklad urychlen v průměru asi o 6 let. Experiment AMOC_fx k této studii ukazuje, že pokud by se AMOC nezpomalil, do Arktidy by se přeneslo více oceánského tepla (Yeager et al., 2015), což by koncem 60. let 21. století vedlo k Arktidě bez ledu.

Díky porovnání AMOC_fx s projekcí CCSM4 RCP8.5 je zřejmé, že oslabení AMOC může zabránit více než 10% ztrátě koncentrace mořského ledu ve středu Arktidy v létě roku 2061–2080 (Obrázek 10, C-E). Tento efekt není omezen pouze na léto, působí ve všech ročních obdobích. Během boreální zimy může oslabení AMOC zabránit více než 50% úbytku mořského ledu během let 2061-2080

v okrajových oblastech mořského ledu v Labradorském, Grónském, Barentsově a Ochotském moři (Obrázek 10, F-H) (Liu et al., 2020).



Obrázek 10: Změny koncentrace arktického mořského ledu (ve srovnání s lety 1961-1980) během let 2061–2080 na základě průměrů souboru ze simulací CCSM4 RCP8.5 (C a F) a AMOC_fx (D a G). (E a H) ukazuje rozdíl mezi (C) a (D)/(F) a (G). Horní řada zobrazuje koncentraci mořského ledu v září a dolní v březnu (Liu et al., 2020).

Snížení intenzity AMOC v troposféře mění budoucí globální vzory srážek. V severním Atlantiku oslabená AMOC významně snižuje množství srážek nad oblastí NAWH kvůli sníženému výparu z oceánu do atmosféry a sníženému transportu atmosférické vlhkosti (Hand et al., 2019). Reakce srážek na antropogenní oteplování je charakterizována především zvýšenými srážkami v tropech a sníženými srážkami v subtropech (Xie et al., 2010).

Dopady hypotetického zpomalení AMOC byly hodnoceny také pomocí globálního klimatického modelu HadGEM3, se zvláštním zaměřením na Evropu. Model potvrzuje dříve známé důsledky kolapsu AMOC, ale díky vyššímu rozlišení také odhaluje nové detaily, jako jsou změny v atmosférické cirkulaci, regionální rozdíly ve srážkách a silnější lokální účinky na vegetaci a vodní cyklus. V projekcích tohoto modelu Evropa zažívá rozsáhlé ochlazení, když dojde k oslabení AMOC, přičemž největší ochlazení nastává v severních oblastech Evropy během zimy. Zdá se, že toto ochlazení je výrazně ovlivněno silnějším zimním ochlazením v Arktidě, kde teploty klesají o více než 10 °C. Západní Evropa vykazuje rovnoměrnější ochlazení po celý rok. V zimě se bouřkové dráhy zesilují a zasahují dále do pevniny. I přes celkový pokles zimních srážek v Evropě, některé oblasti zaznamenávají jejich nárůst kvůli

vyššímu počtu zimních bouří. Větší podíl srážek padá ve formě sněhu po celé Evropě a počet měsíců se sněhovou pokrývkou se zvyšuje. Letní úhrn srážek na většině území Evropy klesá, ale v oblasti Středomoří se úhrn srážek zvyšuje. Tento jev je spojen s negativní letní fází NAO. Pokles průtoku řek a povrchového odtoku vody kvůli menším srážkám znamení i pomalejší růst vegetace a pokles zemědělské produktivity kvůli ochlazení a snížení dostupnosti vody. Zároveň však tito vědci dodávají, že pokud by k výraznému snížení AMOC v budoucnu došlo, jeho klimatické dopady by se zkombinovaly s vlivy rostoucí koncentrace skleníkových plynů a dopady kolapsu AMOC by mohly být srovnatelné nebo dokonce silnější než důsledky globálního oteplování. Zatímco některé efekty oteplování by kolaps AMOC zmírnil, jiné by naopak zesílil (Jackson et al., 2015).

9. Metodika

Pro demonstraci změn v oceánech byla použita data z bójí programu Argo, index Severoatlantické oscilace a data o měsíčním průměrném obsahu tepla v horních 2000 m světových oceánů z databáze Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA), data o změně hmotnosti Grónského ledu z americké Agentury pro ochranu životního prostředí (US EPA), data o měsíčních odchylkách SST na severní polokouli z Met Office Hadley Centre a data o lednových teplotních anomáliích v ČR z dostupná z Copernicus Climate Change Service.

Bylo vybráno 7 lokalit v severním Atlantiku, na kterých byly odečítány údaje o teplotě a salinitě. Tedy o dvou hlavních vlastnostech oceánské vody, které ovlivňují průběh oceánské cirkulace. Některé lokality byly zvoleny přímo v trase GP, jiné v trase prodloužení GP tedy Severoatlantského proudu. Další dvě lokality jsou na trase Norského a Irmingerského proudu.

Data byla sbírána na stránkách Euro Argo data selection na ploše 1° s.š. x 1°z.d. Ke sběru dat byl vybrán měsíc leden a pokud bylo na dané lokalitě pro konkrétní rok více dostupných bójí s daty, bylo dále počítáno s jejich průměrnou hodnotou.

Teplota byla odečítána na hladině, v hloubce 800 m a v hloubce 1600 m. Dvě lokality nedosahovaly do hloubky 1600 m, a proto u nich nebyla tato hloubka hodnocena. Data o salinitě byla získávána ze stejných hladin. Údaje o hloubce jsou na stránkách Argo selection uváděny v hodnotě mořského tlaku v decibarech. Protože tlak v oceánu se zvyšuje zhruba o 1 dbar na metr, bylo s hodnotami počítáno jako s metry.

Data byla zpracovávána v programu RStudio. Na základě dat pro všechny proměnné nejdříve došlo k vizualizaci trendů v čase pomocí grafů. U grafů teploty a salinity se porovnávala data pro danou hloubku ze všech 7 lokalit a rozptyl hodnot dané hloubky mezi lokalitami pomocí boxplotů.

Data teploty a salinity byla dále testována lineární regresní analýzou, ke zjištění signifikantnosti trendů (stanovená hladina významnosti byla 5 %). V rámci regresní analýzy došlo k vytvoření modelu pro hodnoty dané vlastnosti (salinita/teplota) v dané hloubce (hladina/800 m/1600 m) a proměnnou rok. Pro signifikantní proměnné byly vykresleny grafy s regresní přímkou.

Na základě dat o změně hmotnosti Grónského ledu a teplotě a salinitě byl testován dopad tání ledu na teplotu a salinitu na jednotlivých lokalitách. Předpoklad byl, že změny v hmotnosti ledu v Grónsku korelují s poklesem salinity v oceánu. Testování proběhlo nejdříve pomocí výpočtu korelace mezi proměnnými a poté regresní analýzou, kdy byly vytvořeny regresní modely pro salinitu a teplotu jako závislé proměnné. Pro signifikantní proměnné byly vykresleny grafy s regresní přímkou.

Stejným postupem byl testován i vliv NAO indexu na měsíční teplotní anomálie v ČR.

9.1 Lokality

Lokality v severním Atlantiku byly vybrané na základě jejich polohy vůči severoatlantické oscilaci (Obrázek 11).

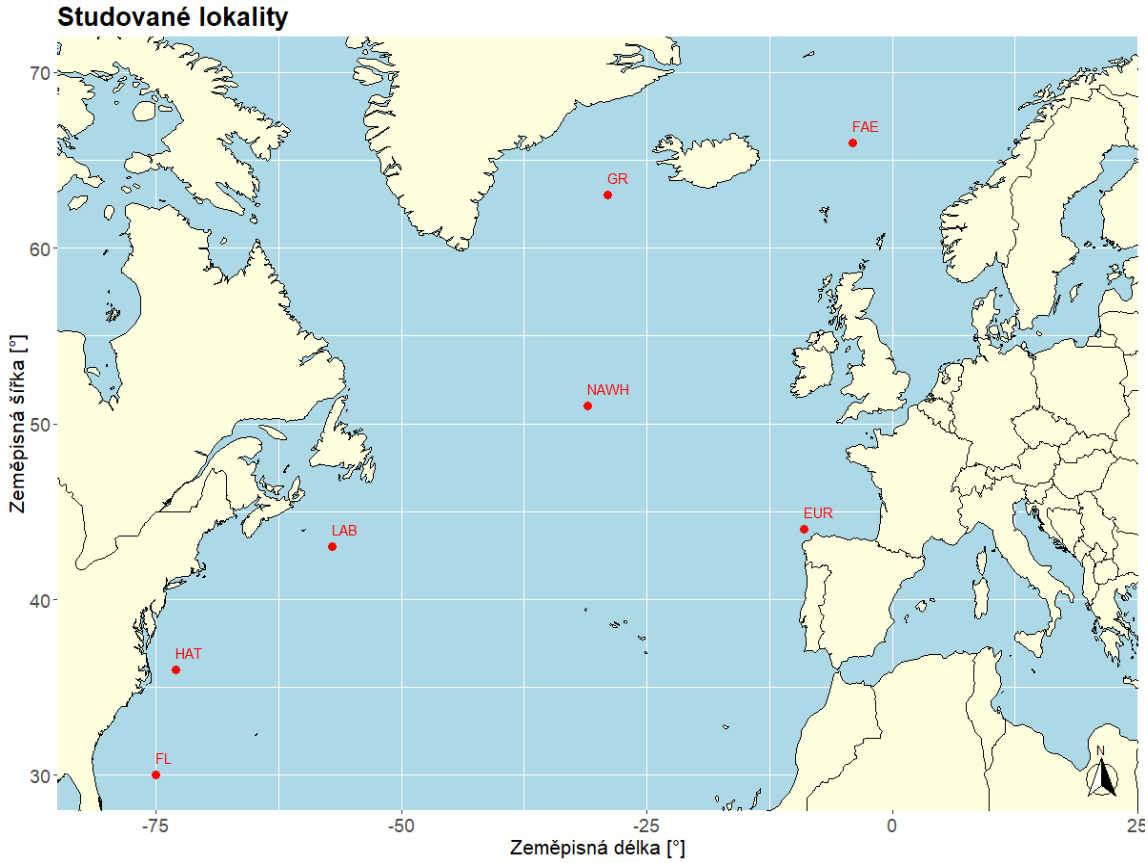
Lokalita FL (30° s.š., 75° z.d.) se nachází v dráze teplého Floridského proudu nedaleko floridského pobřeží. Lokalita leží v subtropickém pásu, průměrné teploty vzduchu za měsíc leden se v této oblasti pohybují okolo 15 °C a sezóna hurikánů trvá od června do listopadu (Florida Climate Center ©2025). Jedná se o jednu ze 2 lokalit, kde nebyla dostupná data z hloubky 1600 m.

Severně od lokality FL byla zvolena lokalita HAT (36° s.š., 73° z.d.). Jedná se o místo, kde se Floridský proud mění v GP a transport mořského proudu se výrazně zvyšuje. Stále se jedná o subtropický pás a průměrná lednová teplota dosahuje 11 °C (US Climate Data ©2025).

Jako další byla vybrána lokalita LAB (43° s.š., 57° z.d.) jižně od Newfoundlandu a Labradorského poloostrova v oblasti Grand Banks, tedy v mírném pásu. V této oblasti se GP začíná rozdělovat na jihovýchodní a severovýchodní proudy.

Mezi vybrané lokality byla zařazena i NAWH (51° s.š., 31° z.d.) jižně od Grónska, ležící v mírném pásu v oblasti Středoatlantského hřbetu. Stejně jako NAWH se i další lokalita nazvaná EUR (44° s.š., 9° z.d.) nachází na trase Severoatlantického proudu, v subtropickém pásu poblíž severního pobřeží Pyrenejského poloostrova.

Lokality GR (63° s.š., 29° z.d.) a FAE (66° s.š.,4° z.d.) leží již v subarktickém pásu v okolí Islandu. GR je umístěna nedaleko Dánského průlivu na trase teplého Irmingerského proudu mezi Grónskem a Islandem. FAE leží nedaleko Faerských ostrovů v dráze teplého Norského proudu, který otepluje sever Skandinávského poloostrova. U lokality FAE nebyla dostupná data z hloubky 1600 m, a tak jsou analýzy prováděny jen z hladiny a hloubky 800 m.



Obrázek 11: Umístění studovaných lokalit v severním Atlantiku (vlastní zpracování v programu RStudio).

10. Výsledky a diskuse

10.1 Teplota

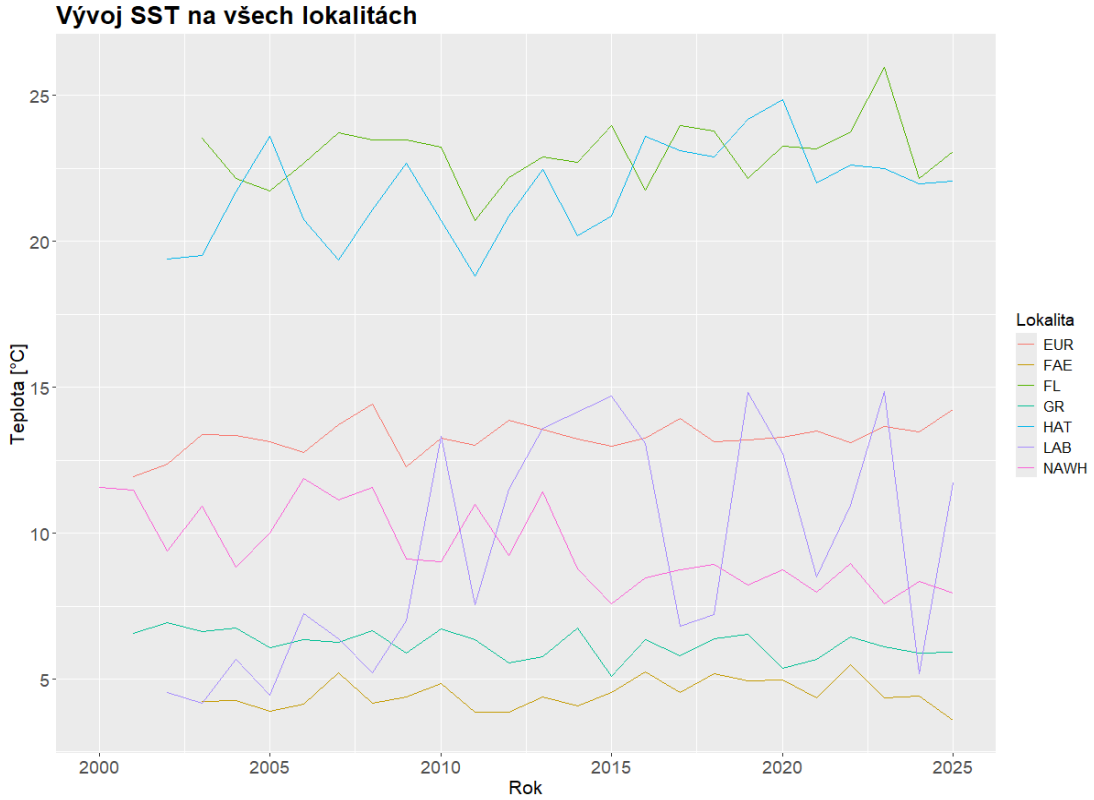
Jak již bylo zmíněno teplota je jedním z hlavních faktorů ovlivňujících průběh oceánské cirkulace. Značně tedy ovlivňuje i klima. Má, ale zásadní vliv také

na biologickou rozmanitost v mořských ekosystémech (Yasuhara & Danovaro, 2016) např. při bělení korálů (Hoegh-Guldberg, 1999).

V Arktidě má vzrůstající teplota vzduchu při povrchu a vzrůstající SST (Příloha 2) za následek změny v hydrologickém cyklu, včetně zvýšené sezónnosti srážek. Dochází k poklesům zemské sněhové pokrývky, hmotnosti Grónského ledového příkrovu, snižuje se stabilita permafrostu a rozsah a tloušťka mořského ledu (Box et al., 2017).

Protože v chladnější vodě se rozpouští více CO_2 než v teplé vodě, nárůst hodnot SST ovlivňuje i složení atmosféry a tím i vývoj globálního klimatu (Keppler & Landschützer, 2019).

Celkový vývoj SST (Obrázek 12) ukazuje, že největší variabilitu hodnot SST má lokalita LAB. Hodnoty zde hodně kolísají a mění se až o 10 °C. Může to být způsobeno meandrujícími rameny GP, které ovlivňují teplotu této lokality a v průběhu let se mění. Lokalita HAT dosahuje také značně rozdílných hodnot, s velkým rozdílem mezi minimem a maximem, což může být důsledek variability trasy GP. Naopak lokality FAE a GR mají velmi malý rozptyl hodnot SST, což naznačuje stabilnější teplotní podmínky.



Obrázek 12: Porovnání vývoje SST na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

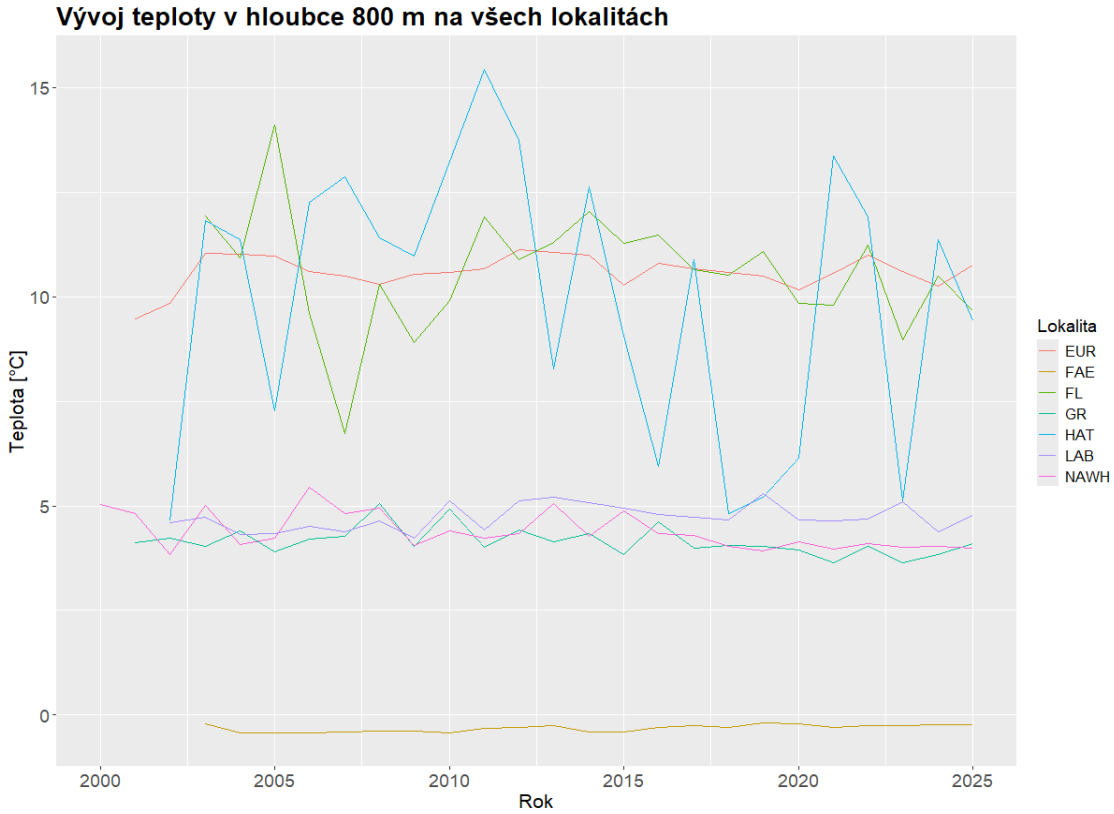
Zároveň graf ukazuje klesající trend SST v oblasti NAWH a překvapivě i GR. U NAWH je ochlazení nejspíše způsobeno antropogenními emisemi skleníkových plynů a s nimi souvisejícími změnami v oceánské cirkulaci (Chemke et al., 2020). K oblasti GR ale dle klimatických modelů Severoatlantická díra v oteplování nedosahuje. Pokles SST není tak výrazný jako u NAWH a je možné, že toto ochlazení má na svědomí sladká voda z tajících ledovců. Stejný trend byl pozorován i během Heinrichových událostí, kdy masivní výlevy ledovcových vod způsobily významné změny v povrchové hydrografii kvůli rozsáhlému poklesu teploty a salinity mořské hladiny v severním Atlantiku (Cortijo et al., 1997). Je ale možné, že výlevy ledovcové vody mohou přispívat k rozšíření oblasti NAWH.

Oteplování severního Atlantského oceánu je nerovnoměrné v prostoru a čase (Zika et al., 2021). Změny SST se tedy projevují v různých částech oceánu jinak, dochází k rychlejšímu či pomalejšímu oteplování nebo ochlazování. Globální průměrná teplota hladiny oceánu za posledních 120 let (1900-2019) vykazuje průměrný trend oteplování o 0,062 ± 0,013 °C za desetiletí. Během poslední dekády (2010–2019) se rychlost oteplování povrchu oceánů zrychlila na 0,280 ± 0,068 °C za dekádu, což je 4,5krát více, než je dlouhodobý průměr (Garcia-Soto et al., 2021). Severní polokoule vykazuje větší roční nárůst SST než regiony na jižní polokouli (Ruela et al., 2020). Zároveň je dokázáno, že oceány vyšších zeměpisných šířek se oteplují dvakrát rychleji, než je globální průměr (IPCC ©2025). Proto jsou hodnoty oteplování v mých výsledcích vyšší než globální průměrný trend oteplování.

Hloubka 800 m v oceánech zasahuje do tzv. mezopelagické zóny, přes kterou musí projít uhlík, aby mohlo úspěšně dojít k sekvestraci v oceánském dně. Tato zóna se vyznačuje zvýšeným hydrostatickým tlakem, úbytkem světla a vysokými koncentracemi anorganických živin (Robinson et al., 2010).

Teplotní změny jsou v této vrstvě největší, protože obsahuje termoklinu – oblast, kde teplota vody rychle klesá s rostoucí hloubkou a tvoří přechodovou vrstvu mezi smíšenou vrstvou na povrchu a hlubší vodou. Hloubka a síla termokliny se liší mezi léty ale i v průběhu roku. Nejsilnější je v tropech, naopak v polární zimní sezóně klesá až k nule (NOAA ©2025).

Porovnaný vývoj teploty v hloubce 800 m (Obrázek 13) ukazuje, že k největšímu kolísání teplot dochází na lokalitě LAB stejně jako v případě SST. Je tedy zřejmé, že nejde jen o povrchové změny zapříčiněné působením atmosférických jevů, ale hlubší změny, které by mohly být spojeny s variabilitou trasy GP. Teplota v hloubce 800 m na lokalitách NAWH a GR klesá tak jako SST.

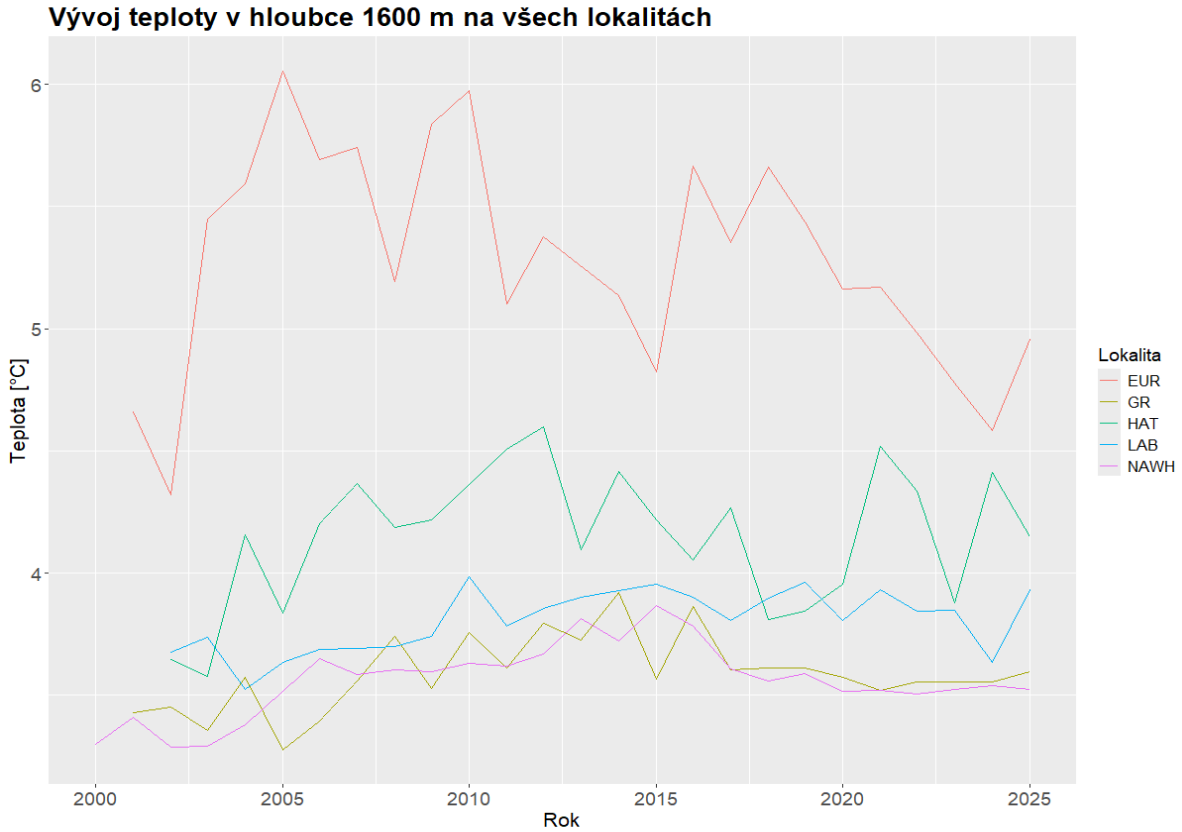


Obrázek 13: Porovnání vývoje teploty v hloubce 800 m na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

V hloubkách není možné satelitní pozorování, jako je tomu u SST, a absence jednotných globálních dat omezuje možnost porozumění v celosvětovém měřítku (Proud et al., 2017).

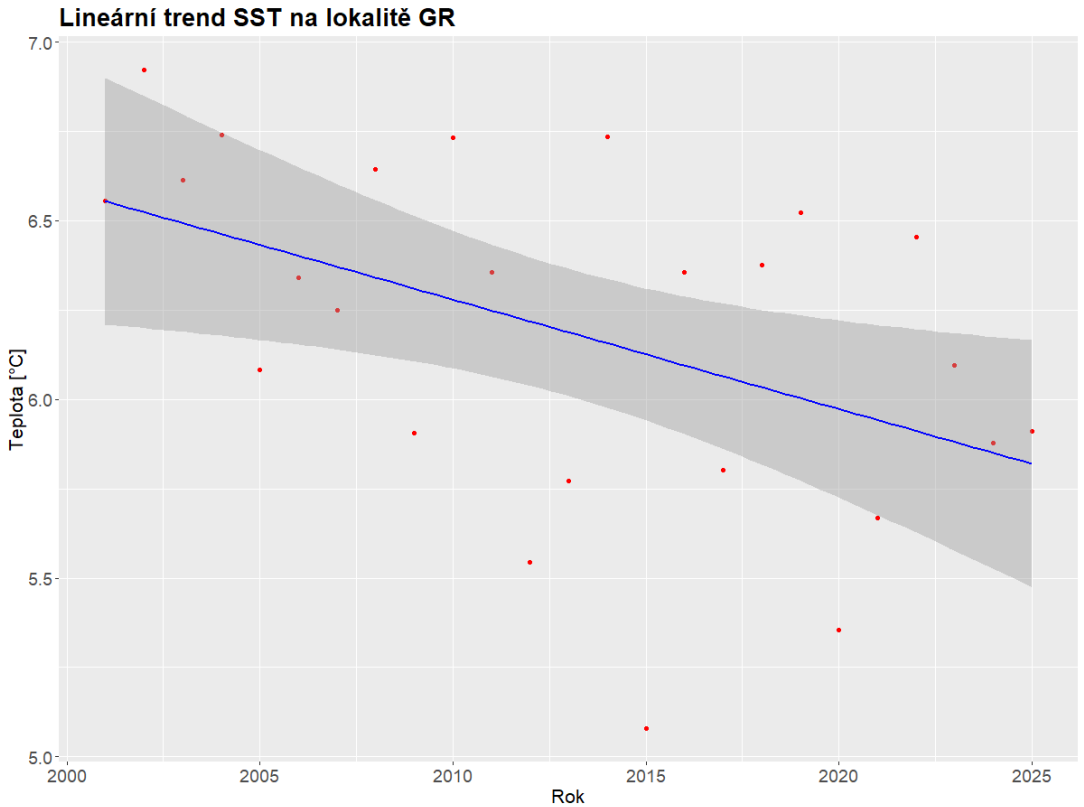
Hloubka 1600 m se nachází v batypelagické zóně. Vládně zde stále tma a jediné světlo v této hloubce a níže pochází z bioluminiscence samotných zvířat. Teplota je zde na rozdíl od mezopelagické zóny konstantní a nikdy nekolísá daleko od 4 °C. Tlak v batypelagické zóně je extrémní a v hloubkách 4 000 metrů dosahuje více než 40 MPa (NOAA ©2025).

Na obrázku 14 pro vývoj teploty v hloubce 1600 m chybí 2 lokality (FAE a FL), u kterých nebyla data pro tuto hloubku dostupná. Všechny lokality zaznamenávají do roku 2010 nárůst, po kterém následuje kolísání hodnot a u EUR, GR a NAWH pokles přibližně po roce 2015. Teploty na lokalitě EUR vykazují největší proměnlivost. Přesto byla změna teploty v hloubce 1600 m signifikantní pouze u lokality LAB.



Obrázek 14: Porovnání vývoje teploty v hloubce 1600 m na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.1.1 GR



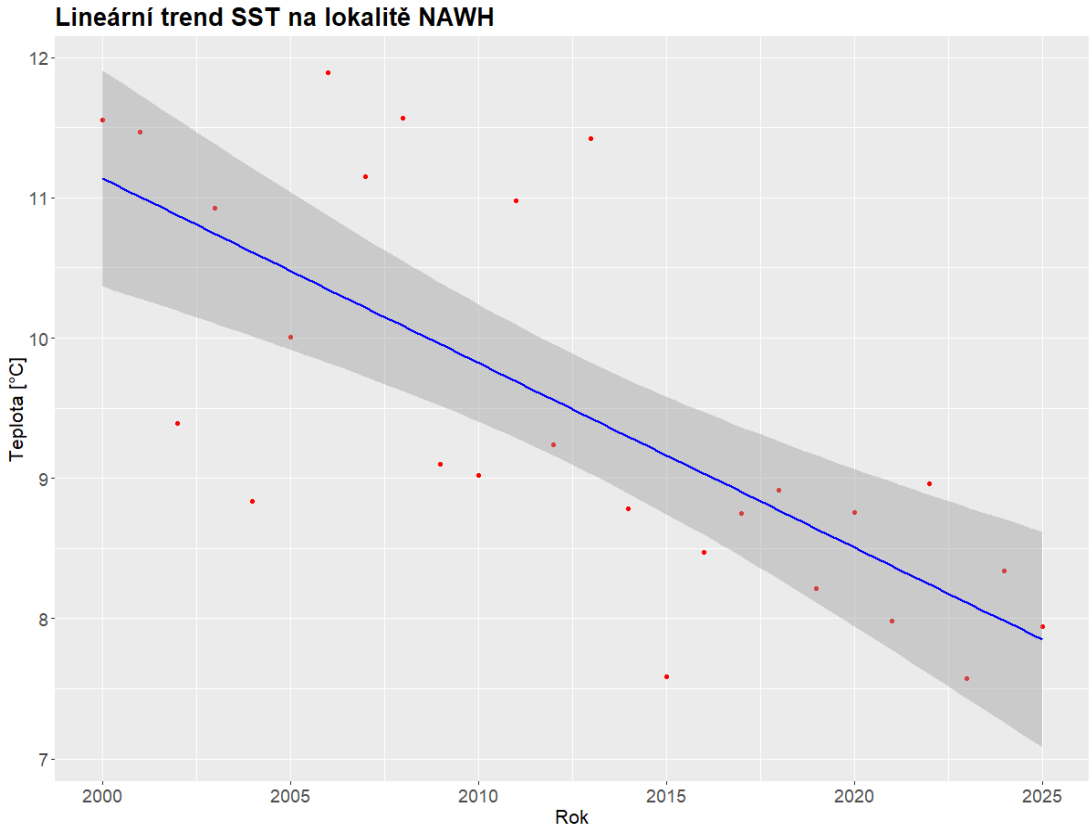
Obrázek 15: Lineární trend hodnot SST z lokality GR. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 6.595, 23 DF, p-hodnota 0.0172 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio)

Na lokalitě GR dochází k významným změnám teploty pouze na hladině, a to k ochlazování (Obrázek 15). Může to být způsobeno tím, že hodnotu SST ovlivňuje tání Grónského ledovce. Sladká ledovcová chladná voda nepronikne do větší hloubky kvůli své nízké hustotě, a tak zůstává na hladině. Lokalita GR leží na trase teplého Irmingerského proudu, ochlazování by tedy mohlo naznačovat i nižší přítok teplé vody pomocí tohoto proudu. Výstupy lineární regrese pro SST naznačují, že teplotní pokles každý rok u této analýzy činí 0.03 °C (Příloha 3).

Dle pozorování z let 1996–2011 ve studii Jochumsena et al. docházelo již v této době k ochlazení (Jochumsen et al., 2012).

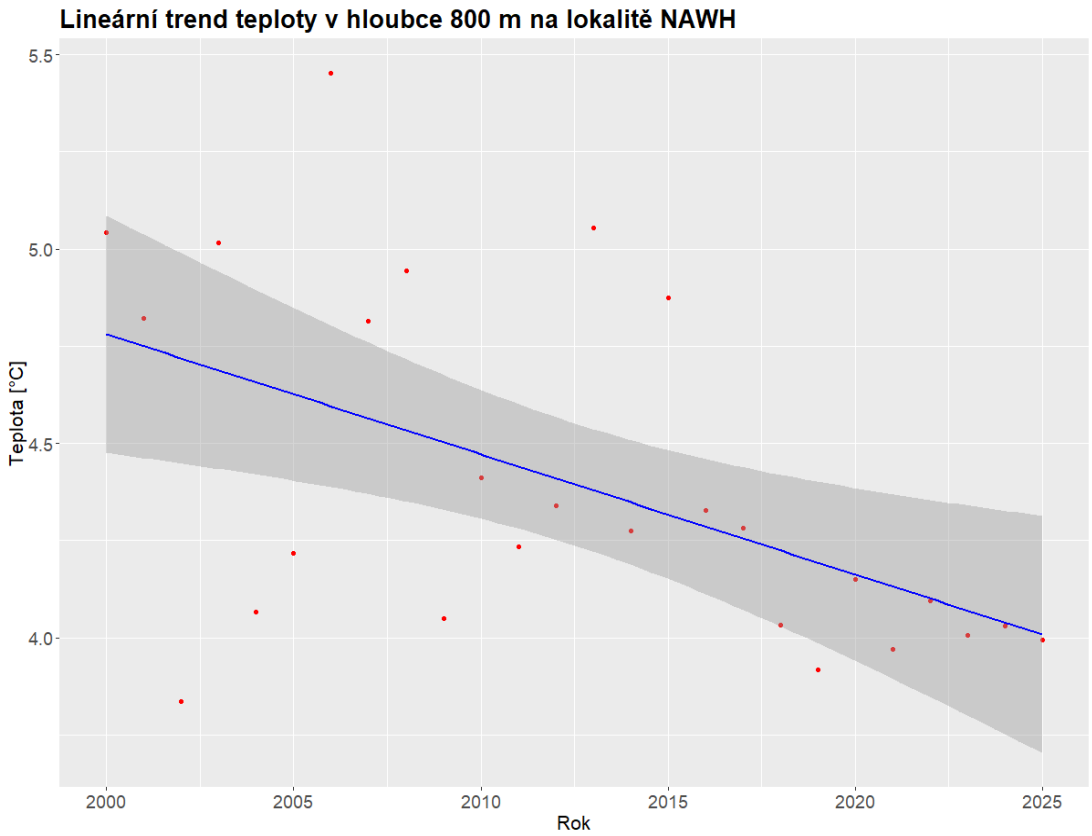
10.1.2 NAWH

Na této lokalitě byl zjištěn významný trend změny SST a teploty v hloubce 800 m (Obrázek 16 a 17). Z výsledků lineární regrese je patrné, že teplotní pokles pro SST každý rok u této analýzy činí 0.13 °C (Příloha 4) a pro hloubku 800 m je pokles roven 0.03 °C (Příloha 5). Oba trendy jsou klesající, což je v souladu s historickými pozorováními, tak výstupy mnohých klimatických modelů (obrázek 9).



Obrázek 16: Lineární trend hodnot SST z lokality NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 26.4, 24 DF, p-hodnota 2.929e-05 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio)

Oblast NAWH se objevuje v pozorováních SST již od roku 1870. Zatímco povrch globálního oceánu se oteplil asi o 0,55 °C v průběhu minulého století, oblast NAWH se ochladila asi o 0,75 °C od roku 1870 (Karnauskas et al., 2021).



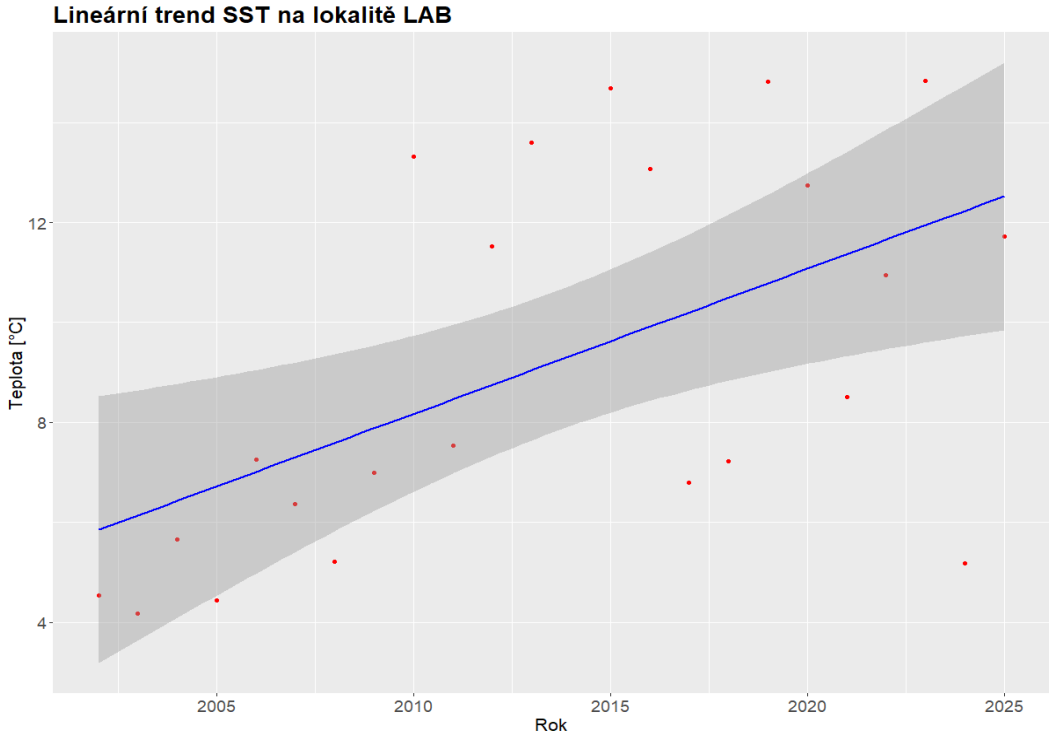
Obrázek 17: Lineární trend teploty v hloubce 800 metrů z lokality NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 9.261, 24 DF, p-hodnota 0.005599 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.1.3 LAB

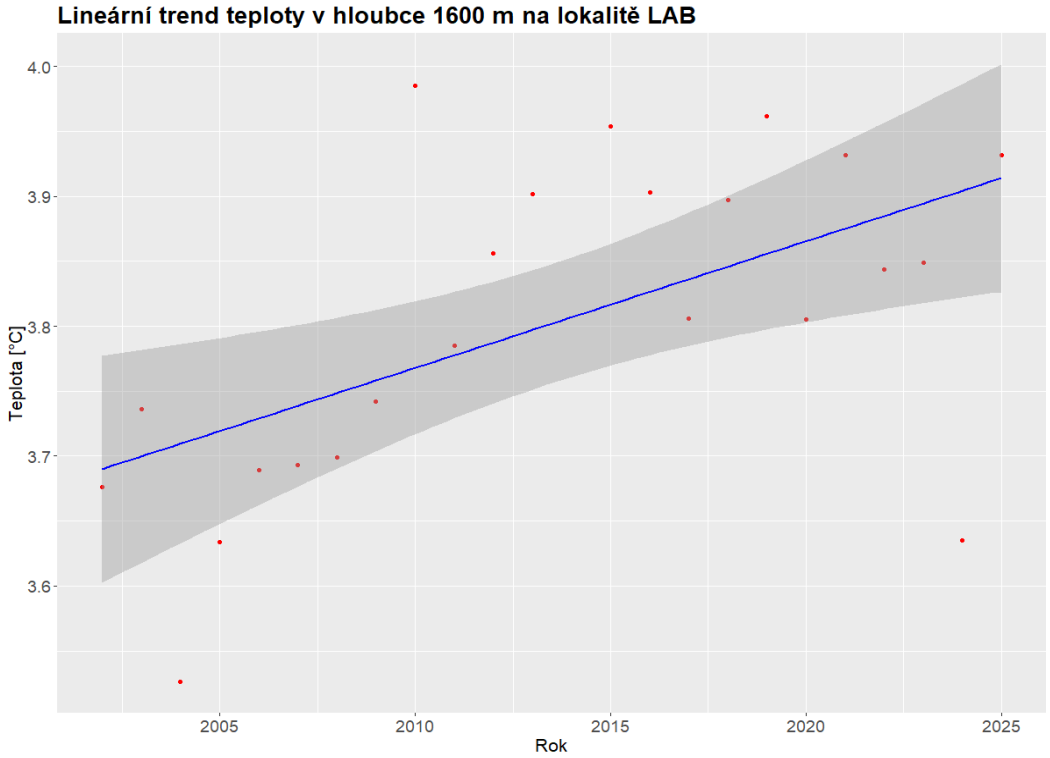
Na lokalitě LAB došlo dle mých výsledků k signifikantnímu nárůstu teploty na hladině a v hloubce 1600 m (Obrázek 18 a 19). Lokalita LAB zaznamenala největší vzestup hodnot SST ze všech lokalit v mých výsledcích a to o 0.29 °C za rok (Příloha 6). To může být způsobeno slábnutím AMOC, které vede k menšímu přísunu studené vody z Arktidy a ke snížení vertikálního mísení oceánu. Dále pak může docházet k rychlejšímu ohřevu hladiny. Je ale také možné, že v těchto letech byla trasa teplých vod GP posunuta na sever a způsobila náhlé oteplení SST. Roční změna teploty v hloubce 1600 m byla naopak nízká, konkrétně 0.01 °C za rok (Příloha 7).

U teploty v hloubce 1600 m došlo v letech 2006–2015 k prudkému nárůstu, který může souviset s pozorovanou slabší AMOC v letech 2004-2012 (Smeed et al., 2013). Slabší AMOC znamená nižší transport chladné vody směrem na jih

v hlubinných vrstvách, což vede k akumulaci teplejší vody ve středních a hlubokých vrstvách oceánu.



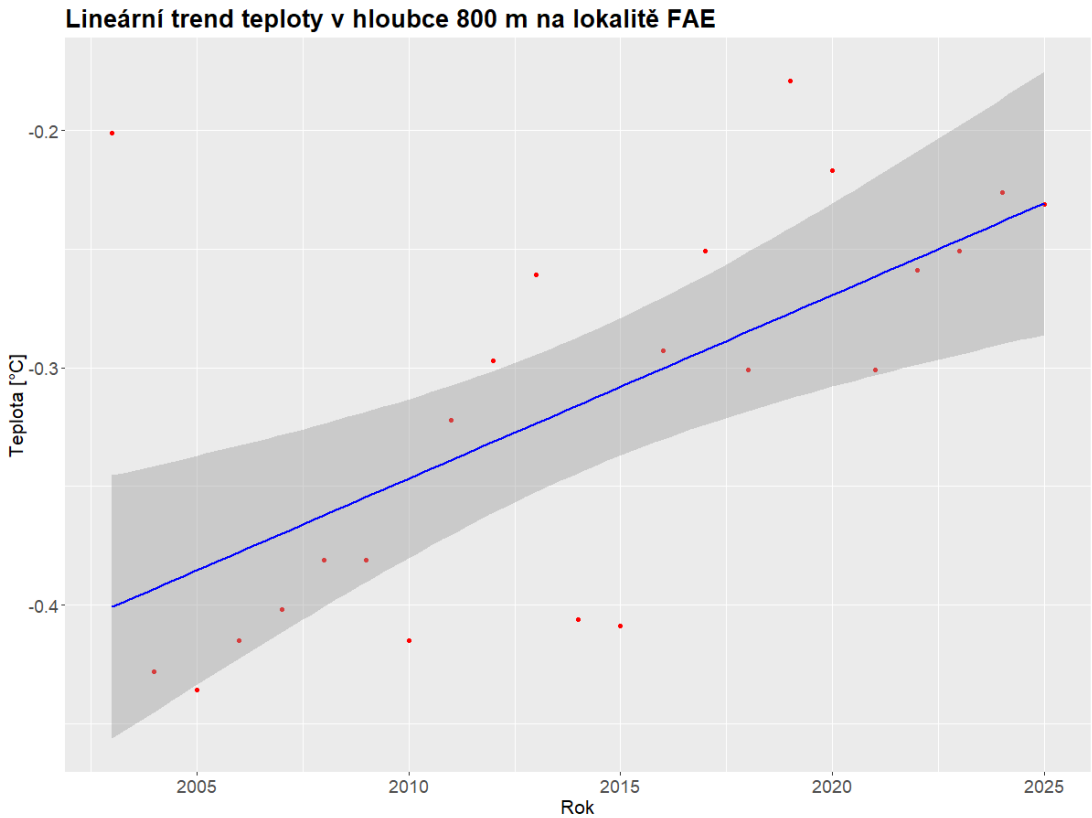
Obrázek 18: Lineární trend hodnot SST z lokality LAB. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 9.293, 21 DF, p-hodnota 0.006105 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio)



Obrázek 19: Lineární trend teploty v hloubce 1600 metrů z lokality LAB. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 9.754, 21 DF, p-hodnota 0.005141 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.1.4 FAE

Lokalita v Norském moři nedaleko Faerských ostrovů zaznamenala významné změny jen v hloubce 800 m, a to jak teploty (Obrázek 20), tak salinity (Obrázek 30). Z toho lze usoudit, že možné slábnutí AMOC způsobuje i slabší hlubokomořskou konvekci, které za běžných podmínek v severně od Norského moře v zimních měsících probíhá. Data v mých analýzách jsou z ledna a je tedy možné, že skutečně zobrazují nižší tvorbu hlubinných proudů, která by znamenala akumulaci teplejší vody s nižší salinitou v mezopelagické zóně. Nárůst teploty je dle mých výsledků velmi nízký, roven 0.008 °C ročně (Příloha 8).



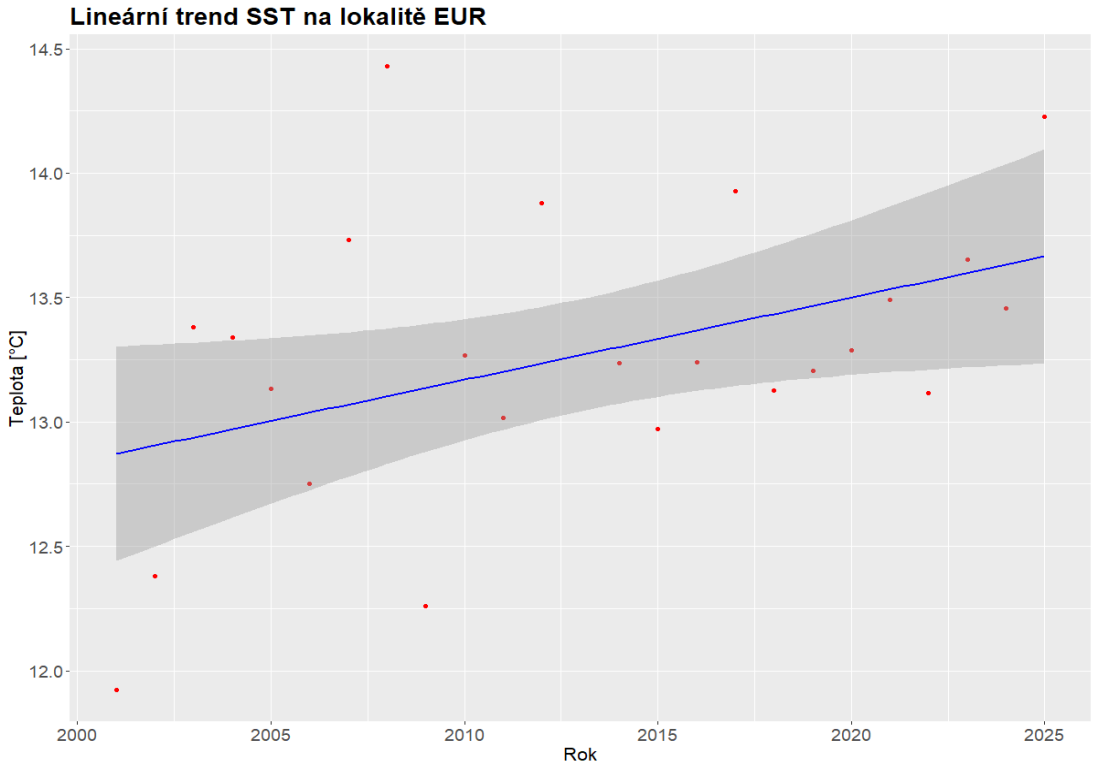
Obrázek 20: Lineární trend teploty v hloubce 800 metrů z lokality FAE. Zpracování dat od roku 2003 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 13.88, 21 DF, p-hodnota 0.00125 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.1.5 EUR

U výsledků pro lokalitu na okraji Biskajského zálivu (Obrázek 21) byl objeven významný trend jen u změn SST a zároveň šlo o nejnižší významný vzestup hodnot SST ze všech lokalit. Výsledky lineární regrese naznačují, že je roven 0.03 °C za rok (Příloha 9).

Během let 1982-2014 bylo v této oblasti zaznamenáno oteplení o 0,26 ± 0,03 °C/desetiletí. K nejsilnějšímu oteplení docházelo během dubna až června a září až listopadu. Během studovaných měsíců zároveň došlo ke zvýšení

počtu dnů s extrémně vysokou hodnotou SST. Bylo také zjištěno, že teplá sezóna se během posledních tří desetiletí prodloužila přibližně o jeden měsíc (Costoya et al., 2015).



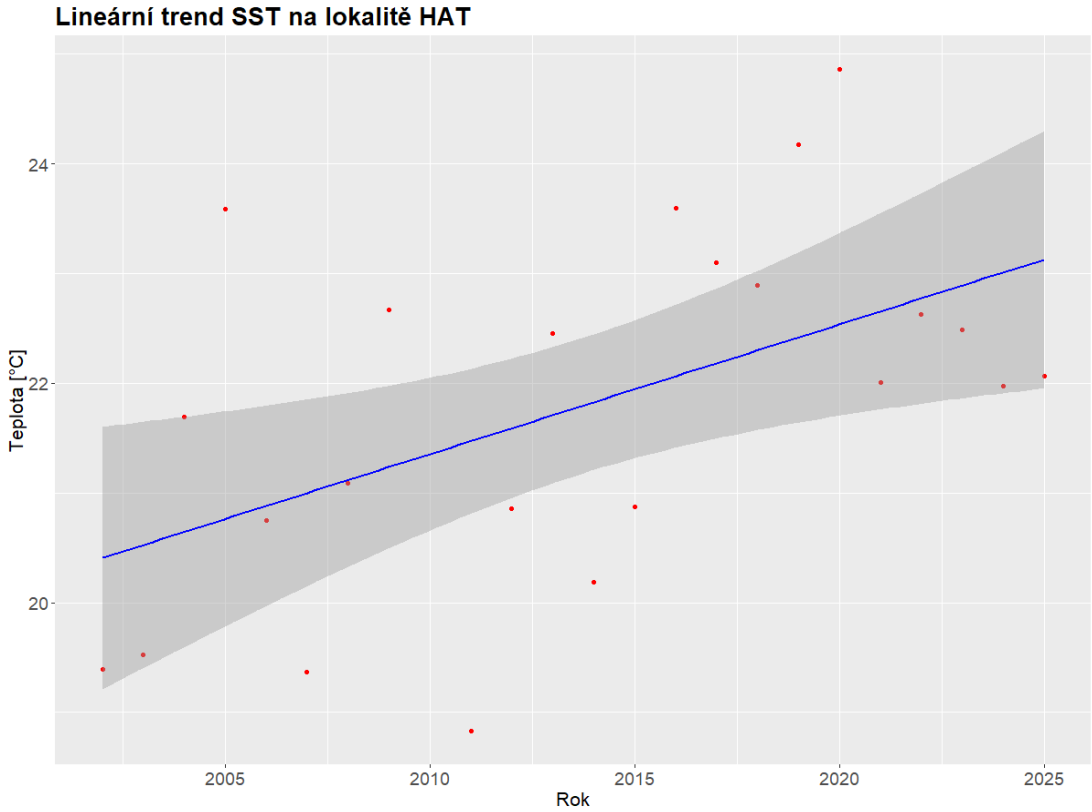
Obrázek 21: Lineární trend hodnot SST z lokality EUR. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 5.012, 22 DF, p-hodnota 0.03561 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio)

10.1.6 HAT

Lokalita u mysu Hatteras zaznamenala zvýšení teploty na hladině (Obrázek 22) v průměru každý rok o 0.12 °C (Příloha 10).

V této oblasti přestává GP sledovat východní pobřeží Severní Ameriky a mění se na živě meandrující proud. V chladném období (polovina září až duben), kdy oblastí neustále postupují extratropické cyklóny směrem na severovýchod, do oblasti proudí silný větrný tlak (Bane et al., 2023).

Povrch oceánu je více vystaven slunečnímu záření a přímým atmosférickým vlivům jako je větrný stres, výměna tepla mezi oceánem a atmosférou. Je tedy možné, že voda v této oblasti se oteplí a dále putuje jako součást rychlého GP na severovýchod, bez toho, aby se mísila s hlubšími vrstvami. Změny v intenzitě větru nebo změny v jeho směru mohou způsobit větší míchání vod, což může vést k zahřátí povrchových vrstev oceánu.



Obrázek 22: Lineární trend hodnot SST z lokality HAT. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 7.822, 21 DF, p-hodnota 0.01081 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio)

Z mých výsledků lze usoudit, že největší změny probíhají právě na hladině. Změny SST byly významné na většině pozorovaných lokalit (5 lokalit ze 7), což bylo nejvíce ze všech sledovaných hloubek. Změny v hloubce 800 m vyšly signifikantní pouze na 2 lokalitách a v hloubce 1600 m jen na jedné. To je v souladu s tvrzením Mishonova et al. z roku 2024, že oteplování v hlubších vrstvách oceánu probíhá také, avšak mnohem pomalejším tempem než na hladině, kde je oteplování nejvýraznější.

Grafy dále naznačují, že v oblasti subpolárního severního Atlantiku dochází k ochlazování, a naopak v oblasti GP k oteplování mořské hladiny. Tento vzor hodnot SST se shoduje s výsledky studie z roku 2018, která na základě stejného prostorového a sezónního vzoru SST, odhaluje snížení intenzity AMOC od poloviny 20. století o asi 3 ± 1 Sv. Tento vzor SST může být důsledkem posunu GP na sever (Caesar et al., 2018), stejně jako zpomalením AMOC a souvisejícím snížením oceánského přenosu tepla do vyšších zeměpisných šířek (Gervais et al., 2018).

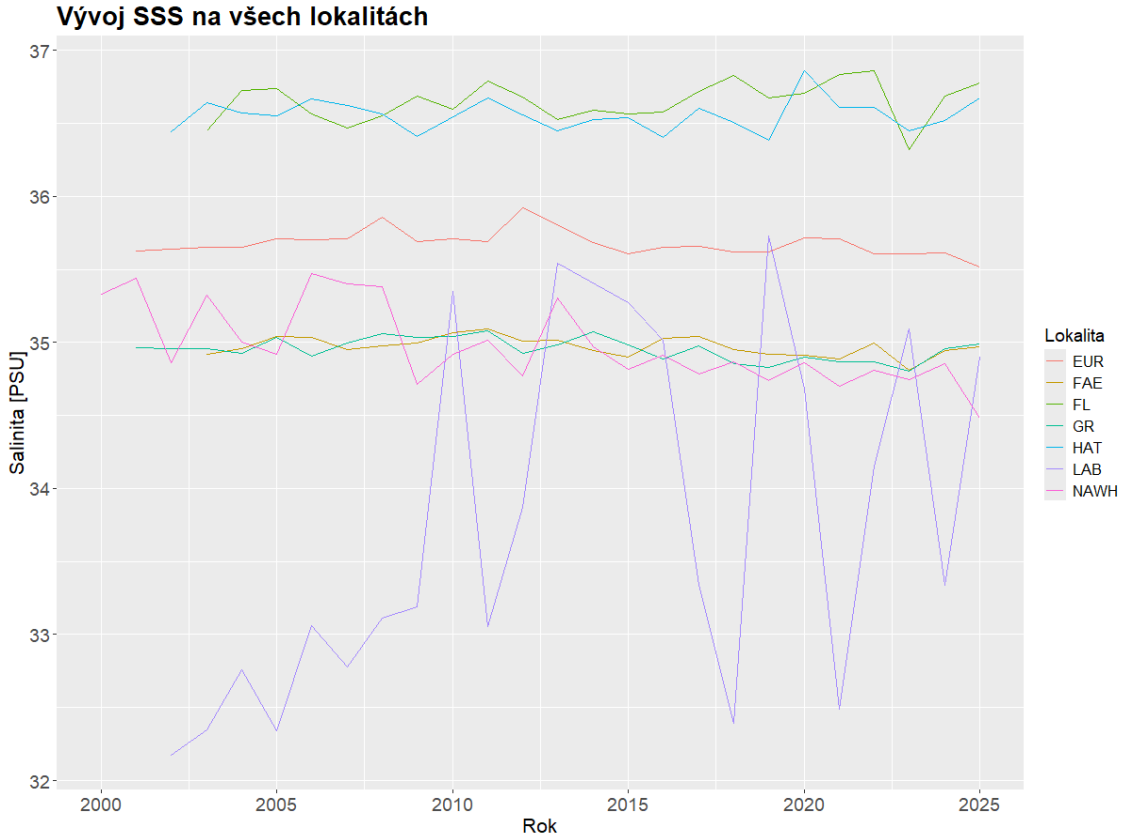
10.2 Salinita

Salinita, jako jeden z určujících faktorů hustoty vody, hraje klíčovou roli v oceánské cirkulaci. S vyšší salinitou roste i hustota, která způsobuje sestup vody od hladiny do hloubek a tím dodává hnací sílu oceánské cirkulaci (Kadrnožka 2008).

Jak se atmosféra otepluje, může pojmout více vody, což v některých oblastech znamená více odpařování a v jiných naopak více srážek. Regionálně salinita roste nebo klesá podle toho, jak se rovnováha mezi odpařováním a dešťovými srážkami časem nakloní jedním nebo druhým směrem. Srážky jsou ale extrémně nerovnoměrné a obtížně měřitelné, zejména nad oceánem. Ve změnách slanosti oceánu se však tyto změny odráží a měření obsahu sladké vody (tedy anomálií salinity) je nejcitlivějším dostupným měřítkem pro pozorování globálního otisku měnícího se hydrologického cyklu (Johnson et al., 2022).

SSS je ovlivněna, a tudíž odráží výměnu sladké vody mezi oceánem a atmosférou (Zika et al., 2015), tvorbu a tání ledu, odtok řek, horizontální advekci a vertikální mísení mořské vody. Stabilní vrstva sladké vody na povrchu nad slanějšími a hustšími hlubokými vodami může bránit mísení v horní vrstvě oceánu vyvolanému intenzivními atmosférickými jevy kvůli tzv. bariérovému efektu (Balaguru et al., 2012).

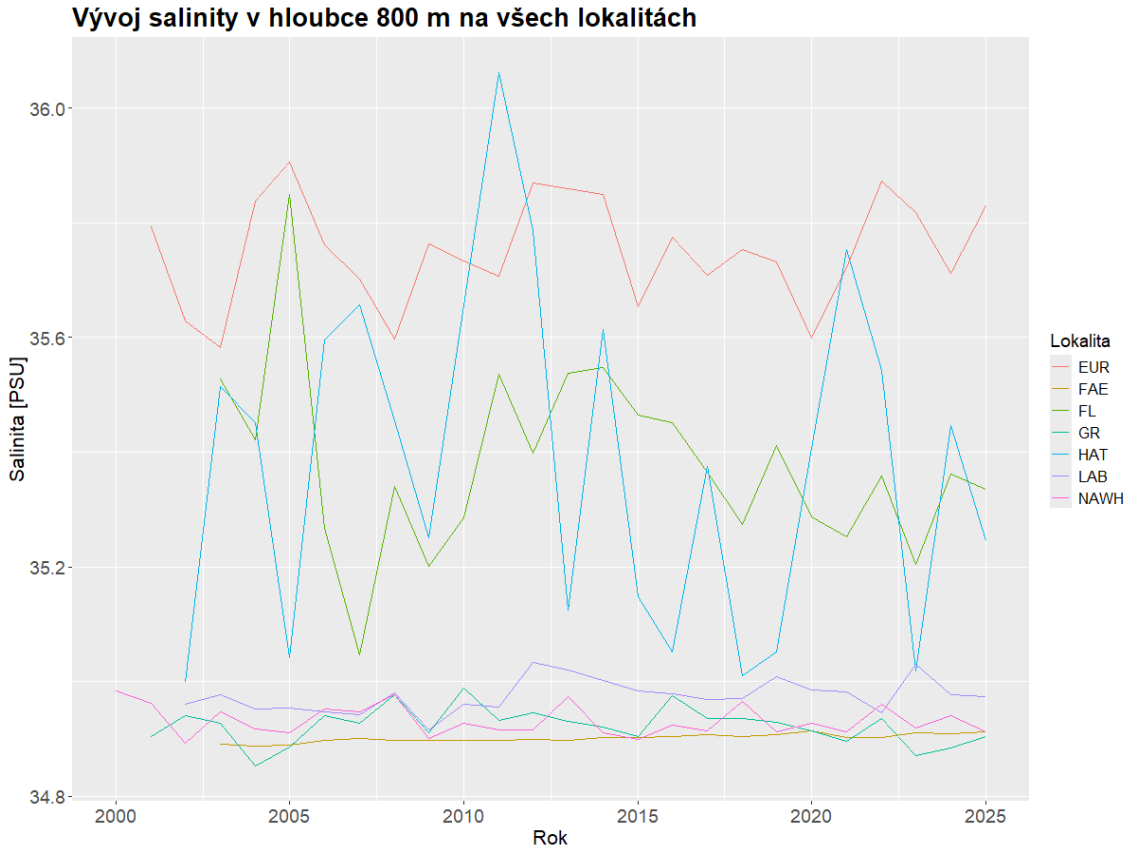
Salinita je uváděna v jednotkách zvaných practical salinity units (PSU). Salinita v oceánu je definována jako gramy soli na 1000 gramů vody. Jeden gram soli na 1000 gramů vody je roven jedné PSU.



Obrázek 23: Porovnání vývoje hodnot SSS na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

Z obrázku pro porovnání SSS mezi všemi lokalitami (Obrázek 23) se zdá, že vůči lokalitě LAB jsou hodnoty SSS na všech ostatních lokalitách téměř neměnné. Přesto je u 3 z nich pozorován významný trend – u GR a NAWH klesající a u LAB vzrůstající. SSS u LAB se mění až o 3.5 PSU a je možné předpokládat, že jde o značně dynamickou oblast.

Změny povrchové slanosti mezi historickými údaji z let 1960–1989 a Argo daty z let 2003–2007 zaznamenávají zvýšený výpar ve slaných oblastech oceánů středních zeměpisných šířek a nárůst sladké vody v méně slaných (např. subpolárních) oceánských oblastech, jak je očekáváno s oteplující se atmosférou. Tento vzorec může znamenat zvýšení globálního hydrologického cyklu o několik procent (Hosoda et al., 2009). Stejný vzor potvrzuje i pozdější studie pozorování SSS během let 1896-2013, která zjistila, že dlouhodobé trendy povrchové salinity ukazují pokles salinity v subpolárním Atlantiku, a naopak zvyšování salinity v tropickém a subtropickém Atlantiku (Friedman et al., 2017).

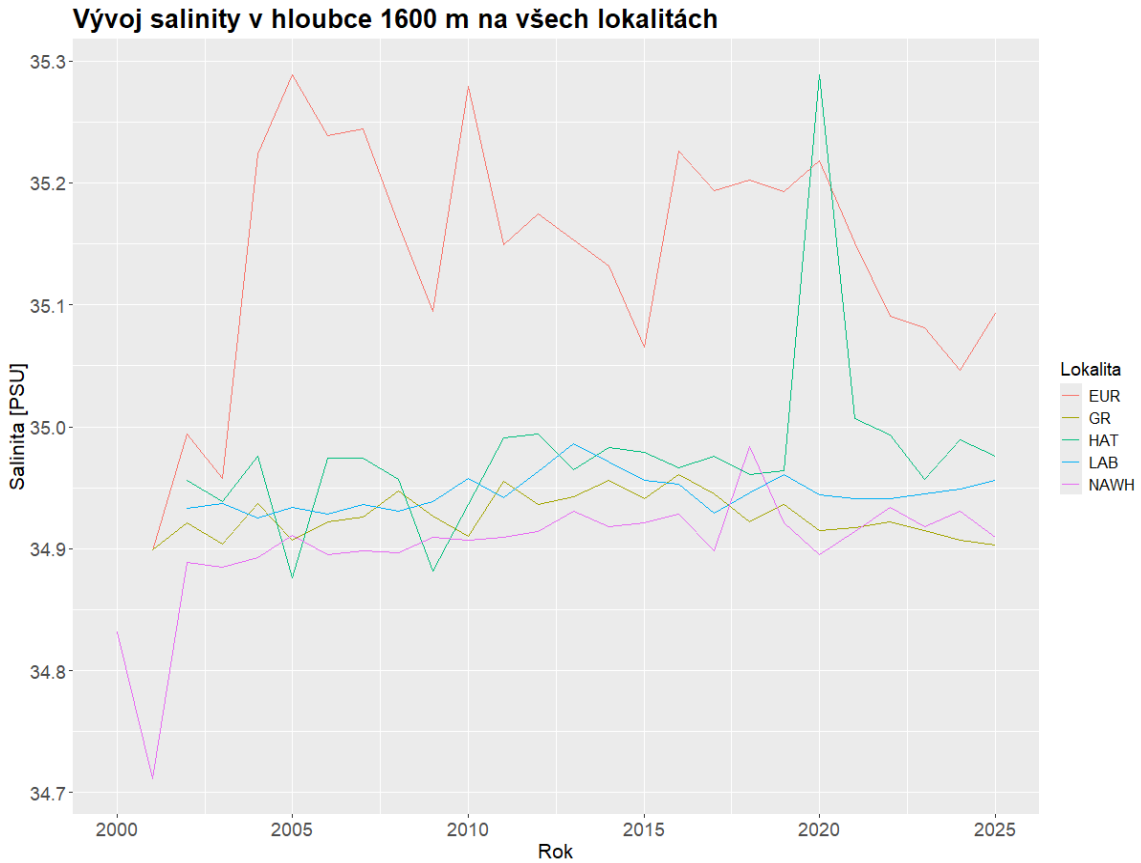


Obrázek 24: Porovnání vývoje salinity v hloubce 800 m na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

Z obrázku pro porovnání salinity v hloubce 800 m (Obrázek 24) je patrné, že hodnoty lokality HAT, FL a EUR zažívají značné změny. U HAT byla v roce 2011 zaznamenána hodnota 36 PSU, což je nejvyšší dosažená hodnota v hloubce 800 m

ze všech lokalit. Oblasti HAT a FL mohou být ovlivněny dráhou a intenzitou hlubokomořské větve proudící v prodloužení Labradorského proudu z vyšších zeměpisných šířek. U lokalit NAWH, LAB a GR je v roce 2008 zaznamenán společný vrchol s hodnotou 34.98 PSU. Ze všech lokalit je ale trend změny signifikantní jen u lokality FAE.

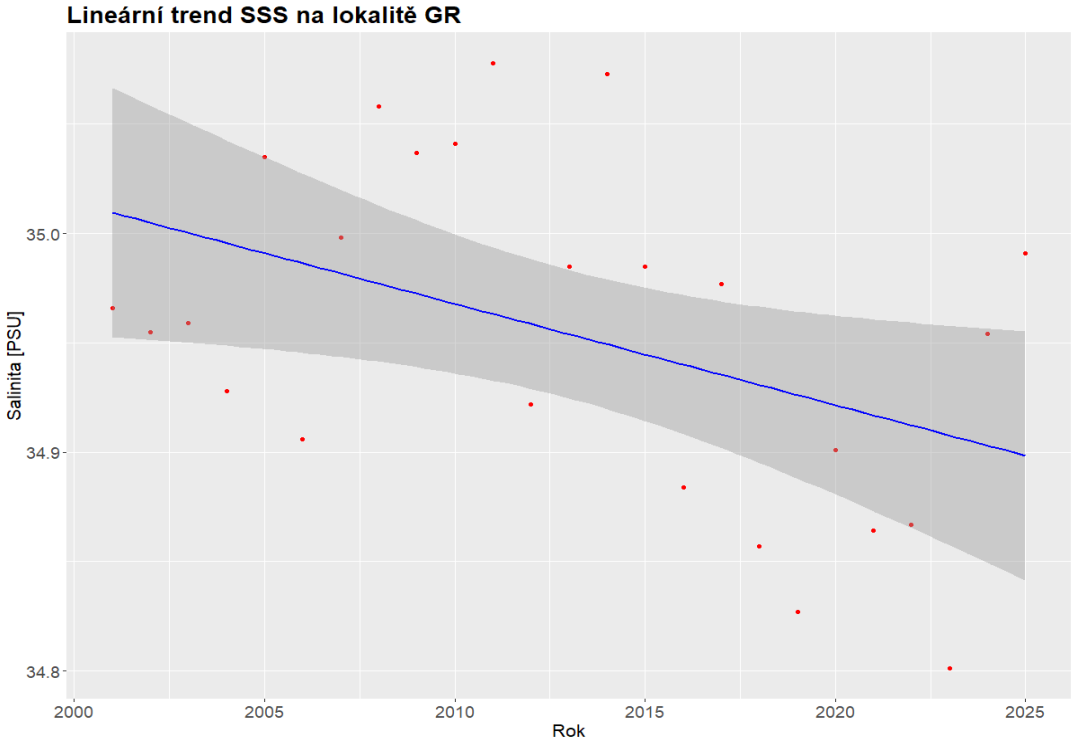
Se zvyšující se hloubkou je salinita stálejší a většina hodnot salinity v hloubce 1600 m se pohybuje v rozmezí 0.1 PSU (Obrázek 25). Odlehlé hodnoty jsou jen u lokality HAT z roku 2020 a NAWH z roku 2001. Je možné, že se jednalo o chybné nespolehlivé měření. Lokalita EUR se ale průměru vymyká a v tomto grafu nabývá značně vyšších hodnot. Může to být zapříčiněno polohou lokality EUR, která se nachází na okraji zálivu, což může způsobovat slabší promíchávání s okolními méně slanými vodami a akumulaci slanějších vod.



Obrázek 25: Porovnání vývoje salinity v hloubce 1600 m na 7 studovaných lokalitách od roku 2002 do roku 2025 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.2.1 GR

Salinita na hladině v oblasti GR v mých výsledcích vykazovala klesající trend o 0.005 PSU za rok (Příloha 11). Ve studii Jochumsena et al. zůstala salinita během pozorování z let 1996–2011 v této oblasti téměř konstantní (Jochumsen et al., 2012). Z obrázku 26 je patrné, že nižší hodnoty SSS byly pozorovány až po roce 2012. Může to mít souvislost s prudkým snížením hmotnosti ledového příkrovu v Grónsku v druhé polovině roku 2012 o více než 671 bilionů tun (Příloha 1).



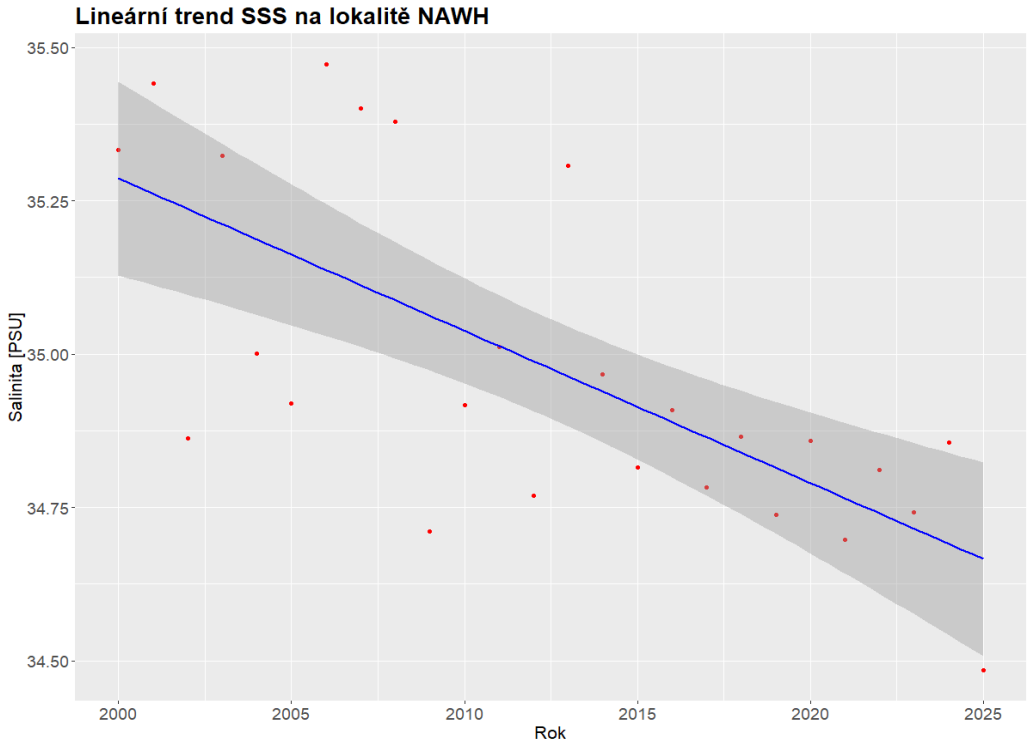
Obrázek 26: Lineární trend hodnot SSS z lokality GR. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 5.539, 23 DF, p-hodnota 0.02751 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

Za posledních 20 let patří grónský ledovec k nejvýznamnějším faktorům přispívajícím ke globálnímu zvyšování hladiny moří, přičemž se na tomto nárůstu podílí 0,5 mm ročně z celkových 3,2 mm za rok. Výrazná část tohoto příspěvku je spojena se zrychleným táním a pohybem stále většího počtu ledovců v jihovýchodní a severozápadní části Grónska (Khan et al., 2014). Studie pozorující salinitu v oblastech okolo Grónska během let 1992-2012 ukazuje, že obsah sladké vody se výrazně zvýšil. Během sledovaného období byl tento trend 600±300 km³ za rok (Rabe et al., 2014).

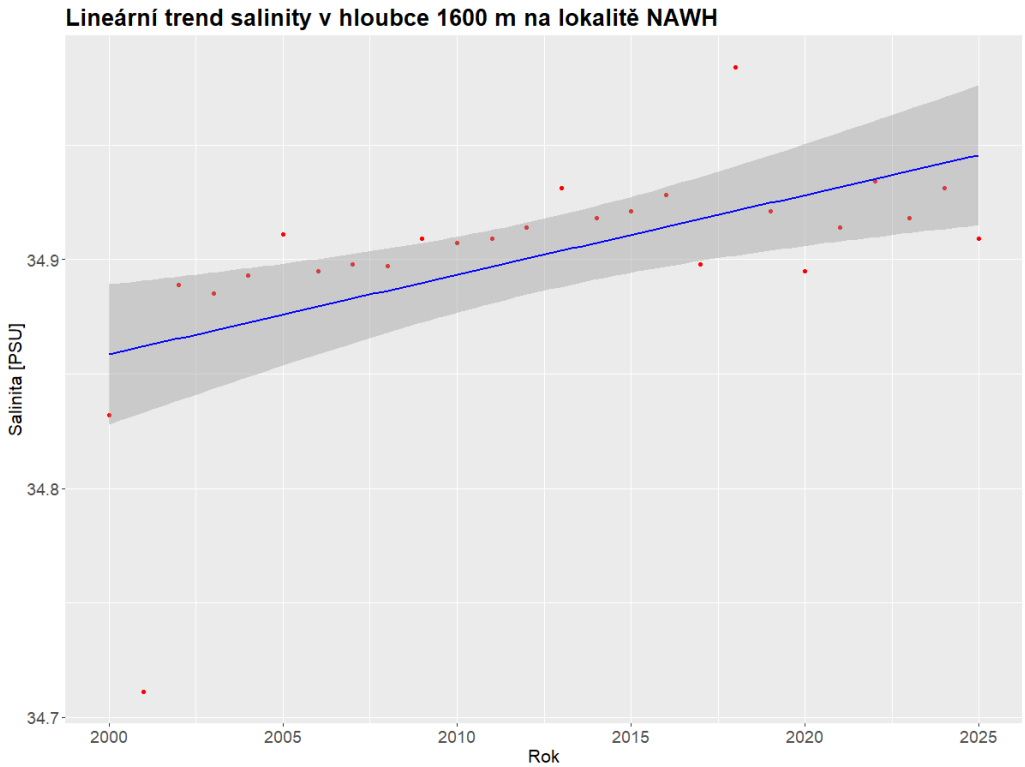
10.2.2 NAWH

Salinita u NAWH se podle mých výsledků významně změnila na hladině – pokles o 0.02 PSU za rok (Příloha 12), a v hloubce 1600 m – nárůst o 0.003 PSU

za rok (Příloha 13). Snižování salinity (Obrázek 27) může naznačovat, že do dané oblasti proudí relativně sladká voda, nejspíše z tání ledovců.



Obrázek 27: Lineární trend hodnot SSS z lokality NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 22.39, 24 DF, p-hodnota 8.215e-05 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

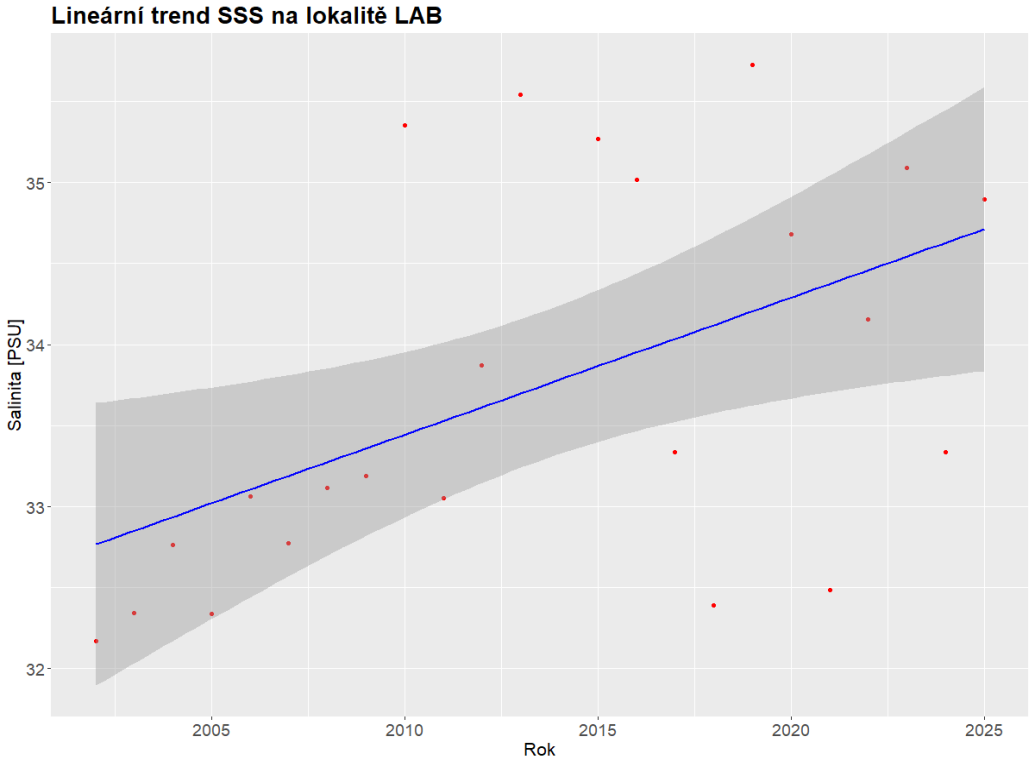


Obrázek 28: Lineární trend salinity v hloubce 1600 metrů z lokality NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 11.74, 24 DF, p-hodnota 0.002211 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

S poklesem salinity na hladině je možné, že sladká voda na povrchu vytvořila vrstvu, kvůli které nedochází k vertikálnímu promíchávání a ředění salinity. To může způsobit nárůst salinity v hloubce 1600 m (Obrázek 28).

10.2.3 LAB

SSS na lokalitě LAB výrazně kolísá a nabývá hodnot od 32.1 až do 35.7 PSU. V této oblasti se setkávají teplé a slané vody GP s chladnými vodami putujícími od Grónska naředěnými sladkou ledovcovou vodou. Zároveň do oblasti přitéká velké množství sladké vody z řek východní Kanady. V závislosti na měnící se trase proudů značně kolísá i salinita. Z obrázku 23 lze předpokládat, že v letech 2010, 2013-2015 a 2019 do oblasti LAB zasahovala trasa GP přinášející slanou vodu, a naopak v letech 2018 a 2021 do oblasti proudila sladší voda ze severu. Celkově má ale SSS na lokalitě LAB dle mých výsledků vzrůstající trend (Obrázek 29), s ročním nárůstem o 0.08 PSU (Příloha 14).

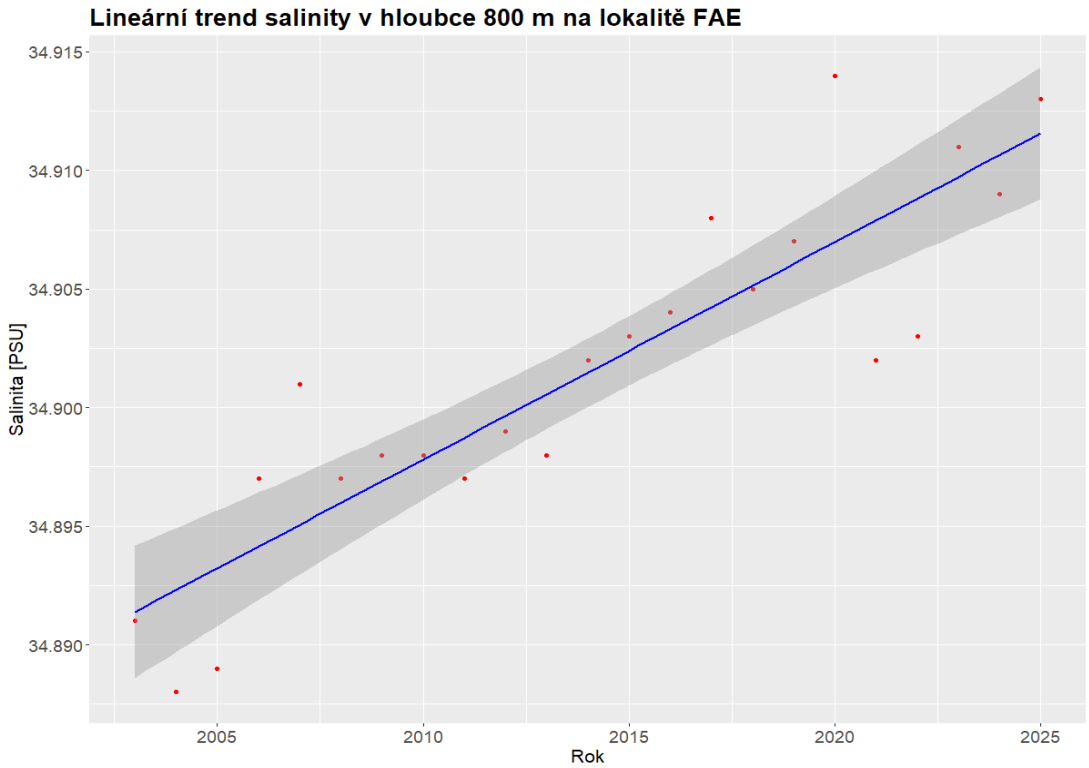


Obrázek 29: Lineární trend hodnot SSS z lokality LAB. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 7.386, 21 DF, p-hodnota 0.01291 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

10.2.4 FAE

U této oblasti je patrné, že k významným změnám dochází hlavně v hloubce. Změna teploty i salinity byla u této lokality zjištěna pouze v hloubce 800 m (v obou případech zvýšení), přičemž hladina nevykazovala žádný signifikantní trend. Salinita se dle výsledků lineární regrese ročně zvyšovala o 9.170e-04 PSU.

Variabilita salinity v Norském moři reaguje na sílu subpolárního víru spojeného s rozsáhlým atmosférickým systémem. Slabší síla víru může přispět ke zvýšení salinity v hlubokých vrstvách. Zároveň Atlantský přítok, vstupující do Norského moře přes Faersko-šetlandský průliv, který přináší teplejší a slanější vodu v posledních desetiletích zaznamenává synchronní oteplování a nárůst objemu. To může vést k pronikání teplejších a slanějších vod do hlubších vrstev (Park et al., 2022).



Obrázek 30: Lineární trend salinity v hloubce 800 metrů z lokality FAE. Zpracování dat od roku 2003 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 76.77, 21 DF, p-hodnota 1.858e-08 (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

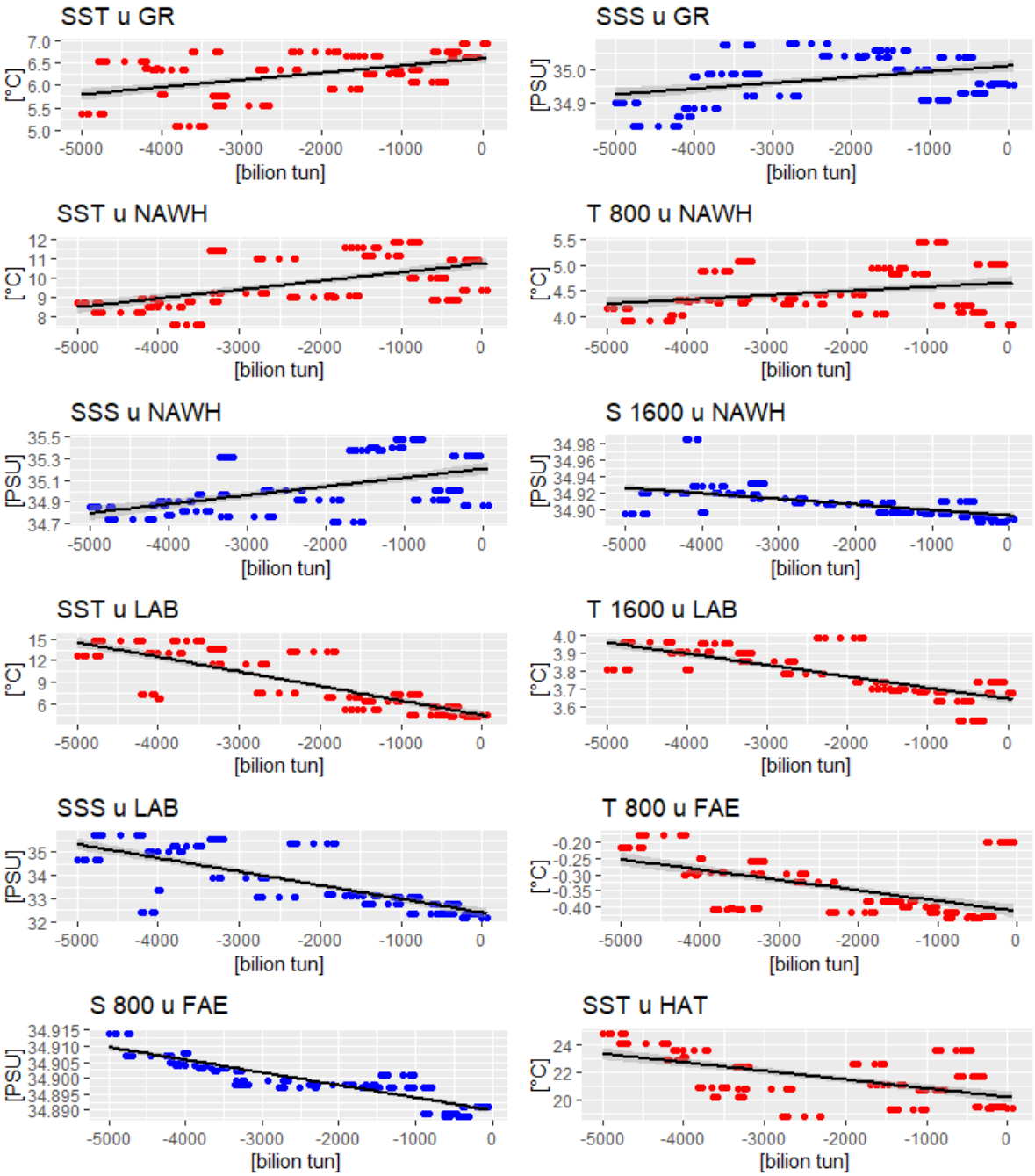
Na lokalitě FL nebyla v mých testech zjištěna žádná významná změna jak v teplotě, tak v salinitě. Ale Szuts & Meinen ve své studii z roku 2017 naopak zjistili, že v období od 1982–1987 do 2001–2015 se podpovrchová salinita Floridkého proudu zvýšila o 0,03–0,16 PSU.

10.3 Vliv tání ledu na teplotu a salinitu

Rozsah arktického mořského ledu se během posledních 4 desetiletí (1979–2020) snižoval o -13,1 % za dekádu v létě (září) a o -2,6 % za dekádu v zimě (březen). Kombinované trendy rozsahu mořského ledu a tloušťky mořského ledu naznačují, že objem nesezónního arktického mořského ledu se od roku 1979 snížil o 75 % (Garcia-Soto et al., 2021).

Data o kumulativní změně hmotnosti ledových příkrovů v Grónsku jsou v porovnání s rokem 2002. Pro srovnání, 1 000 bilionů tun se rovná asi 1084 kubických km ledu – dost na to, aby se hladina moře zvedla asi o 3 milimetry (EPA ©2025).

Tání ledu mělo významný vliv na lokality GR, LAB, HAT, FAE a NAWH (Obrázek 31). Změna ledu je udávána v záporných hodnotách, proto je počáteční stav z roku 2002 na ose x vpravo. Jednotlivé zvětšené grafy jsou v přílohách.

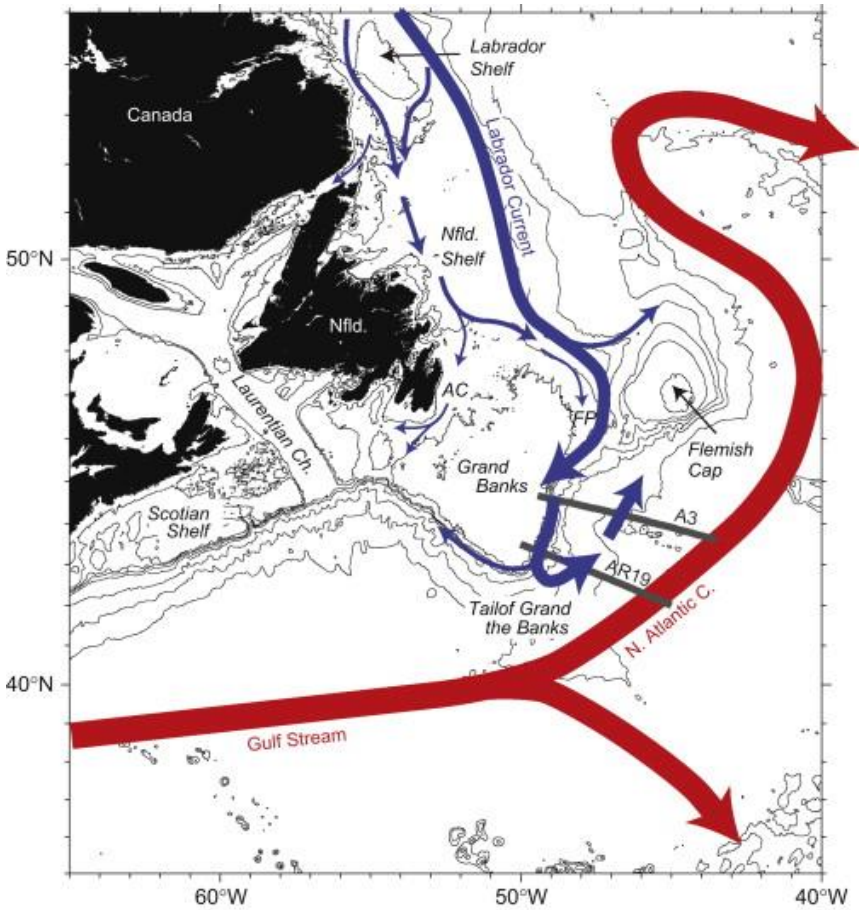


Obrázek 31: Lineární trendy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu a salinity na jednotlivých lokalitách. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese. T/S značí teplotu a salinitu v dané hloubce 800/1600 m. Změna hmotnosti grónského ledu je uváděla v bilionech tun. Modře je značena salinita a červeně teplota (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

Z obrázku 31 je patrný vliv na teplotu. Trend změny u GR a NAWH je negativní a je pravděpodobně způsoben přílivem studené sladké vody z tajícího ledu, která ochlazuje povrchovou vrstvu oceánu. NAWH je nejspíše ovlivněna i zpomalením AMOC.

Zvýšení teploty u lokality LAB a FAE může být způsobeno nižší mírou klesání slaných chladných vod s vysokou hustotou a slabší tvorbou hlubinných proudů v Labradorském a Grónském moři. Nahromaděné teplo v povrchových vrstvách zvyšuje místní teplotu moře. Výsledky studie z roku 2016 naznačují, že 1 000 km³ roztáté sladké vody z Grónska redukuje konvekční aktivitu o 12–18 % (Böning et al., 2016).

Překvapivé je, že s narůstající ztrátou ledu se u tří lokalit salinita zvyšuje. Jde o hladinu LAB, hloubku 800 m u FAE a hloubku 1600 m u NAWH. Klimatologické údaje potvrzují, že chladné a sladké vody pocházející ze severu jsou unášeny směrem na volné moře prostřednictvím Labradorského proudu, který putuje podél břehů Newfoundlandu až ke Grand Banks (Fratantoni & McCartney, 2010).



Obrázek 32: Hlavní charakteristiky povrchové cirkulace v západním severním Atlantiku u studované lokality LAB nedaleko Grand Banks (Fratantoni & McCartney, 2010).

Tím může být vysvětleno pozorované zvýšení salinity na hladině lokality LAB. U FAE a NAWH se zvyšuje ale salinita v hloubkách 800 a 1600 m. To může naznačovat, že sladká voda na povrchu oceánu vytváří vrstvu, která brání míchání a tlačí hustší, slanější vody do větších hloubek (Kandiano et al., 2017).

Naopak na hladině GR a NAWH salinita klesá, což je při ředění mořské vody vodou z tajícího ledovce očekávané. Protože povrchové proudy směřují na sever a sladká voda má díky své nižší hustotě tendenci zůstávat u hladiny, je obtížné sladkou vodu z oblasti severního Atlantiku odvést. Akumulace sladké vody v delších časových obdobích je tedy pravděpodobná. Zředění povrchového oceánu může ale oslabit tvorbu hlubinných vod a zpomalit AMOC (Rahmstorf et al., 2015) stejně jako tomu bylo v roce 2005, kdy byl popsán trend snížení salinity v severním Atlantiku. Obsah sladké vody se mezi lety 1961-1995 zvýšil o 19 000 ± 5000 km3 (Curry & Mauritzen, 2005). V roce 1970 došlo k rychlému poklesu AMOC, kterému předcházelo rozsáhlé snížení salinity známé jako Velká anomálie slanosti. Tato anomálie byla v roce 1988 popsána jako „jedna z nejvytrvalejších a nejextrémnějších variací v globálním oceánském klimatu, která byla v tomto století pozorována“ (Dickson et al., 1988). Protože povrchové proudy směřují na sever a sladká voda má díky své nižší hustotě tendenci zůstávat u hladiny, je obtížné sladkou vodu z oblasti severního Atlantiku odvést. Proto je akumulace sladké vody v delších časových obdobích pravděpodobná. (Rahmstorf et al., 2015).

10.4 Obsah oceánského tepla

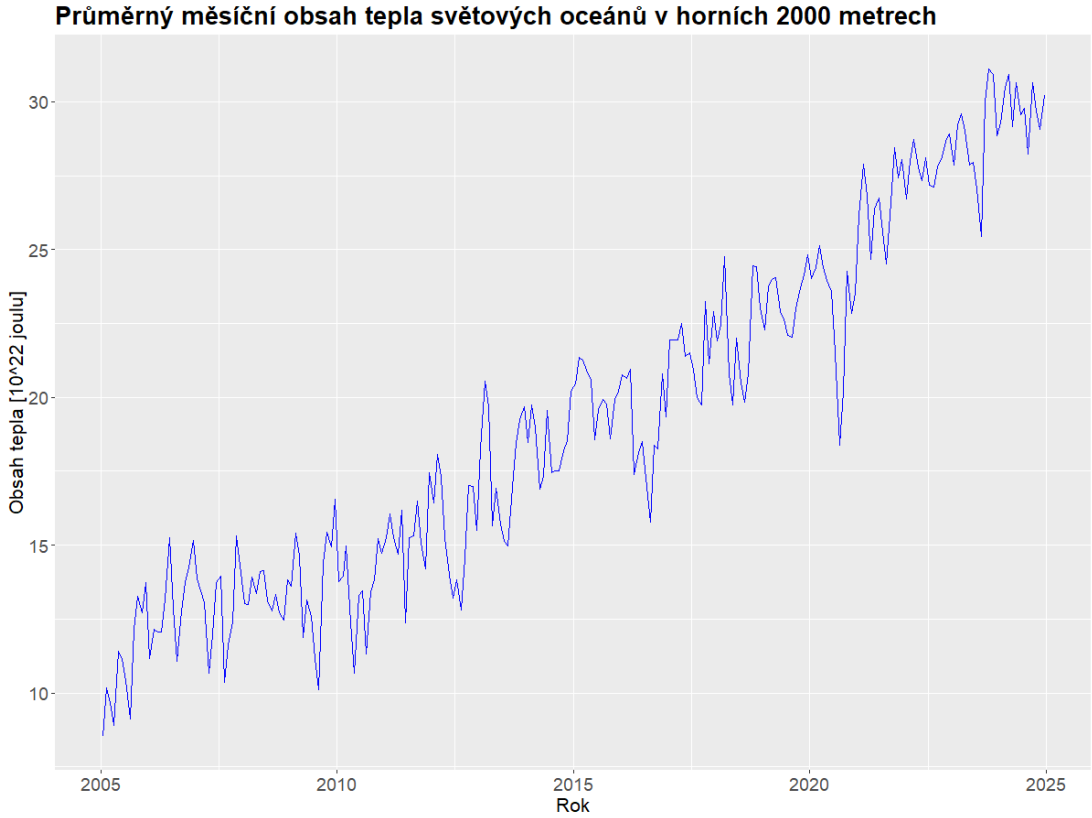
Více než 90 % přebytečného tepla se akumuluje v globálních oceánech (IPCC ©2025), což vede ke zvýšení obsahu tepla v oceánu (OHC). Teplo akumulované v oceánu způsobuje expanzi vody, která je zodpovědná za jednu třetinu až polovinu globálního vzestupu hladiny moří. Průměrná globální hladina oceánů stoupala v letech 2006–2015 o 3.6 milimetru ročně s přispěním jak tepelné expanze, tak akumulace hmoty z tání ledu. To je 2,5krát rychleji, než bylo průměrné tempo během většiny 20. století (NOAA ©2025).

Obsah oceánského tepla v horních 2 000 m (Obrázek 33) vykazuje lineární rychlost oteplování 0.35 ± 0.08 W/m^2 v období 1955–2019 (Garcia-Soto et al., 2021). Každé z posledních šesti desetiletí bylo teplejší než to předchozí (Cheng et al., 2021).

Oteplování oceánů vede mimo jiné k vertikální stratifikaci oceánské vody. Od roku 1960 se teplo v oceánech nahromadilo následovně: 40 % v vrstvě 0–300 m, 24 % v vrstvě 300–700 m, 28 % v vrstvě 700–2000 m a 8 % v hloubkách pod 2000 m. Dle nových výsledků dosáhl celkový obsah tepelné energie oceánů dosáhl v roce

2023 rekordní hodnoty, čímž pokračoval ve svém dlouhodobém vzestupném trendu. Vzhledem k velké tepelné setrvačnosti oceánů se očekává, že oteplování hlubokých vrstev oceánu bude pokračovat nejméně po několik stovek let. Následky tohoto oteplování se proto pravděpodobně stanou ještě závažnějšími (Cheng et al., 2024).

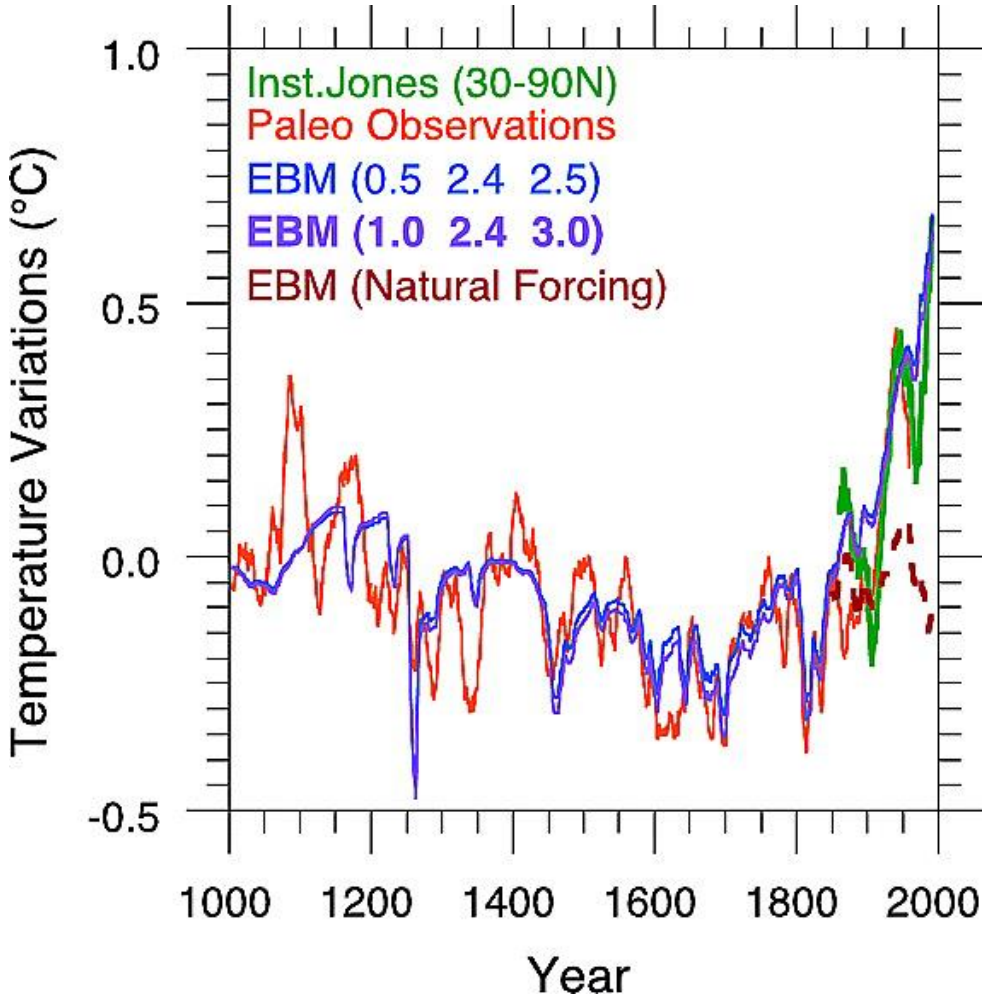
V Jižním oceánu (mezi 70°S~40°S) a Atlantském oceánu (především mezi 40°S~50°N) došlo ale k silnějšímu oteplování než v Tichém a Indickém oceánu, kde je oteplování slabší. Modely naznačují, že Jižní oceán přijal většinu přebytečného tepla z globálního oteplování v posledním století (Swart et al., 2018).



Příloha 33: Průměrný měsíční obsah tepla oceánů v horních 2000 metrech vzhledem k průměru z let 1971–2000, který je pro srovnání nastaven na nulu. Měřen v 10^{22} joulu (data: NOAA, vlastní zpracování v programu RStudio).

Na obrázku 33 je vidět prudký nárůst OHC uvedený v jednotkách odpovídajících 10^{22} joulu. Pro srovnání, 10^{22} joulů se rovná přibližně 17násobku množství energie globálně spotřebované každý rok.

Studie z roku 2003 ukazuje změny obsahu tepelné energie během posledního tisíciletí pomocí klimatického modelu, jehož faktory ovlivňující klima byly optimalizovány na základě dat z povrchových proxy záznamů. Dle jejich výsledků lze současný nárůst tepelné energie oceánů vystopovat až do poloviny 19. století (Obrázek 34), přičemž během 20. století probíhal tento nárůst téměř lineárním tempem (Crowley et al., 2003).



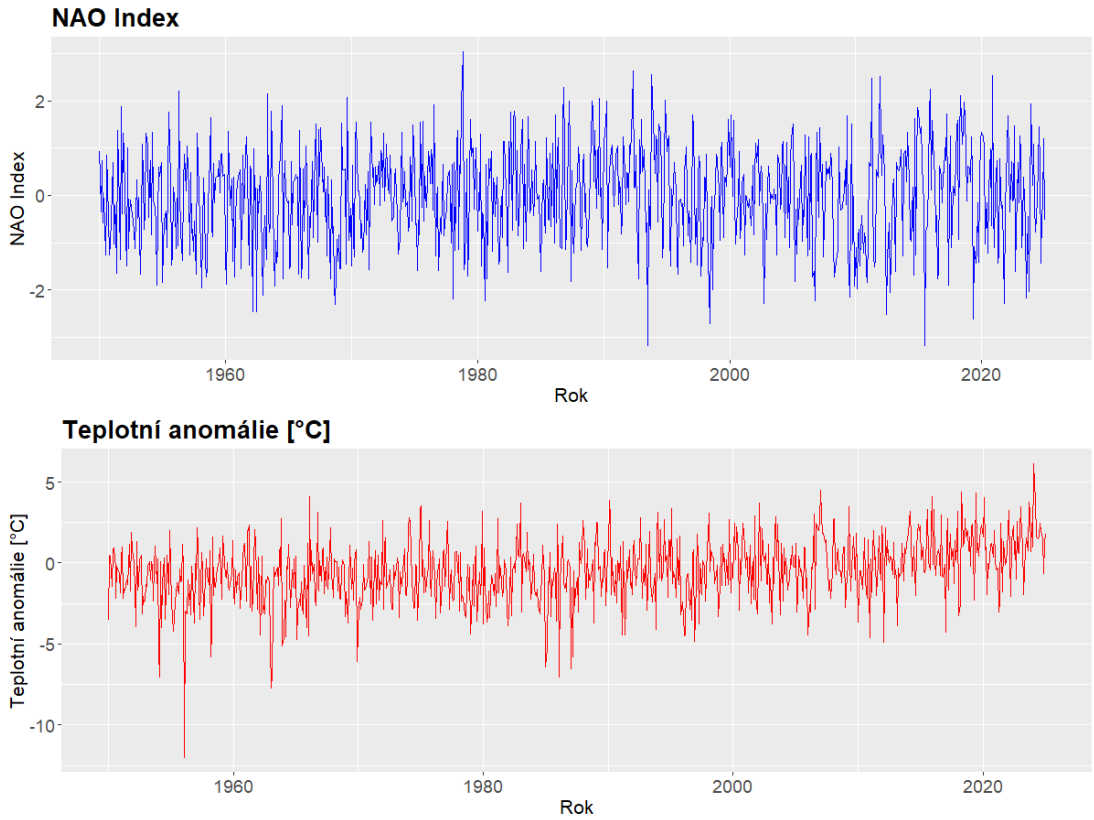
Obrázek 34: Vývoj OHC během posledního tisíciletí pro oblast 30–90° s. š.. Nulová referenční čára (0 °C) ukazuje očekávanou hodnotu v případě absence solárního, skleníkového nebo sopečného působení v období 1000–1850. Nejlepší shoda mezi modelem a proxy daty o povrchové teplotě (Crowley et al., 2003).

I přesto, že se jedná o studii starou více než 20 let, je na obrázku 34 patrný strmý nárůst OHC. Protože rychlost oteplování během poslední dekády se zvýšila na 0.70 ± 0.07 W/m^2, což je dvakrát vyšší než rychlost oteplování dlouhodobých záznamů (Garcia-Soto et al., 2021), byl by tento graf by při zahrnutí zvýšení OHC pozorovaném od roku 2000 ještě daleko prudší.

10.5 Vliv NAO indexu na teplotní anomálie v ČR

Studie z roku 2015 dokazuje, že v průměrech a variabilitě indexu NAO byly nedávno nalezeny změny. Od 90. let 20. století došlo k trvalému a významnému poklesu letního NAO indexu. Zároveň se výrazně zvýšila variabilita zimního NAO indexu, zejména v prosinci, což vedlo k tomu, že během let 2004–2013 se ve 115letém záznamu objevily tři z pěti rekordně vysokých a dvě z pěti rekordně nízkých hodnot prosincového NAO indexu (Hanna et al., 2015).

Na obrázku 35 jsou zobrazeny časové řady NAO indexu a teplotních anomálií v ČR zvlášť. Je patrné, že v posledních letech dochází k častějším výkyvům NAO indexu do extrémních hodnot. Častěji se vyskytují i dlouhá období, kterým dominuje určitá fáze. Zároveň s tím, je ve vývoji teplotních anomálií v ČR možné pozorovat zvyšující se trend. Nejprudší nárůst teplotních anomálií je patrný během poslední dekády.

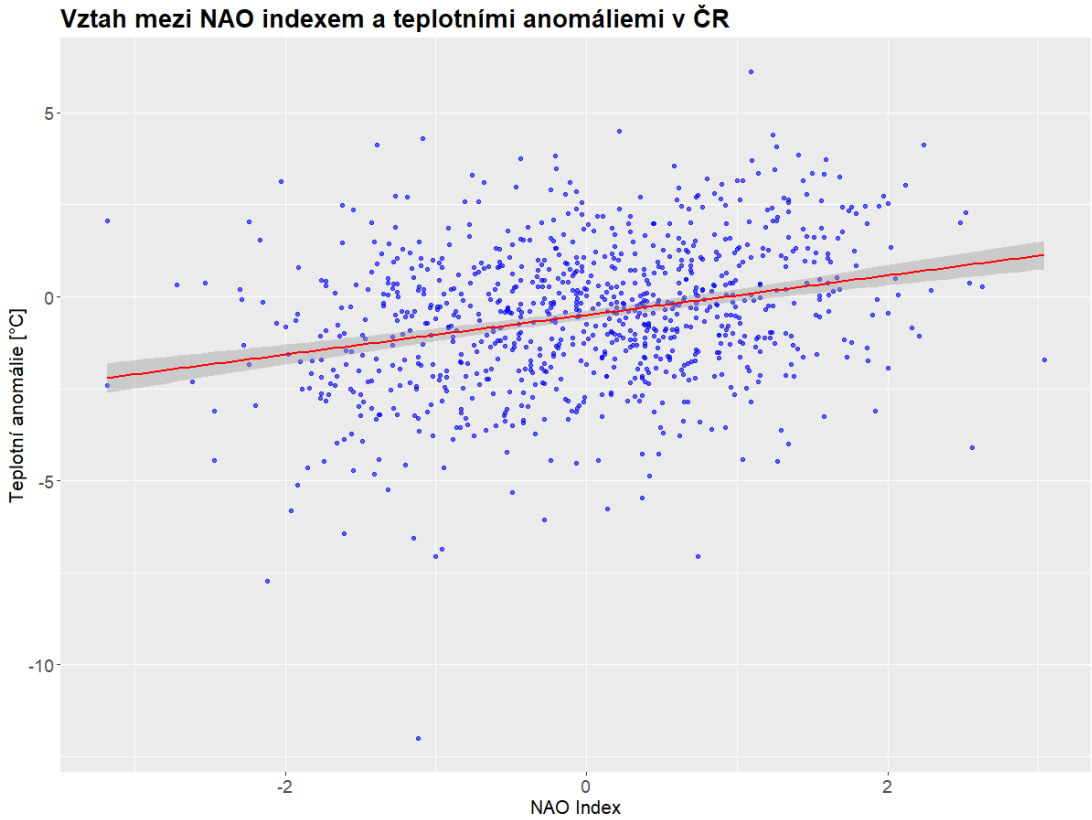


Obrázek 35: Vývoj NAO indexu (modře) a teplotních anomálií v ČR pro měsíc leden (červeně) od roku 1950 do roku 2025 (data: NOAA a Copernicus Climate Change Service, vlastní zpracování v programu RStudio).

Stejný pozitivní trend potvrzují výsledky studie z roku 2021, která se zabývala velkoplošnými teplotními anomáliemi na území celé Evropy během let 1951-2018. Tyto anomálie byly celkově nejčastější ve střední Evropě. Většina negativních anomálií byla pozorována do roku 1995, zatímco pozitivní anomálie po tomto roce (Twardosz & Kossowska-Cezak, 2021).

Lineární regresní model mezi NAO indexem a teplotními anomáliemi v ČR (Obrázek 36) od roku 1950 do 2025 ukázal statisticky významný vztah (p-hodnota <2.2e-16). Dle výsledků modelu lze při zvýšení NAO indexu o jednu jednotku očekávat průměrný nárůst teplotních anomálií o 0.537 °C (Příloha 40). Tento pozitivní vztah naznačuje, že vyšší hodnoty NAO indexu jsou spojeny s vyššími teplotami

v ČR. Anomálie jsou udávány v porovnání s průměrnou povrchovou teplotou za stejné období od roku 1991 do roku 2020 (Copernicus Climate Change Service ©2025).



Obrázek 36: Lineární trend mezi hodnotami NAO indexu a lednovými teplotními anomáliemi v ČR. Zpracování dat od roku 1950 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 76.54, 899 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: NOAA a Copernicus Climate Change Service, vlastní zpracování v programu RStudio).

11. Závěr

Klima je komplexní a velmi složitý systém. Ovlivňuje ho nespočet faktorů a každý zásah do jakékoliv složky klimatu zákonitě vyvolá rekci. Některé se mohou projevit až po značné době, a proto je obtížné je pochopit a předpovídat.

S většinou klimatických změn, popisovaných v této práci, se naše planeta již v minulosti setkala. Prošla obdobím zvyšování koncentrace atmosférického CO_2, táním ledovců, s ním spojeným přílivem sladké vody do oceánů, snižování intenzity mořské cirkulace i úplného zastavení AMOC. Velká část jevů se opakuje v různě dlouhých cyklech. Stejně tak změny globálních teplot – dnes značně umocněné antropogenní činností. Je tedy možné se z následků těchto změn poučit a předvídat další možný vývoj klimatu Země.

Z mých výsledků je zřejmé, že oceánská voda zažívá významné změny, které zásadně ovlivňují život především na severní polokouli. Lokality, které byly vybrány ke sledování, reagují na klimatickou změnu různě – na některých se hodnoty faktorů zvyšují, u jiných snižují, a proto je pozorování a hodnocení změn složité. Je potřeba chápat děje probíhající v oceánech a správně číst výsledky těchto změn. Tyto poznatky je třeba využít k úpravě klimatických modelů pro co nejpřesnější projekce.

Více než 90 % tepla zachyceného v klimatickém systému Země uchovávají oceány. Se zvyšováním teploty oceánů a obsahu oceánského tepla se mění i rozložení bouří. Antropogenní zvýšení hodnot SST v oblastech náchylných k tropickým cyklonám v kombinaci se změnami atmosférických podmínek, vedlo ke zvýšení potenciální intenzity tropických cyklon v těchto oblastech (Kossin et al., 2020). Teplejší vodní hladina moří znamená více energie pro tyto atmosférické děje. Dochází tak k silnějším jevům nejen v tropických oblastech, ale i bouřím se silnějším větrem a intenzivnějšími srážkami v našich zeměpisných šířkách (Kadrnožka 2008).

Ztráta arktického ledu snižuje albedo Země a více slunečního záření zůstává v podobě tepla. Všechny tyto změny souvisejí se zvyšováním koncentrace atmosférického CO_2, která je dnes vyšší, než byla kdykoli za posledních 400 tisíc let. Celková ztráta mořského ledu je 403 miliard metrických tun ledu každý rok a od roku 1993 se hladina světového oceánu zvedla o více než 10 cm. Oceán se od roku 1955 oteplil o 372 zettajoulu (NASA ©2025). Při pokračování globálního oteplování dojde pravděpodobně ke kritickému bodu v intenzitě AMOC. Oslabování intenzity AMOC

a s ním spojené slábnutí Golfského proudu paradoxně způsobí výrazné ochlazení v klimatu celé severní polokoule.

Klimatický model v době oslabeného AMOC ukazuje podstatné snížení (30-50 %) produktivity listnatých lesů jižní Evropy a jehličnatých lesů v severní Evropě. Produktivita plodin v hlavních zemědělských regionech v západní, severní, střední i východní Evropě dramaticky klesá. Pokles je pravděpodobně způsoben kombinovaným účinkem nižších teplot a vodního stresu způsobeným změnami v hydrologickém cyklu (Jackson et al., 2015).

Toto ochlazení podstatně ovlivní život, hospodaření a s tím i ekonomiku všech evropských států. Oceány jsou od hranic České republiky sice daleko, ovlivňují ale každý náš den. Je proto důležité mít povědomí i o tom, co se děje za hranicemi naší země.

Oceánská cirkulace má v klimatu Země roli zesilovače klimatických změn (Rahmstorf, 2002).

12. Přehled literatury a použitých zdrojů

Alheit J., Licandro P., Coombs S., Garcia A., Giráldez A., Santamaría M. T. G., Slotte A., Tsikliras A. C., 2014: Reprint of “Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) modulates dynamics of small pelagic fishes and ecosystem regime shifts in the eastern North and Central Atlantic.” Journal of Marine Systems 133. P. 88–102.

Alley R. B., 2007: Wally Was Right: Predictive Ability of the North Atlantic “Conveyor Belt” Hypothesis for Abrupt Climate Change. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 35. P. 241–272.

Alley R., Agustsdottir A., 2005: The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. Quaternary Science Reviews 24. P. 1123–1149.

Argo, 2025: How do floats work [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://argo.ucsd.edu/how-do-floats-work/>.

Balaguru K., Chang P., Saravanan R., Leung L. R., Xu Z., Li M., Hsieh J.-S., 2012: Ocean barrier layers’ effect on tropical cyclone intensification. Proceedings of the National Academy of Sciences 109. P. 14343–14347.

Bane J., Seim H., Haines S., Han L., He R., Zambon J., 2023: Atmospheric forcing of the Hatteras coastal ocean during 2017–2018: The PEACH program. Dynamics of Atmospheres and Oceans 102. P. 101364.

Boers N., Marwan N., Barbosa H. M. J., Kurths J., 2017: A deforestation-induced tipping point for the South American monsoon system. Scientific Reports 7. P. 41489.

Boers N., 2021: Observation-based early-warning signals for a collapse of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. Nature Climate Change 11. P. 680–688.

Böning C. W., Behrens E., Biastoch A., Getzlaff K., Bamber J. L., 2016: Emerging impact of Greenland meltwater on deepwater formation in the North Atlantic Ocean. Nature Geoscience 9. P. 523–527.

Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L., Kisielienė D., Koff T., Kuznetsov D., Lemdahl G., Sapelko T., Stančikaitė M., Subetto D., 2015: Climate Change During the Holocene (Past 12,000 Years). Regional Climate Studies, Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. P. 25–49.

Box J. E., van As D., Steffen K., 2017: Greenland, Canadian and Icelandic land-ice albedo grids (2000–2016). Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 38. P. 53–56.

Boyle E. A., Keigwin L., 1987: North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. Nature 330. P. 35–40.

Brauer A., Haug G. H., Dulski P., Sigman D. M., Negendank J. F. W., 2008: An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period. Nature Geoscience 1. P. 520–523.

Breitburg D., Levin L. A., Oschlies A., Grégoire M., Chavez F. P., Conley D. J., Garçon V., Gilbert D., Gutiérrez D., Isensee K., Jacinto G. S., Limburg K. E., Montes I., Naqvi S. W. A., Pitcher G. C., Rabalais N. N., Roman M. R., Rose K. A., Seibel B. A., Zhang J., 2018: Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. Science 359. P. 6371.

Broecker W. S., 1998: Paleocean circulation during the Last Deglaciation: A bipolar seesaw? Paleoceanography 13. P. 119–121.

Broecker W. S., Denton G. H., Edwards R. L., Cheng H., Alley R. B., Putnam A. E., 2010: Putting the Younger Dryas cold event into context. Quaternary Science Reviews 29. P. 1078–1081.

Caesar L., McCarthy G. D., Thornalley D. J. R., Cahill N., Rahmstorf S., 2021: Current Atlantic Meridional Overturning Circulation weakest in last millennium. Nature Geoscience 14. P. 118–120.

Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., Saba V., 2018: Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation. Nature 556. P. 191–196.

Chapron B., Collard F., Ardhuin F., 2005: Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. Journal of Geophysical Research: Oceans 110. P. C7.

Chemke R., Zanna L., Polvani L. M., 2020: Identifying a human signal in the North Atlantic warming hole. Nature Communications 11. P. 1540.

Cheng L., Abraham J., Trenberth K. E., Fasullo J., Boyer T., Locarnini R., Zhang B., Yu F., Wan L., Chen X., Song X., Liu Y., Mann M. E., Reseghei F., Simoncelli S., Gouretski V., Chen G., Mishonov A., Reagan J., Zhu J., 2021: Upper Ocean Temperatures Hit Record High in 2020. Advances in Atmospheric Sciences 38. P. 523–530.

Cheng L., von Schuckmann K., Abraham J. P., Trenberth K. E., Mann M. E., Zanna L., England M. H., Zika J. D., Fasullo J. T., Yu Y., Pan Y., Zhu J., Newsom E. R., Bronselaer B., Lin X., 2022: Past and future ocean warming. Nature Reviews Earth & Environment 3. P. 776–794.

Cheng L., von Schuckmann K., Minière A., Hakuba M. Z., Purkey S., Schmidt G. A., Pan Y., 2024: Ocean heat content in 2023. Nature Reviews Earth & Environment 5. P. 232–234.

Chiang J. C. H., Bitz C. M., 2005: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Climate Dynamics 25. P. 477–496.

Chylek P., Klett J. D., Lesins G., Dubey M. K., Hengartner N., 2014: The Atlantic Multidecadal Oscillation as a dominant factor of oceanic influence on climate. Geophysical Research Letters 41. P. 1689–1697.

Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., Defries R. S., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R. B., Piao S., Thornron P., 2013: Carbon and other biogeochemical cycles. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Reportof the Intergovernmental Panel on Climate Change. P. 465-570.

Clement A., Bellomo K., Murphy L. N., Cane M. A., Mauritsen T., Rädel G., Stevens B., 2015: The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation. Science 350. P. 320–324.

Copernicus Climate Change Service, 2025: ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://cds.climate.copernicus.eu/datasets/reanalysis-era5-single-levels-monthly-means?tab=overview>.

Cortijo E., Labeyrie L., Vidal L., Vautravers M., Chapman M., Duplessy J.-C., Elliot M., Arnold M., Turon J.-L., Auffret G., 1997: Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60°N. Earth and Planetary Science Letters 146. P. 29–45.

Costoya X., Decastro M., Gómez-Gesteira M., Santos F., 2015: Changes in sea surface temperature seasonality in the Bay of Biscay over the last decades (1982–2014). Journal of Marine Systems 150. P. 91–101.

Crowley T. J., Baum S. K., Kim K., Hegerl G. C., Hyde W. T., 2003: Modeling ocean heat content changes during the last millennium. Geophysical Research Letters 30. P. 18.

Curry R., Mauritzen C., 2005: Dilution of the Northern North Atlantic Ocean in Recent Decades. Science 308. P. 1772–1774.

Dansgaard W., Clausen H. B., Gundestrup N., Hammer C. U., Johnsen S. F., Kristinsdottir P. M., Reeh N., 1982: A New Greenland Deep Ice Core. Science 218. P. 1273–1277.

Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N. S., Hammer C. U., Hvidberg C. S., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdottir A. E., Jouzel J., Bond G., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364. P. 218–220.

Denton G., Alley R., Comer G., Broecker W., 2005: The role of seasonality in abrupt climate change. Quaternary Science Reviews 24. P. 1159–1182.

Dickson R. R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A. J., 1988: The “great salinity anomaly” in the Northern North Atlantic 1968–1982. Progress in Oceanography 20. P. 103–151.

Ditlevsen P., Ditlevsen S., 2023: Warning of a forthcoming collapse of the Atlantic meridional overturning circulation. Nature Communications 14. P. 4254.

Enfield D. B., Mestas-Nuñez 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. P. 2077–2080.

EPA, 2025: Climate Change Indicators: Ice Sheets [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.epa.gov/climate-indicators/climate-change-indicators-ice-sheets>.

Fallah B., Cubasch U., Prömmel K., Sodoudi S., 2016: A numerical model study on the behaviour of Asian summer monsoon and AMOC due to orographic forcing of Tibetan Plateau. Climate Dynamics 47. P. 1485–1495.

Flis A., 2022: Strong Ocean Anomalies are developing over the Gulf Stream area in the North Atlantic, forecast to continue as we head closer to Winter 2022/2023 [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.severe-weather.eu/global-weather/ocean-anomaly-atlantic-gulf-stream-forecast-winter-united-states-europe-fa/>.

Florida Climate Center, 2025: Temperature [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://climatecenter.fsu.edu/products-services/data/statewide-averages/temperature>.

Fontela M., García-Ibáñez M. I., Hansell D. A., Mercier H., Pérez F. F., 2016: Dissolved Organic Carbon in the North Atlantic Meridional Overturning Circulation. Scientific Reports 6. P. 26931.

Frajka-Williams E., Beaulieu C., Duchez A., 2017: Emerging negative Atlantic Multidecadal Oscillation index in spite of warm subtropics. Scientific Reports 7. P. 11224.

Frankignou C., de Coetlogon G., Joyce T., Dong s., 2001: Gulf Stream Variability and Ocean-Atmosphere Interactions*. Journal of Physical Oceanography 31. P. 3516-3529.

Fratantoni P. S., Mccartney M. S., 2010: Freshwater export from the Labrador Current to the North Atlantic Current at the Tail of the Grand Banks of Newfoundland. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 57. P. 258–283.

Friedlingstein P., Jones M. W., O'Sullivan M., Andrew R. M., Hauck J., Peters G. P., Peters W., Pongratz J., Sitch S., Le Quéré C., Bakker D. C. E., Canadell J. G., Ciais P., Jackson R. B., Anthoni P., Barbero L., Bastos A., Bastrikov V., Becker M., … Zaehle S., 2019: Global Carbon Budget 2019. Earth System Science Data 11. P. 1783–1838.

Friedman A. R., Reverdin G., Khodri M., Gastineau G., 2017: A new record of Atlantic sea surface salinity from 1896 to 2013 reveals the signatures of climate variability and long-term trends. Geophysical Research Letters 44. P. 1866–1876.

Fu B., Huang W., Fan K., Gan X., Zhang H., Shi A., 2008: Method for ocean surface currents measurement by SAR. In: Krishnamurti T. N., Goswami B. N., Yatagai A. (Eds.), P. 714809.

Garcia-Soto C., Cheng L., Caesar L., Schmidtko S., Jewett E. B., Cheripka A., Rigor I., Caballero A., Chiba S., Báez J. C., Zielinski T., Abraham J. P., 2021: An Overview of Ocean Climate Change Indicators: Sea Surface Temperature, Ocean Heat Content, Ocean pH, Dissolved Oxygen Concentration, Arctic Sea Ice Extent, Thickness and Volume, Sea Level and Strength of the AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation). Frontiers in Marine Science 8. P. 642372.

Gervais M., Shaman J., Kushnir Y., 2018: Mechanisms Governing the Development of the North Atlantic Warming Hole in the CESM-LE Future Climate Simulations. Journal of Climate 31. P. 5927–5946.

Gervais M., Shaman J., Kushnir Y., 2019: Impacts of the North Atlantic Warming Hole in Future Climate Projections: Mean Atmospheric Circulation and the North Atlantic Jet. Journal of Climate 32. P. 2673–2689.

Grafenstein U. von, Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S. J., 1999: A Mid-European Decadal Isotope-Climate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. Science 284. P. 1654–1657.

Hansen B., Østerhus S., 2000: North Atlantic–Nordic Seas exchanges. Progress in Oceanography 45. P. 109–208.

Hall M. M., Bryden H. L., 1982: Direct Estimates and Mechanisms of Ocean Heat Transport. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 29. P. 339–359.

Hameed S., Wolfe C. L. P., Chi L., 2018: Impact of the Atlantic Meridional Mode on Gulf Stream North Wall Position. Journal of Climate 31. P. 8875–8894.

Han, G. (2005). Altimeter surveys, coastal tides and shelf circulation. Encyclopedia of Coastal Science. P. 27–28.

Hand R., Keenlyside N. S., Omrani N.-E., Bader J., Greatbatch R. J., 2019: The role of local sea surface temperature pattern changes in shaping climate change in the North Atlantic sector. Climate Dynamics 52. P. 417–438.

Hanna E., Cropper T. E., Jones P. D., Scaife A. A., Allan R., 2015: Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking Index. International Journal of Climatology 35. P. 2540–2554.

Hansen J., Nazarenko L., Ruedy R., Sato M., Willis J., del Genio A., Koch D., Lacis A., Lo K., Menon S., Novakov T., Perlwitz J., Russell G., Schmidt G. A., Tausnev N., 2005: Earth's Energy Imbalance: Confirmation and Implications. Science 308. P. 1431–1435.

Haug G. H., Tiedemann R., 1998: Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. Nature 393. P. 673–676.

Hoegh-Guldberg O., 1999: Climate change, coral bleaching and the future of the world's coral reefs. Marine and Freshwater Research 50. P. 839–866.

Holloway G., Nguyen A., Wang Z., 2011: Oceans and ocean models as seen by current meters. Journal of Geophysical Research 116. P. C8.

Hosoda S., Suga T., Shikama N., Mizuno K., 2009: Global Surface Layer Salinity Change Detected by Argo and Its Implication for Hydrological Cycle Intensification. Journal of Oceanography 65. P. 579–586.

Hu S., Sprintall J., Guan C., McPhaden M. J., Wang F., Hu D., Cai W., 2020: Deep-reaching acceleration of global mean ocean circulation over the past two decades. Science Advances 6.

Hurrell J. W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. Geophysical Monograph Series 134, P. 1–35.

Huybers P., Wunsch C., 2010: Paleophysical Oceanography with an Emphasis on Transport Rates. Annual Review of Marine Science 2. P. 1–34.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1250 p.

Isern-Fontanet J., Ballabrera-Poy J., Turiel A., García-Ladona E., 2017: Remote sensing of ocean surface currents: a review of what is being observed and what is being assimilated. Nonlinear Processes in Geophysics 24. P. 613–643.

Jackson L. C., Biastoch A., Buckley M. W., Desbruyères D. G., Frajka-Williams E., Moat B., Robson J., 2022: The evolution of the North Atlantic Meridional Overturning Circulation since 1980. Nature Reviews Earth & Environment 3. P. 241–254.

Jackson L. C., Kahana R., Graham T., Ringer M. A., Woollings T., Mecking J. V., Wood R. A., 2015: Global and European climate impacts of a slowdown of the AMOC in a high resolution GCM. Climate Dynamics 45. P. 3299–3316.

Jochumsen K., Quadfasel D., Valdimarsson H., Jónsson S., 2012: Variability of the Denmark Strait overflow: Moored time series from 1996–2011. Journal of Geophysical Research: Oceans 117. P. C12.

Johnson G. C., Hosoda S., Jayne S. R., Oke P. R., Riser S. C., Roemmich D., Suga T., Thierry V., Wijffels S. E., Xu J., 2022: Argo—Two Decades: Global Oceanography, Revolutionized. Annual Review of Marine Science 14. P. 379–403.

Johnson G. C., Lyman J. M., 2020: Warming trends increasingly dominate global ocean. Nature Climate Change 10. P. 757–761.

Joyce T. M., Thomas L. N., Dewar W. K., Girton J. B., 2013: Eighteen Degree Water formation within the Gulf Stream during CLIMODE. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 91. P. 1–10.

Kadrnožka J., 2008: Globální oteplování Země. Příčiny, průběh, důsledky, řešení. VUTIUM, Brno.

Kandiano E. S., Van Der Meer M. T. J., Schouten S., Fahl K., Sinninghe Damsté J. S., Bauch H. A., 2017: Response of the North Atlantic surface and intermediate ocean structure to climate warming of MIS 11. Scientific Reports 7. P. 46192.

Karnauskas K. B., Zhang L., Amaya D. J., 2021: The Atmospheric Response to North Atlantic SST Trends, 1870–2019. Geophysical Research Letters 48. P. 2.

Keeling R. F., Körtzinger A., Gruber N., 2010: Ocean Deoxygenation in a Warming World. Annual Review of Marine Science 2. P. 199–229.

Keppler L., Landschützer P., 2019: Regional Wind Variability Modulates the Southern Ocean Carbon Sink. Scientific Reports 9. P. 7384.

Khan S. A., Kjær K. H., Bevis M., Bamber J. L., Wahr J., Kjeldsen K. K., Bjørk A. A., Korsgaard N. J., Stearns L. A., Van Den Broeke M. R., Liu L., Larsen N. K., Muresan I. S., 2014: Sustained mass loss of the northeast Greenland ice sheet triggered by regional warming. Nature Climate Change 4. P. 292–299.

Klemas V., 2010: Tracking Oil Slicks and Predicting their Trajectories Using Remote Sensors and Models: Case Studies of the Sea Princess and Deepwater Horizon Oil Spills. Journal of Coastal Research 26. P. 789–797.

Klemas V., 2012: Remote Sensing of Coastal and Ocean Currents: An Overview. Journal of Coastal Research 28. P. 576.

Knudsen M. F., Seidenkrantz M.-S., Jacobsen B. H., Kuijpers A., 2011: Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. Nature Communications 2. P. 178.

Koblížek M., 2010: Tichomořské pouště [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://temata.rozhlas.cz/tichomorske-pouste-7856956>.

Kossin J. P., Knapp K. R., Olander T. L., Velden C. S., 2020: Global increase in major tropical cyclone exceedance probability over the past four decades. Proceedings of the National Academy of Sciences 117. P. 11975–11980.

Liu W., Fedorov A. V., Xie S.-P., Hu S., 2020: Climate impacts of a weakened Atlantic Meridional Overturning Circulation in a warming climate. Science Advances 6. P. 26.

Madan G., Gjermundsen A., Iversen S. C., Lacasce J. H., 2024: The weakening AMOC under extreme climate change. Climate Dynamics 62. P. 1291–1309.

McManus J. F., Francois R., Gherardi J.-M., Keigwin L. D., Brown-Leger S., 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature 428. P. 834–837.

Megann A., Blaker A., Josey S., New A., Sinha B., 2021: Mechanisms for Late 20th and Early 21st Century Decadal AMOC Variability. Journal of Geophysical Research: Oceans 126. P. 12.

Mercier H., Lherminier P., Sarafanov A., Gaillard F., Daniault N., Desbruyères D., Falina A., Ferron B., Gourcuff C., Huck T., Thierry V., 2015: Variability of the meridional overturning circulation at the Greenland–Portugal OVIDE section from 1993 to 2010. Progress in Oceanography 132. P. 250–261.

Meredith M., Sommerkorn M., Cassotta S., Derksen C., Ekaykin A., Hollowed A., Kofinas G., Mackintosh A., Melbourne-Thomas J., Muelbert M. M. C., Ottersen G., Pritchard H., Schuur E. A. G., 2019: Polar Regions. Chapter 3, IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.

Met Office Hadley Centre, 2025: HadSST4 [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst4/data/download.html>.

Minobe S., Kuwano-Yoshida A., Komori N., Xie S. P., Small R. J., 2008: Influence of the Gulf Stream on the troposphere. Nature 452. P. 206–209.

Mishonov A., Seidov D., Reagan J., 2024: Revisiting the multidecadal variability of North Atlantic Ocean circulation and climate. Frontiers in Marine Science 11. P. 1345426.

Misra V., 2020: Chapter 4 - The intra-Americas seas. Regionalizing Global Climate Variations. P. 71-113.

Moat B. I., Smeed D. A., Frajka-Williams E., Desbruyères D. G., Beaulieu C., Johns W. E., Rayner D., Sanchez-Franks A., Baringer M. O., Volkov D., Jackson L. C.,

Bryden H. L., 2020: Pending recovery in the strength of the meridional overturning circulation at 26° N. Ocean Science 16. P. 863–874.

Msadek R., Delworth T. L., Rosati A., Anderson W., Vecchi G., Chang Y.-S., Dixon K., Gudgel R. G., Stern W., Wittenberg A., Yang X., Zeng F., Zhang R., Zhang S., 2014: Predicting a Decadal Shift in North Atlantic Climate Variability Using the GFDL Forecast System. Journal of Climate 27. P. 6472–6496.

Mulitza S., Prange M., Stuut J., Zabel M., von Dobeneck T., Itambi A. C., Nizou J., Schulz M., Wefer G., 2008: Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. Paleoceanography 23. P. 4.

NASA, 2025: TOPEX/Poseidon [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://sealevel.jpl.nasa.gov/missions/topex-poseidon/summary/>.

Nigam S., Ruiz-Barradas A., Chafik L., 2018: Gulf Stream Excursions and Sectional Detachments Generate the Decadal Pulses in the Atlantic Multidecadal Oscillation. Journal of Climate 31. P. 2853–2870.

NOAA, 2017: Atlantic Multidecadal Oscillation [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.aoml.noaa.gov/ocd/ocdweb/ESR_GOMIEA/amo.html>.

NOAA, 2019: NOAA scientists study the influence of several factors, including ocean heat content [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.ncei.noaa.gov/news/gulf-stream-resilience>.

NOAA, 2023: Layers of the Ocean [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.noaa.gov/jetstream/ocean/layers-of-ocean>.

NOAA, 2023: North Atlantic Oscillation (NAO) [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/nao/>.

NOAA, 2024: Scientists Publish Evidence of Slowing Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.ncei.noaa.gov/news/decades-data-changing-atlantic-circulation>.

NOAA, 2024: What is the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)? [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://oceanservice.noaa.gov/facts/amoc.html>.

NOAA, 2025: Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>.

NOAA, 2025: Heat Content Monthly Basin Time Series [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.ncei.noaa.gov/access/global-ocean-heat-content/basin_heat_data_monthly.html>.

OceanDrivers, 2021: How to measure currents? [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.oceandrivers.com/how-to-measure-currents/>.

Oppo D. W., Curry W. B., 2012: Deep Atlantic Circulation During the Last Glacial Maximum and Deglaciation [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.nature.com/scitable/knowledge/library/deep-atlantic-circulation-during-the-last-glacial-25858002/>.

Paduan J. D., Washburn L., 2013: High-Frequency Radar Observations of Ocean Surface Currents. Annual Review of Marine Science 5. P. 115–136.

Palter J. B., 2015: The role of the Gulf Stream in European climate. Annual Review of Marine Science 7. P. 113–137.

Park J.-E., Kim H.-C., Cho K.-H., 2022: Variability of Near-Surface Salinity in the Nordic Seas Over the Past Three Decades (1991-2019). Frontiers in Marine Science 9.

Peng Q., Xie S.-P., Wang D., Huang R. X., Chen G., Shu Y., Shi J.-R., Liu W., 2022: Surface warming–induced global acceleration of upper ocean currents. Science Advances 8. P. 16.

Pérez-Hernández M. D., Joyce T. M., 2014: Two Modes of Gulf Stream Variability Revealed in the Last Two Decades of Satellite Altimeter Data. Journal of Physical Oceanography 44. P. 149–163.

Pokorná L., Huth R., 2015: Climate impacts of the NAO are sensitive to how the NAO is defined. Theoretical and Applied Climatology 119. P. 639–652.

Proud R., Cox M. J., Brierley A. S., 2017: Biogeography of the Global Ocean's Mesopelagic Zone. Current Biology 27. P. 113–119.

Rabe B., Karcher M., Kauker F., Schauer U., Toole J. M., Krishfield R. A., Pisarev S., Kikuchi T., Su J., 2014: Arctic Ocean basin liquid freshwater storage trend 1992–2012. Geophysical Research Letters 41. P. 961–968.

Rach O., Brauer A., Wilkes H., Sachse D., 2014: Delayed hydrological response to Greenland cooling at the onset of the Younger Dryas in western Europe. Nature Geoscience 7. P. 109–112.

Rahmstorf S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. Nature 419. P. 207–214.

Rahmstorf S., 2006: Thermohaline Ocean Circulation [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.pik-potsdam.de/~stefan/Publications/Book_chapters/rahmstorf_eqs_2006.pdf>.

Rahmstorf S., Box J. E., Feulner G., Mann M. E., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E. J., 2015: Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. Nature Climate Change 5. P. 475–480.

Rayner D., Hirschi J. J.-M., Kanzow T., Johns W. E., Wright P. G., Frajka-Williams E., Bryden H. L., Meinen C. S., Baringer M. O., Marotzke J., Beal L. M., Cunningham S. A., 2011: Monitoring the Atlantic meridional overturning circulation. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 58. P. 1744–1753.

Renssen H., Goosse H., Roche D. M., Seppä H., 2018: The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. Quaternary Science Reviews 193. P. 84–97.

Robinson C., Steinberg D. K., Anderson T. R., Arístegui J., Carlson C. A., Frost J. R., Ghiglione J.-F., Hernández-León S., Jackson G. A., Koppelmann R., Quéguiner B., Ragueneau O., Rassoulzadegan F., Robison B. H., Tamburini C., Tanaka T., Wishner K. F., Zhang J., 2010: Mesopelagic zone ecology and biogeochemistry – a synthesis. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 57. P. 1504–1518.

Ruda A., 2014: Klimatologie a hydrogeografie pro učitele [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pedf/ps14/fyz_geogr/web/skripta/klimatologie_hydrogeografie.pdf>.

Ruela R., Sousa M. C., Decastro M., Dias J. M., 2020: Global and regional evolution of sea surface temperature under climate change. Global and Planetary Change 190. P. 103190.

Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H., Juang H.-M. H., Sela J., … Goldberg M., 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society 91. P. 1015–1058.

Sato O. T., Rossby T., 1995: Seasonal and low frequency variations in dynamic height anomaly and transport of the Gulf Stream. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 42. P. 149–164.

Sévellec F., Fedorov A. v., 2015: Optimal excitation of AMOC decadal variability: Links to the subpolar ocean. Progress in Oceanography 132. P. 287–304.

Schmittner A., 2005: Decline of the marine ecosystem caused by a reduction in the Atlantic overturning circulation. Nature 434. P. 628–633.

Schmittner A., Latif M., Schneider B., 2005: Model Projections of the North Atlantic Thermohaline Circulation for the 21st Century Assessed by Observations. Geophysical Research Letters 32.

Scott R. B., Arbic B. K., Chassignet E. P., Coward A. C., Maltrud M., Merryfield W. J., Srinivasan A., Varghese A., 2010: Total kinetic energy in four global eddying ocean circulation models and over 5000 current meter records. Ocean Modelling 32. P. 157–169.

Seidov D., Mishonov A., Reagan J., Parsons R., 2019: Resilience of the Gulf Stream path on decadal and longer timescales. Scientific Reports 9. P. 11549.

Sgubin G., Swingedouw D., Drijfhout S., Mary Y., Bennabi A., 2017: Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models. Nature Communications 8. P. 14375.

Shakun J. D., Carlson A. E., 2010: A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. Quaternary Science Reviews 29. P. 1801–1816.

Smeed D. A., Josey S. A., Beaulieu C., Johns W. E., Moat B. I., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C. S., Baringer M. O., Bryden H. L., McCarthy G. D., 2018: The North Atlantic Ocean Is in a State of Reduced Overturning. Geophysical Research Letters 45. P. 1527–1533.

Smeed D. A., McCarthy G., Cunningham S. A., Frajka-Williams E., Rayner D., Johns W. E., Meinen C. S., Baringer M. O., Moat B. I., Duchez A., Bryden H. L., 2013: Observed decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation 2004 to 2012. Ocean Science 10. P. 29-38.

Srokosz M. A., Bryden H. L., 2015: Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation Yields a Decade of Inevitable Surprises. Science 348. P. 6241.

Sverdrup H. U., 1947: Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific. Proceedings of the National Academy of Sciences 33. P. 318–326.

Swart N. C., Gille S. T., Fyfe J. C., Gillett N. P., 2018: Recent Southern Ocean warming and freshening driven by greenhouse gas emissions and ozone depletion. Nature Geoscience 11. P. 836–841.

Swingedouw D., Houssais M.-N., Herbaut C., Blaizot A.-C., Devilliers M., Deshayes J., 2022: AMOC Recent and Future Trends: A Crucial Role for Oceanic Resolution and Greenland Melting? Frontiers in Climate 4. P. 838310.

Szuts Z. B., Meinen C. S., 2017: Florida Current Salinity and Salinity Transport: Mean and Decadal Changes. Geophysical Research Letters 44. P. 20.

Taylor A. H., Jordan M. B., Stephens J. A., 1998: Gulf Stream shifts following ENSO events. Nature 393. P. 638–638.

Thomson A. M., Calvin K. V., Smith S. J., Kyle G. P., Volke A., Patel P., Delgado-Arias S., Bond-Lamberty B., Wise M. A., Clarke L. E., Edmonds J. A., 2011: RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. Climatic Change 109. P. 77–94.

Timmermann A., Okumura Y., An S.-I., Clement A., Dong B., Guilyardi E., Hu A., Jungclaus J. H., Renold M., Stocker T. F., Stouffer R. J., Sutton R., Xie S.-P., Yin J., 2007: The Influence of a Weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. Journal of Climate 20. P. 4899–4919.

Toggweiler J. R., Key R. M., 2001: Thermohaline Circulation. Encyclopedia of Ocean Sciences. P. 2941–2947.

Tokinaga H., Xie S.-P., 2011: Wave- and Anemometer-Based Sea Surface Wind (WASWind) for Climate Change Analysis. Journal of Climate 24. P. 267–285.

Tracey K. L., Watts D. R., 1986: On Gulf Stream meander characteristics near Cape Hatteras. Journal of Geophysical Research: Oceans 91. P. 7587–7602.

Trenberth K. E., Shea D. J., 2006: Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. Geophysical Research Letters 33. P. 12.

Twardosz R., Kossowska-Cezak U., 2021: Large-area thermal anomalies in Europe (1951–2018). Temporal and spatial patterns. Atmospheric Research 251. P. 105434.

US Climate Data, 2025: Climate Hatteras [cit. 2025.03.20], dostupné z <https://www.usclimatedata.com>.

Van Westen R. M., Kliphuis M., Dijkstra H. A., 2024: Physics-based early warning signal shows that AMOC is on tipping course. Science Advances 10. P. 6.

Voelker A. H. L., 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. Quaternary Science Reviews 21. P. 1185–1212.

Wang G., Xie S.-P., Huang R. X., Chen C., 2015: Robust Warming Pattern of Global Subtropical Oceans and Its Mechanism. Journal of Climate 28. P. 8574–8584.

Wang X., Auler A. S., Edwards R. L., Cheng H., Cristalli P. S., Smart P. L., Richards D. A., Shen C.-C., 2004: Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. Nature 432. P. 740–743.

Wang Y. J., Cheng H., Edwards R. L., An Z. S., Wu J. Y., Shen C.-C., Dorale J. A., 2001: A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. Science 294. P. 2345–2348.

Watanabe M., Jin F., Pan L., 2006: Accelerated Iterative Method for Solving Steady Problems of Linearized Atmospheric Models. Journal of the Atmospheric Sciences 63. P. 3366–3382.

Weijer W., Cheng W., Garuba O. A., Hu A., Nadiga B. T., 2020: CMIP6 Models Predict Significant 21st Century Decline of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. Geophysical Research Letters 47. P. 12.

Winton M., Griffies S. M., Samuels B. L., Sarmiento J. L., Frölicher T. L., 2013: Connecting Changing Ocean Circulation with Changing Climate. Journal of Climate 26. P. 2268–2278.

Wunderling N., Donges J. F., Kurths J., Winkelmann R., 2021: Interacting tipping elements increase risk of climate domino effects under global warming. Earth System Dynamics 12. P. 601–619.

Xie S.-P., Deser C., Vecchi G. A., Ma J., Teng H., Wittenberg A. T., 2010: Global Warming Pattern Formation: Sea Surface Temperature and Rainfall. Journal of Climate 23. P. 966–986.

Yasuhara M., Danovaro R., 2016: Temperature impacts on deep-sea biodiversity. Biological Reviews 91. P. 275–287.

Yeager S. G., Karspeck A. R., Danabasoglu G., 2015: Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss. Geophysical Research Letters 42. P. 24.

Zhang R., Delworth T. L., 2005: Simulated Tropical Response to a Substantial Weakening of the Atlantic Thermohaline Circulation. Journal of Climate 18. P. 1853–1860.

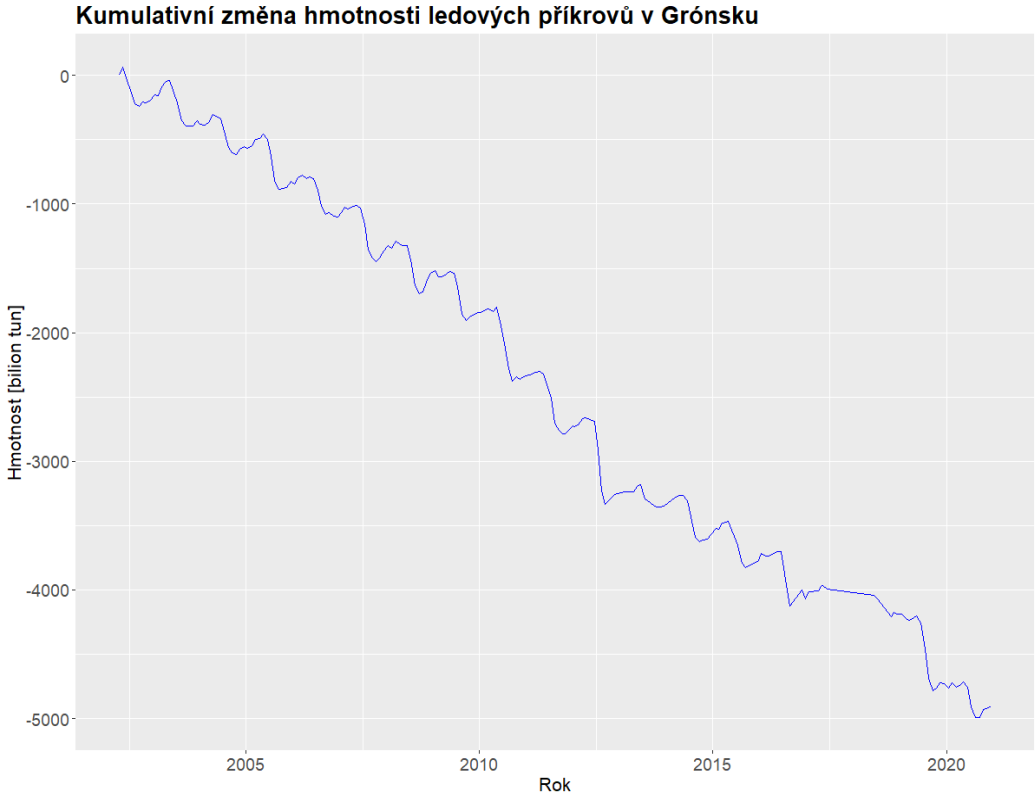
Zhang R., Delworth T. L., 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. Geophysical Research Letters 33. P. 17.

Zhang S., Rosati A., Delworth T., 2010: The Adequacy of Observing Systems in Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation and North Atlantic Climate. Journal of Climate 23. P. 5311–5324.

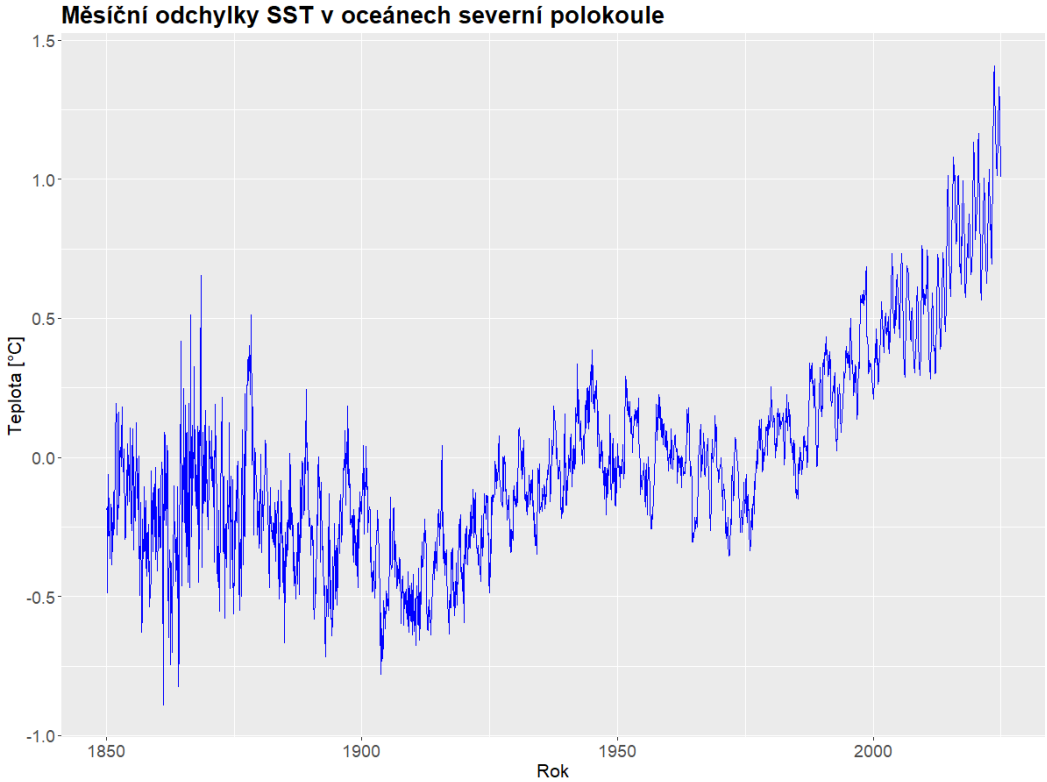
Zika J. D., Gregory J. M., McDonagh E. L., Marzocchi A., Clément L., 2021: Recent Water Mass Changes Reveal Mechanisms of Ocean Warming. Journal of Climate 34. P. 3461–3479.

Zika J. D., Skliris N., Nurser A. J. G., Josey S. A., Mudryk L., Laliberté F., Marsh R., 2015: Maintenance and Broadening of the Ocean's Salinity Distribution by the Water Cycle. Journal of Climate 28. P. 9550–9560.

13. Přílohy



Příloha 1: Kumulativní změna hmotnosti ledových příkrovů v Grónsku v porovnání s rokem 2002. Pro srovnání, 1 000 bilionů tun se rovná asi 1084 kubických km ledu – dost na to, aby se hladina moře zvedla asi o 3 milimetry (data: EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 2: Měsíční anomálie povrchové teploty moře vzhledem k předindustriálnímu období (data: Met Office Hadley Centre, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-1.04826 -0.27349  0.09103  0.30333  0.57911 

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)   
(Intercept) 67.84416   24.00989   2.826  0.00959 **
rok         -0.03063    0.01193  -2.568  0.01720 * 
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.43 on 23 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2228,	Adjusted R-squared:  0.189 
F-statistic: 6.595 on 1 and 23 DF,  p-value: 0.0172
```

Příloha 3: Výsledky regresní analýzy změn SST na lokalitě GR (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-1.77287 -0.53139 -0.02852  0.45004  1.99555 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 274.11971   51.50082   5.323 1.84e-05 ***
rok          -0.13149    0.02559  -5.138 2.93e-05 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.9786 on 24 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.5238,	Adjusted R-squared:  0.504 
F-statistic:  26.4 on 1 and 24 DF,  p-value: 2.929e-05
```

Příloha 4: Výsledky regresní analýzy změn SST na lokalitě NAWH (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_800_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.88179 -0.18403 -0.01272  0.20504  0.85773 

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)   
(Intercept) 66.54329   20.42235   3.258  0.00333 **
rok         -0.03088    0.01015  -3.043  0.00560 **
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.3881 on 24 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2784,	Adjusted R-squared:  0.2484 
F-statistic: 9.261 on 1 and 24 DF,  p-value: 0.005599
```

Příloha 5: Výsledky regresní analýzy změn teploty v hloubce 800 m na lokalitě NAWH (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-7.0561 -2.1196 -0.8102  2.8302  5.1427 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)   
(Intercept) -574.97908  191.62687  -3.001  0.00681 **
rok            0.29013    0.09517   3.048  0.00611 **
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 3.227 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3068,	Adjusted R-squared:  0.2738 
F-statistic: 9.293 on 1 and 21 DF,  p-value: 0.006105
```

Příloha 6: Výsledky regresní analýzy změn SST na lokalitě LAB (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_1600_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.26929 -0.04565 -0.01404  0.06275  0.21705 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)  
(Intercept) -15.806745   6.278428  -2.518  0.02000 *
rok           0.009739   0.003118   3.123  0.00514 **
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.1057 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3172,	Adjusted R-squared:  0.2847 
F-statistic: 9.754 on 1 and 21 DF,  p-value: 0.005141
```

Příloha 7: Výsledky regresní analýzy změn teploty v hloubce 1600 m na lokalitě LAB (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_800_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
      Min        1Q    Median        3Q       Max 
-0.100958 -0.036056 -0.005138  0.025633  0.199924 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)   
(Intercept) -15.904381   4.184286  -3.801  0.00104 **
rok           0.007740   0.002078   3.726  0.00125 **
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.06609 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3979,	Adjusted R-squared:  0.3693 
F-statistic: 13.88 on 1 and 21 DF,  p-value: 0.00125
```

Příloha 8: Výsledky regresní analýzy změn teploty v hloubce 800 m na lokalitě FAE (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.95063 -0.29051 -0.09481  0.38874  1.32803 

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)  
(Intercept) -53.25834   29.71553  -1.792   0.0869 .
rok           0.03305    0.01476   2.239   0.0356 *
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.5322 on 22 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.1856,	Adjusted R-squared:  0.1485 
F-statistic: 5.012 on 1 and 22 DF,  p-value: 0.03561
```

Příloha 9: Výsledky regresní analýzy změn SST na lokalitě EUR (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = t_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-2.6461 -1.0265 -0.1434  0.9860  2.8262 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)  
(Intercept) -216.24361   85.10718  -2.541   0.0190 *
rok            0.11821    0.04226   2.797   0.0108 *
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 1.425 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2714,	Adjusted R-squared:  0.2367 
F-statistic: 7.822 on 1 and 21 DF,  p-value: 0.01081
```

Příloha 10: Výsledky regresní analýzy změn SST na lokalitě HAT (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = s_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.10665 -0.05291 -0.02055  0.05098  0.12367 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 44.275698   3.960691  11.179 8.97e-11 ***
rok         -0.004631   0.001968  -2.354   0.0275 *  
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.07094 on 23 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.1941,	Adjusted R-squared:  0.1591 
F-statistic: 5.539 on 1 and 23 DF,  p-value: 0.02751
```

Příloha 11: Výsledky regresní analýzy změn SSS na lokalitě GR (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.37353 -0.11552  0.02316  0.10189  0.34341 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 84.910769  10.553335   8.046 2.85e-08 ***
rok         -0.024812   0.005244  -4.732 8.22e-05 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.2005 on 24 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.4826,	Adjusted R-squared:  0.4611 
F-statistic: 22.39 on 1 and 24 DF,  p-value: 8.215e-05
```

Příloha 12: Výsledky regresní analýzy změn SSS na lokalitě NAWH (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = s_1600_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.15097 -0.01595  0.01150  0.01596  0.06285 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 27.896436   2.044768  13.643  8.4e-13 ***
rok          0.003481   0.001016   3.426  0.00221 ** 
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.03886 on 24 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3285,	Adjusted R-squared:  0.3005 
F-statistic: 11.74 on 1 and 24 DF,  p-value: 0.002211
```

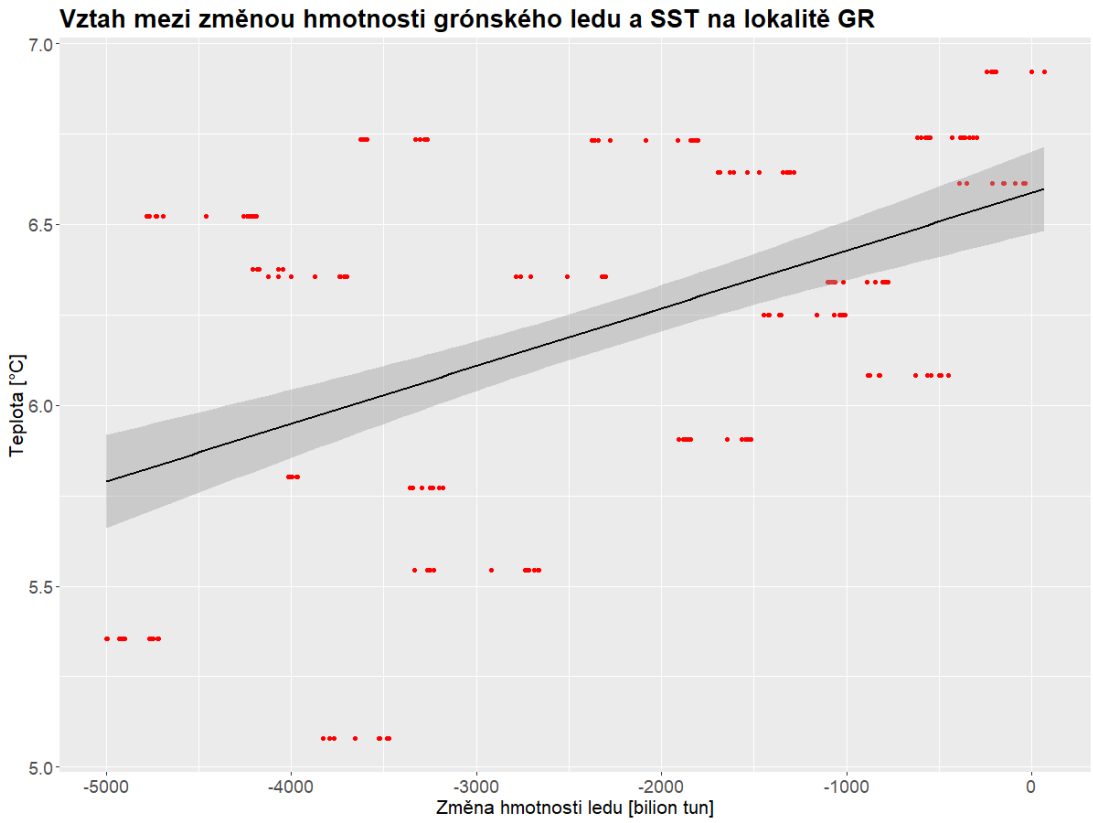
Příloha 13: Výsledky regresní analýzy změn salinity v hloubce 1600 m na lokalitě NAWH (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = s_0_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-1.8859 -0.5515 -0.1701  0.4708  1.9083 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)  
(Intercept) -136.53060   62.66281  -2.179   0.0409 *
rok            0.08456    0.03112   2.717   0.0129 *
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 1.055 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2601,	Adjusted R-squared:  0.2249 
F-statistic: 7.383 on 1 and 21 DF,  p-value: 0.01291
```

Příloha 14: Výsledky regresní analýzy změn SSS na lokalitě LAB (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = s_800_m ~ rok, data = DATA)

Residuals:
       Min         1Q     Median         3Q        Max 
-0.0058972 -0.0016877  0.0005217  0.0011877  0.0070198 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 3.305e+01  2.108e-01 156.823  < 2e-16 ***
rok         9.170e-04  1.047e-04   8.762 1.86e-08 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.003329 on 21 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.7852,	Adjusted R-squared:  0.775 
F-statistic: 76.77 on 1 and 21 DF,  p-value: 1.858e-08
```

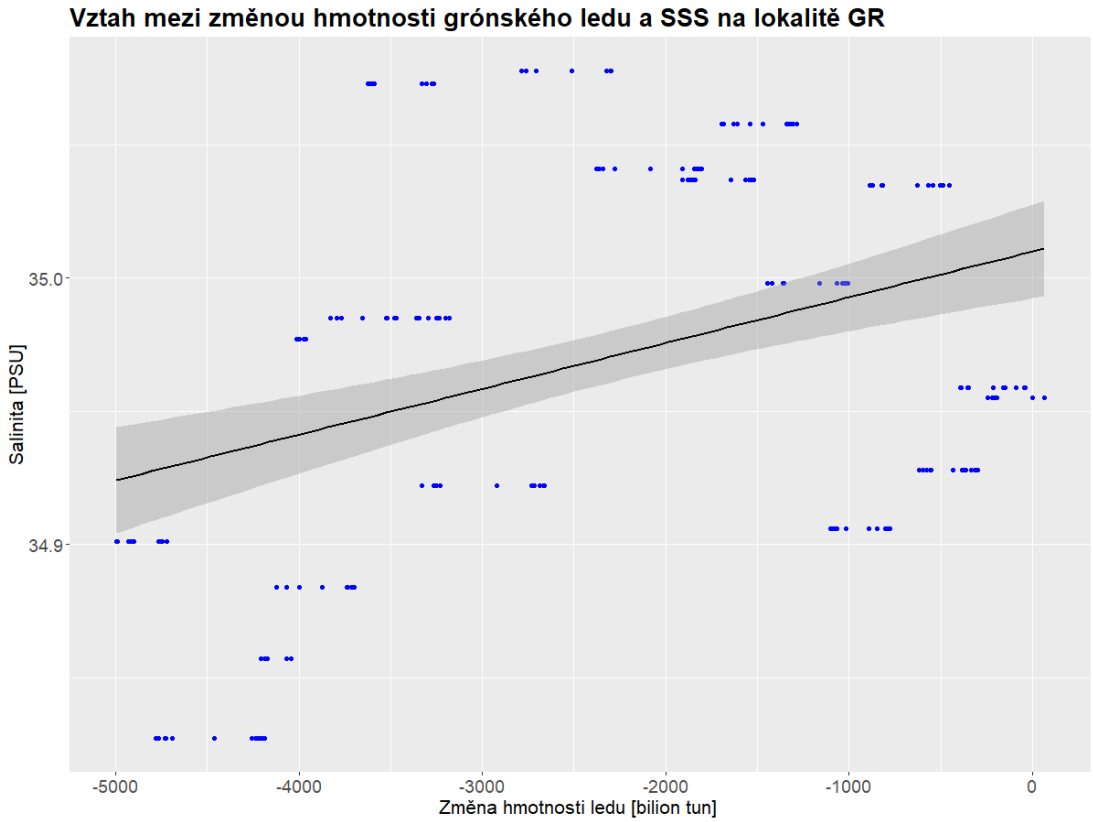
Příloha 15: Výsledky regresní analýzy změn salinity v hloubce 800 m na lokalitě FAE (data: Argo, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 16: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě GR. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 57.64, 190 DF, p-hodnota 1.38e-12 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SST ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.95552 -0.38511  0.03638  0.36398  0.72739 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 6.588e+00  5.764e-02 114.289  < 2e-16 ***
zmena       1.597e-04  2.103e-05   7.592 1.38e-12 ***
---
Signif. codes:  0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

Residual standard error: 0.4389 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2328,	Adjusted R-squared:  0.2287 
F-statistic: 57.64 on 1 and 190 DF,  p-value: 1.38e-12
```

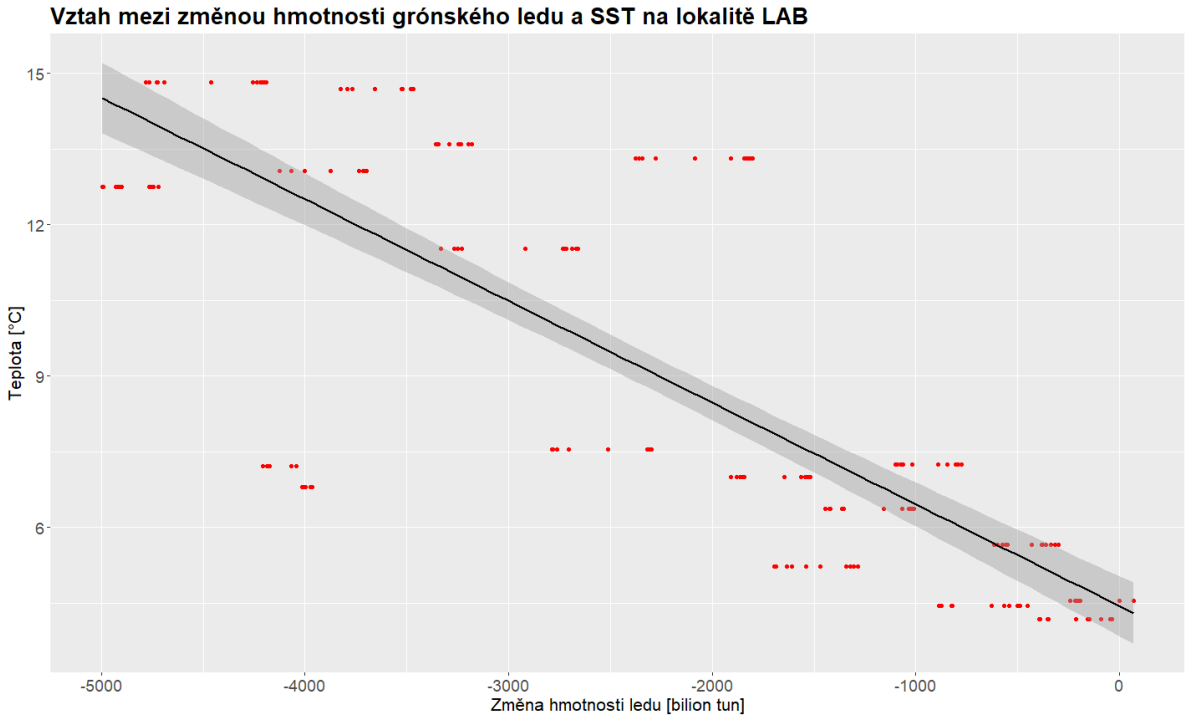
Příloha 17: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě GR (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 18: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě GR. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 27.95, 190 DF, p-hodnota 3.407-07 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SSS ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
      Min        1Q    Median        3Q       Max 
-0.110988 -0.056431  0.006079  0.054240  0.125322 

Coefficients:
             Estimate Std. Error  t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 3.501e+01  8.911e-03 3928.638  < 2e-16 ***
zmena       1.719e-05  3.251e-06    5.286 3.41e-07 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.06786 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.1282,	Adjusted R-squared:  0.1236 
F-statistic: 27.95 on 1 and 190 DF,  p-value: 3.407e-07
```

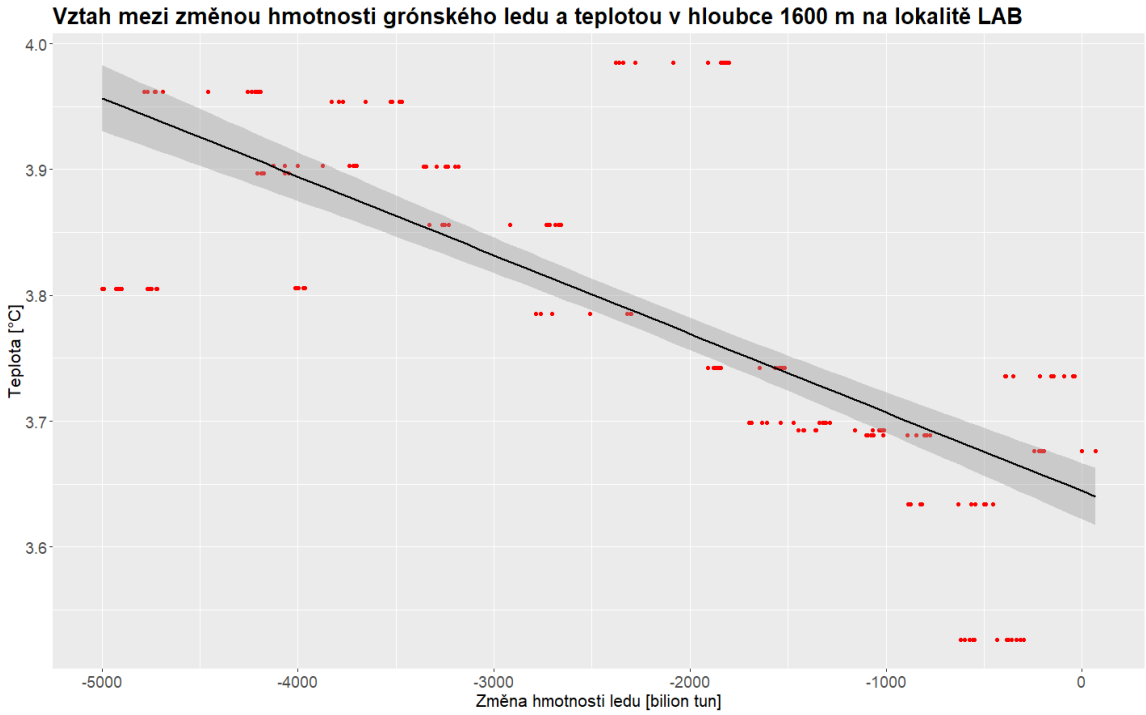
Příloha 19: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě GR (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 20: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě LAB. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 325.9, 181 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SST ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-5.7278 -1.2729 -0.1446  1.1969  5.2411 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  4.4427317  0.3016469   14.73   <2e-16 ***
zmena       -0.0020151  0.0001116  -18.05   <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 2.296 on 181 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.6429,	Adjusted R-squared:  0.6409 
F-statistic: 325.9 on 1 and 181 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

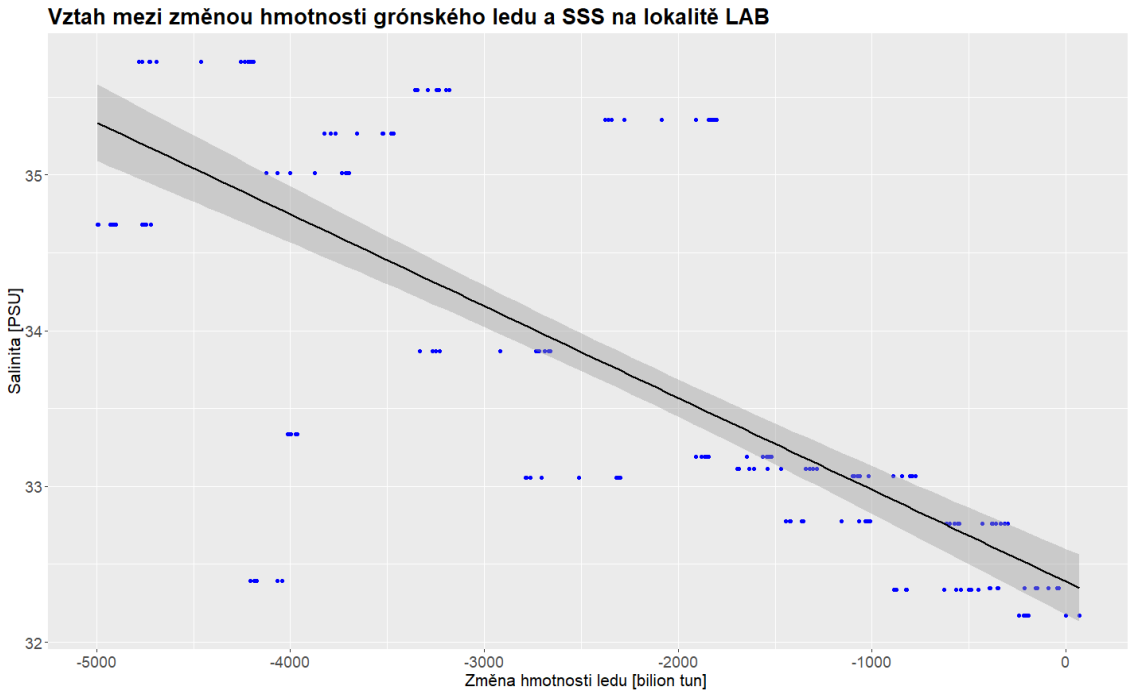
Příloha 21: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě LAB (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 22: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 1600 m na lokalitě LAB. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 222.4, 181 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = t_1600 ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
      Min        1Q    Median        3Q       Max 
-0.157011 -0.040669 -0.004464  0.047766  0.227946 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  3.644e+00  1.132e-02  321.82   <2e-16 ***
zmena       -6.250e-05  4.191e-06  -14.91   <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.0862 on 181 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.5514,	Adjusted R-squared:  0.5489 
F-statistic: 222.4 on 1 and 181 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

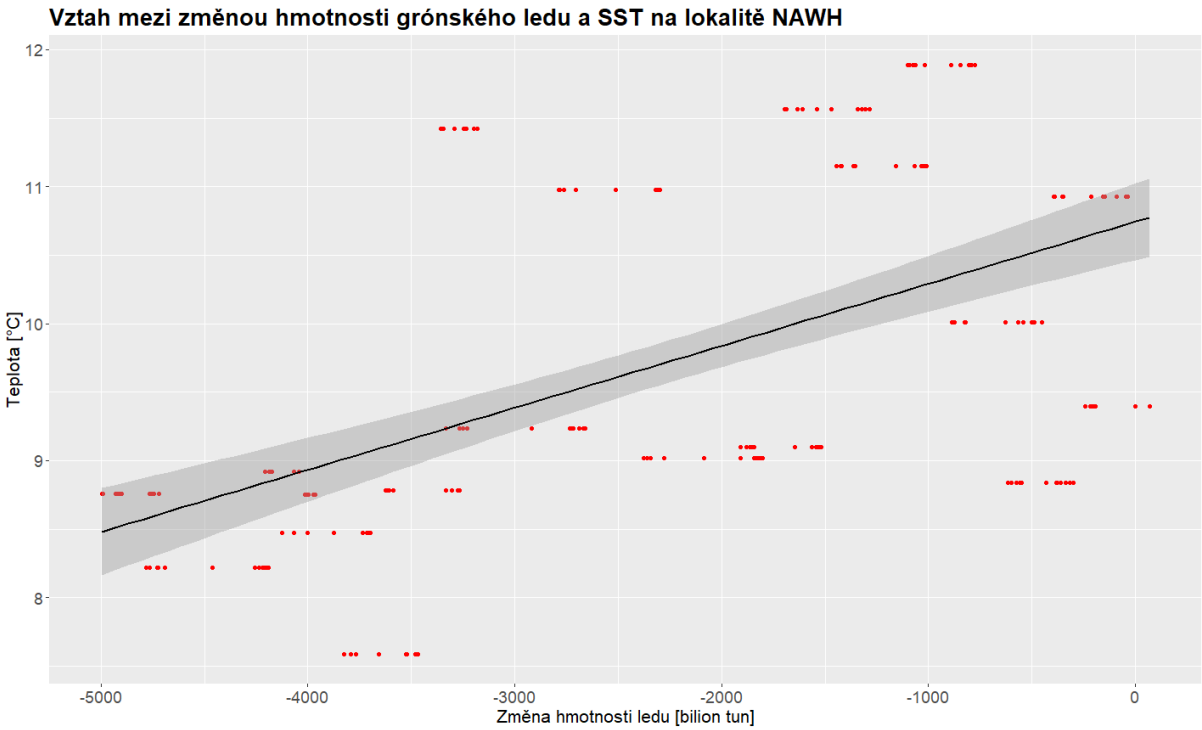
Příloha 23: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 1600 m na lokalitě LAB (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 24: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě LAB. Zpracování dat od roku 2001 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 222.3, 181 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SSS ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-2.4798 -0.3983 -0.1193  0.4225  1.9003 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  3.239e+01  1.069e-01  302.99   <2e-16 ***
zmena       -5.899e-04  3.956e-05  -14.91   <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.8137 on 181 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.5512,	Adjusted R-squared:  0.5488 
F-statistic: 222.3 on 1 and 181 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

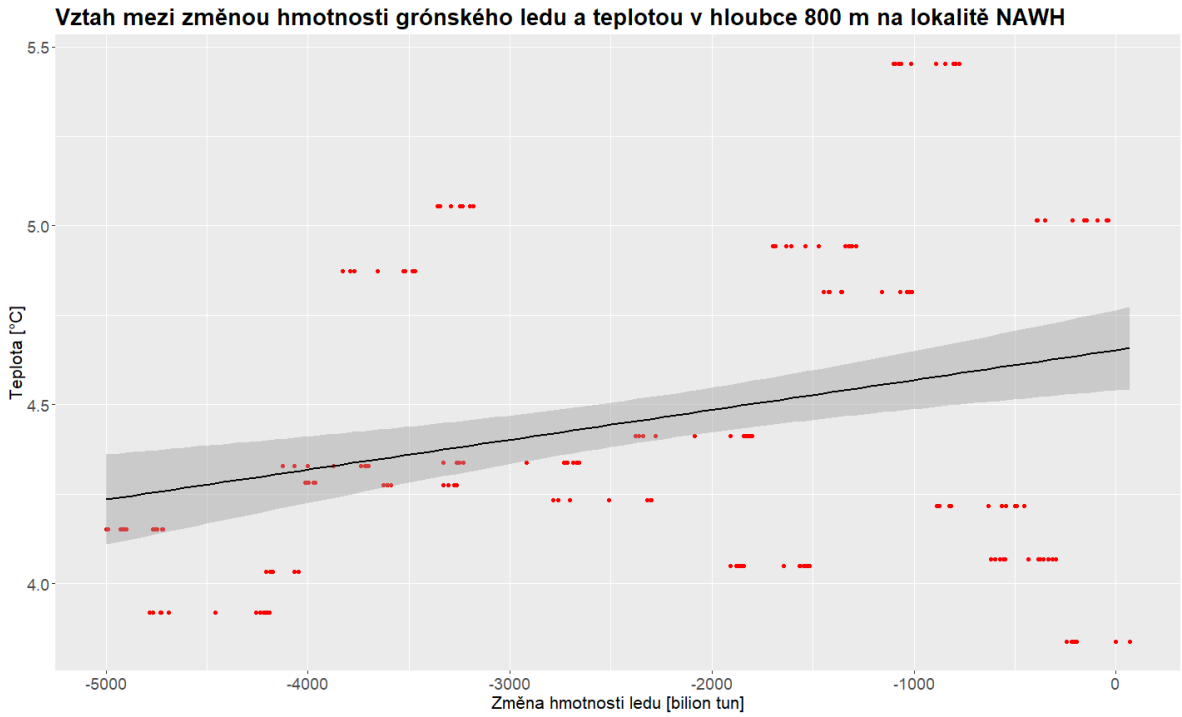
Příloha 25: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě LAB (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 26: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 76.36, 190 DF, p-hodnota 1.23e-15 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SST ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-1.7687 -0.6693 -0.2939  0.9023  2.2004 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 1.074e+01  1.420e-01  75.664  < 2e-16 ***
zmena       4.527e-04  5.180e-05   8.738 1.23e-15 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 1.081 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2867,	Adjusted R-squared:  0.2829 
F-statistic: 76.36 on 1 and 190 DF,  p-value: 1.23e-15
```

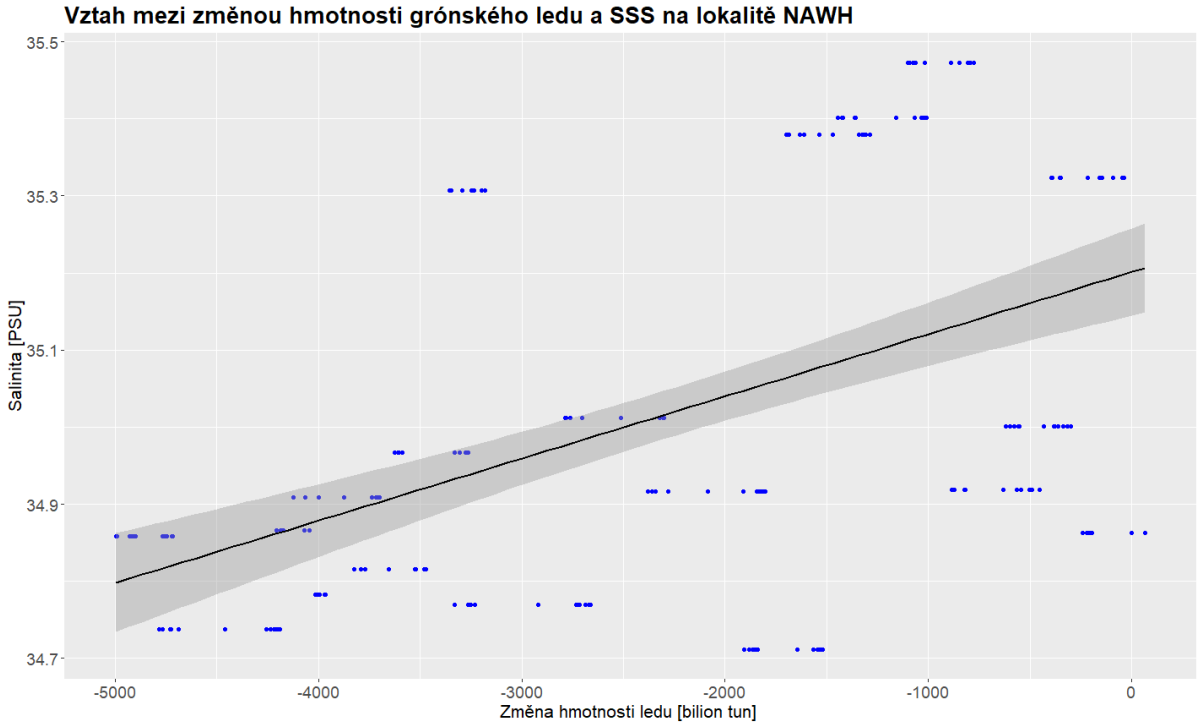
Příloha 27: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě NAWH (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 28: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 800 m na lokalitě NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 16.3, 190 DF, p-hodnota 7.817e-05 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = t_800 ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.82091 -0.36120 -0.08435  0.37702  0.89263 

Coefficients:
             Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 4.652e+00  5.667e-02  82.090  < 2e-16 ***
zmena       8.349e-05  2.068e-05   4.038 7.82e-05 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.4315 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.07903,	Adjusted R-squared:  0.07419 
F-statistic:  16.3 on 1 and 190 DF,  p-value: 7.817e-05
```

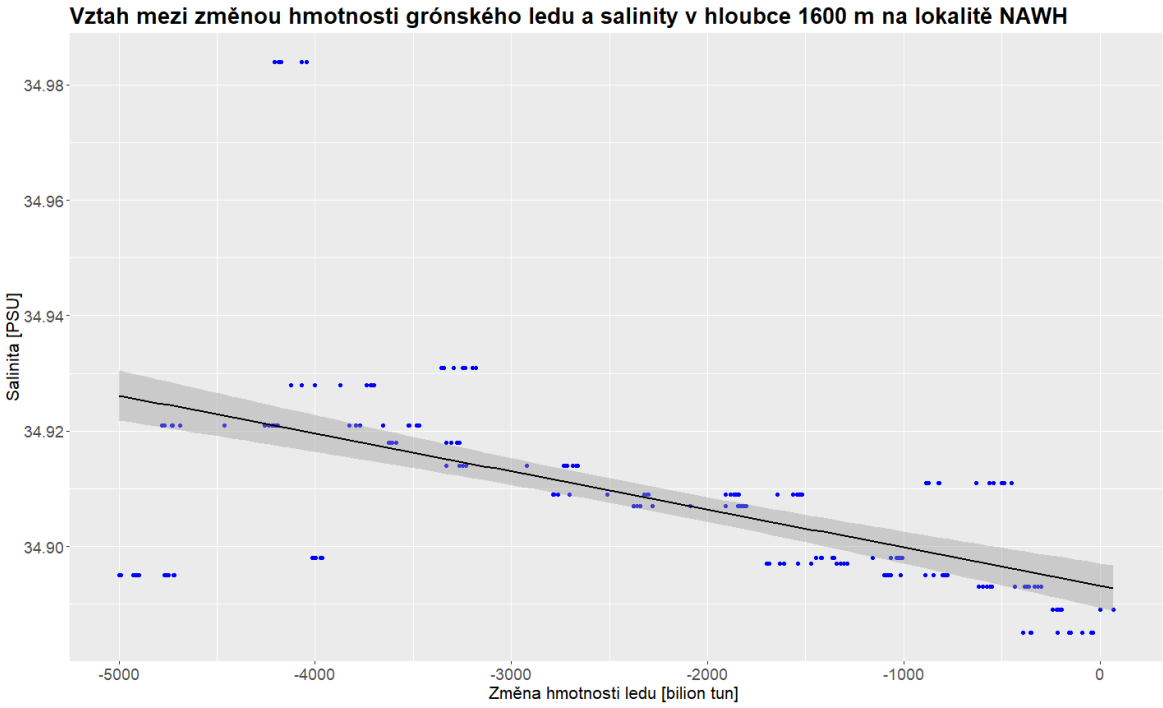
Příloha 29: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 800 m na lokalitě NAWH (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 30: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 59.02, 190 DF, p-hodnota 8.069e-13 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SSS ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.36765 -0.16391 -0.00261  0.15204  0.37662 

Coefficients:
             Estimate Std. Error  t value Pr(>|t|)    
(Intercept) 3.520e+01  2.878e-02 1223.321  < 2e-16 ***
zmena       8.065e-05  1.050e-05    7.682 8.07e-13 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.2191 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.237,	Adjusted R-squared:  0.233 
F-statistic: 59.02 on 1 and 190 DF,  p-value: 8.069e-13
```

Příloha 31: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SSS na lokalitě NAWH (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).

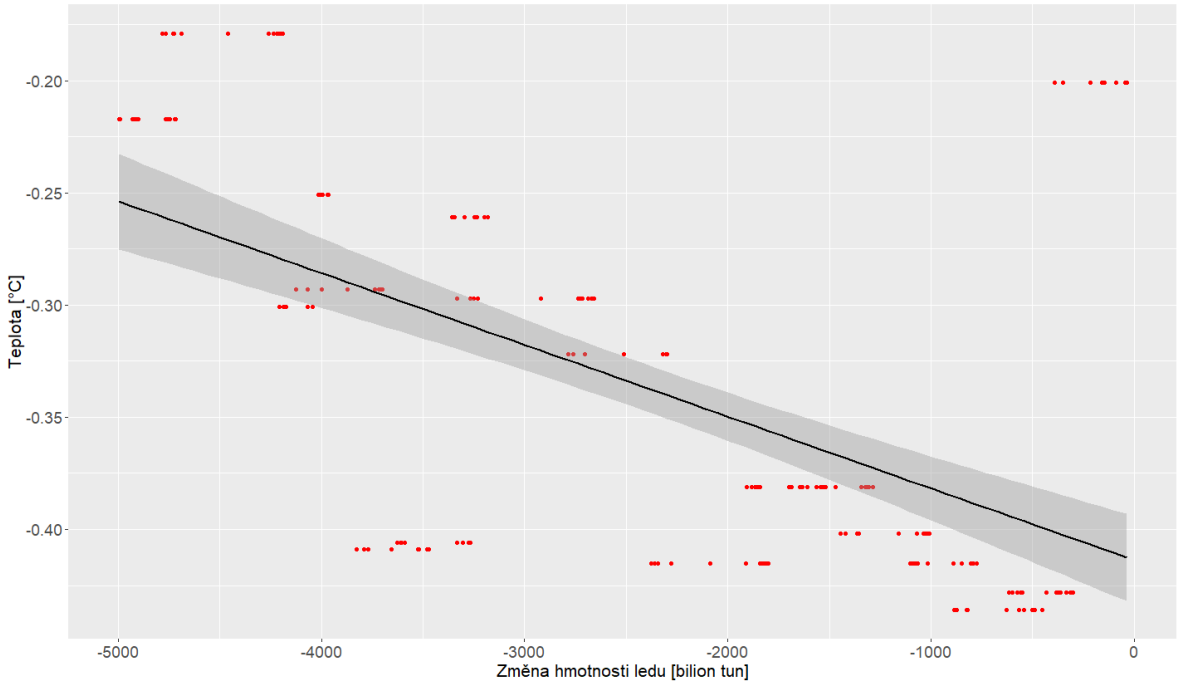


Příloha 32: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na salinitu v hloubce 1600 m na lokalitě NAWH. Zpracování dat od roku 2000 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 86.45, 190 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = s_1600 ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.03115 -0.00486 -0.00164  0.00365  0.06412 

Coefficients:
              Estimate Std. Error   t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  3.489e+01  1.942e-03 17966.432   <2e-16 ***
zmena       -6.588e-06  7.086e-07    -9.298   <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.01479 on 190 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3127,	Adjusted R-squared:  0.3091 
F-statistic: 86.45 on 1 and 190 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

Příloha 33: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na salinitu v hloubce 1600 m na lokalitě NAWH (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).

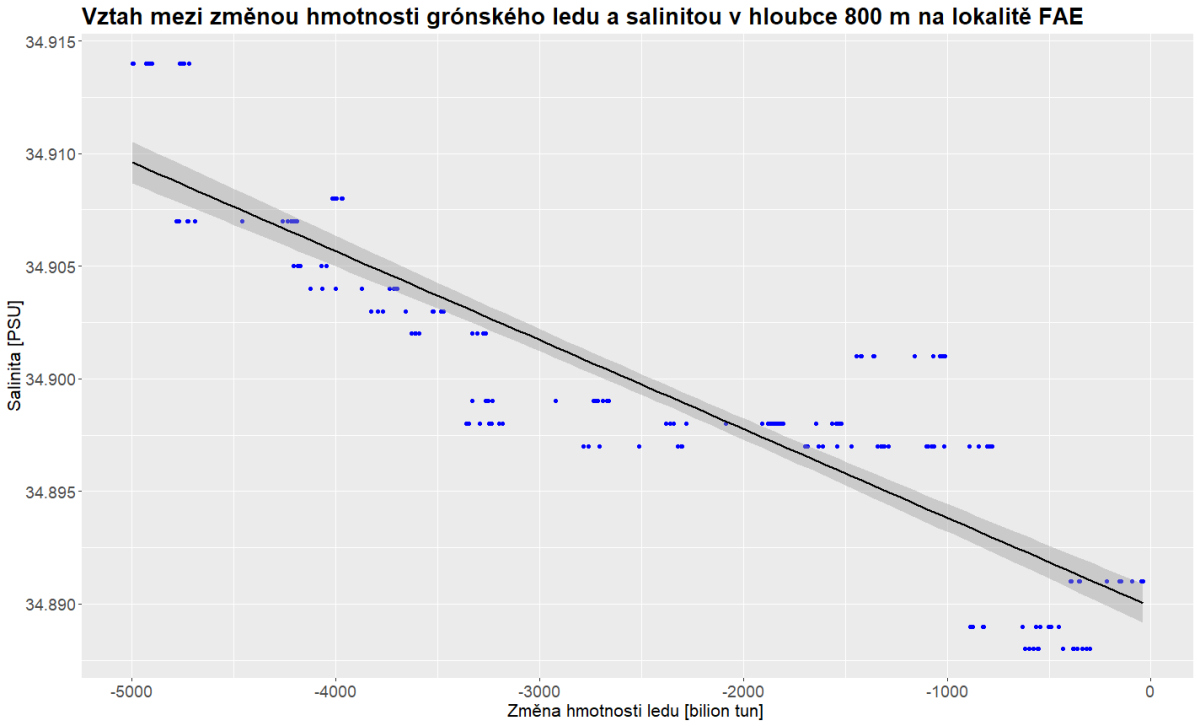
Vztah mezi změnou hmotnosti grónského ledu a teplotou v hloubce 800 m na lokalitě FAE



Příloha 34: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 800 m na lokalitě FAE. Zpracování dat od roku 2003 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 79.53, 183 DF, p-hodnota 4.832e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = t_800_m ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-0.11769 -0.03453 -0.01734  0.03489  0.21149 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) -4.137e-01  1.001e-02 -41.311  < 2e-16 ***
zmena       -3.199e-05  3.587e-06  -8.918 4.83e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.07192 on 183 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.3029,	Adjusted R-squared:  0.2991 
F-statistic: 79.53 on 1 and 183 DF,  p-value: 4.832e-16
```

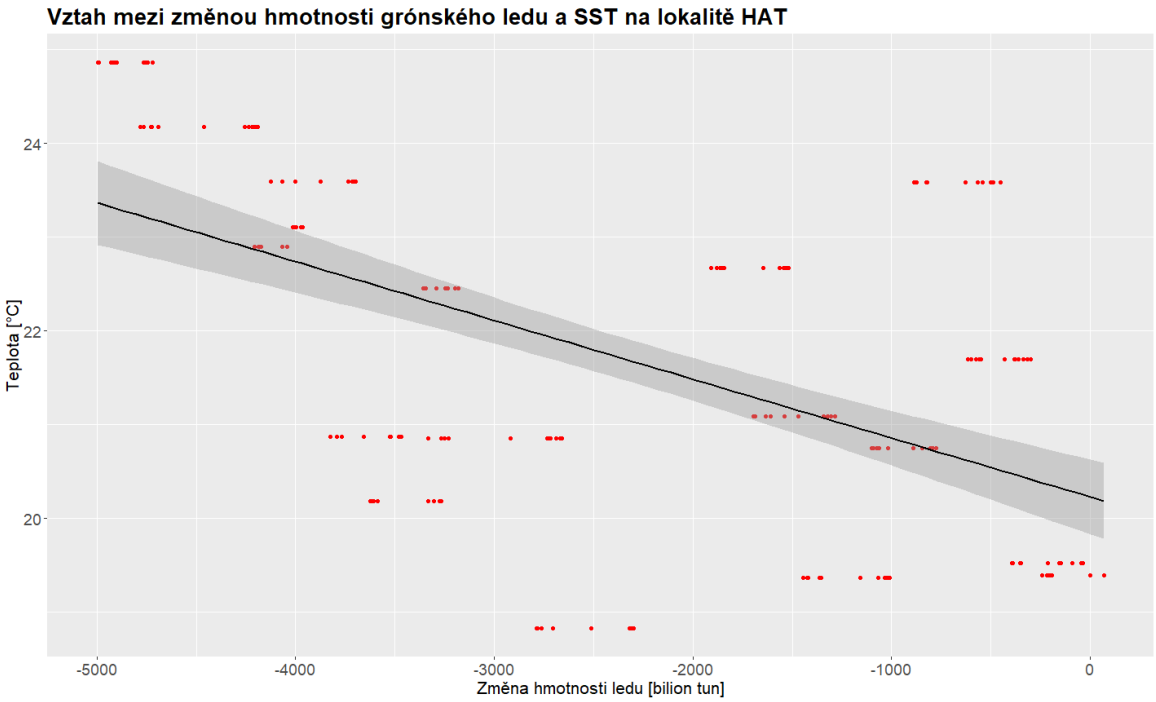
Příloha 35: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na teplotu v hloubce 800 m na lokalitě FAE (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 36: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na salinitu v hloubce 800 m na lokalitě FAE. Zpracování dat od roku 2003 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 636, 183 DF, p-hodnota <2.2e-16 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = s_800_m ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
       Min         1Q     Median         3Q        Max 
-0.0051297 -0.0021104 -0.0005415  0.0019639  0.0071367 

Coefficients:
              Estimate Std. Error  t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  3.489e+01  4.369e-04 79863.96   <2e-16 ***
zmena       -3.946e-06  1.565e-07   -25.22   <2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 0.003137 on 183 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.7766,	Adjusted R-squared:  0.7753 
F-statistic:   636 on 1 and 183 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

Příloha 37: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na salinitu v hloubce 800 m na lokalitě FAE (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).



Příloha 38: Lineární trend vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě HAT. Zpracování dat od roku 2002 do 2025 pomocí lineární regrese, F-hodnota 74.18, 178 DF, p-hodnota 3.726e-15 (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio)

```
Call:
lm(formula = SST ~ zmena, data = DATA)

Residuals:
     Min       1Q   Median       3Q      Max 
-3.15175 -1.08599  0.03273  1.23945  3.07471 

Coefficients:
              Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept)  2.023e+01  2.025e-01  99.924  < 2e-16 ***
zmena       -6.274e-04  7.285e-05  -8.613 3.73e-15 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 1.518 on 178 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.2942,	Adjusted R-squared:  0.2902 
F-statistic: 74.18 on 1 and 178 DF,  p-value: 3.726e-15
```

Příloha 39: Výsledky regresní analýzy vlivu změny hmotnosti grónského ledu na hodnoty SST na lokalitě HAT (data: Argo a EPA, vlastní zpracování v programu RStudio).

```
Call:
lm(formula = temp_anom ~ nao, data = DATA)

Residuals:
    Min      1Q  Median      3Q     Max 
-10.917  -1.202   0.035   1.251   6.034 

Coefficients:
            Estimate Std. Error t value Pr(>|t|)    
(Intercept) -0.49476    0.06267  -7.895 8.44e-15 ***
nao          0.53703    0.06139   8.748  < 2e-16 ***
---
Signif. codes:  0 ‘***’ 0.001 ‘**’ 0.01 ‘*’ 0.05 ‘.’ 0.1 ‘ ’ 1

Residual standard error: 1.881 on 899 degrees of freedom
Multiple R-squared:  0.07845,	Adjusted R-squared:  0.07743 
F-statistic: 76.54 on 1 and 899 DF,  p-value: < 2.2e-16
```

Příloha 40: Výsledky regresní analýzy mezi hodnotami NAO indexu a lednovými teplotními anomáliemi v ČR (data: NOAA a Copernicus Climate Change Service, vlastní zpracování v programu RStudio).