

**Česká zemědělská univerzita v Praze**

**Fakulta životního prostředí**

**Katedra vodního hospodářství a enviromentálního  
modelování**



**Česká zemědělská  
univerzita v Praze**

**ENSO – vliv na biosféru  
Diplomová práce**

**Bc. Romana Machková  
Aplikovaná ekologie**

**Ing. Jana Soukupová, Ph.D.**

**© 2024 ČZU v Praze**



# ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Romana Machková

Aplikovaná ekologie

Název práce

**ENSO – vliv na biosféru**

Název anglicky

**ENSO – impact on the biosphere**

---

## Cíle práce

Cílem práce je v rešeršní části popsat jevy spojené s ENSO, výzkum v této oblasti a celosvětový dopad. V badatelské části práce studentka vyhledá číselné podklady – teploty oceánu, salinitu a další, ze kterých následně vytvoří mapové výstupy, grafy a popíše dnešní stav a vývoj jižní oscilace (ENSO).

## Metodika

Studentka bude pracovat podle plánu:

Literární rešerše – z doporučené literatury popíše historii pozorování ENSO, všeobecnou cirkulaci vzduchu, mořské proudy a jednotlivé fáze ENSO.

Vlastní badatelská část práce – z doporučených zdrojů dat vytvoří mapové výstupy a grafy salinity a teploty vody. Jejím úkolem pak bude popsat děje v souvislosti s ENSO a vliv na biotu.

**Doporučený rozsah práce**

50

**Klíčová slova**

ENSO, mořské proudy, všeobecná cirkulace vzduchu, salinita, teplota, biota

**Doporučené zdroje informací**

- D'ARRIGO, Rosanne, et al. On the variability of ENSO over the past six centuries. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32.3.
- MCPHADEN, Michael J.; ZEBIAK, Stephen E.; GLANTZ, Michael H. ENSO as an integrating concept in earth science. *science*, 2006, 314.5806: 1740-1745.
- ROPELEWSKI, Chester F.; HALPERT, Michael S. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, 1986, 114.12: 2352-2362.
- WANG, Chunzai, et al. El Niño and southern oscillation (ENSO): a review. *Coral reefs of the eastern tropical Pacific: Persistence and loss in a dynamic environment*, 2017, 85-106.
- WANG, Chunzai; PICAUT, Joël. Understanding ENSO physics—A review. *Earth's Climate: The Ocean–Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr*, 2004, 147: 21-48.

**Předběžný termín obhajoby**

2023/24 LS – FŽP

**Vedoucí práce**

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

**Garantující pracoviště**

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 15. 11. 2023

**prof. Ing. Martin Hanel, Ph.D.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 15. 11. 2023

**prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.**

Děkan

V Praze dne 24. 03. 2024

## **Čestné prohlášení**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma: „ENSO – vliv na biosféru“ vypracovala samostatně a citovala jsem všechny informační zdroje, které jsem v práci použila a které jsem rovněž uvedla na konci práce v seznamu použitých informačních zdrojů.

Jsem si vědoma, že na moji diplomovou práci se plně vztahuje zákon č. 121/2000 Sb. o právu autorském, o právech souvisejících s právem autorským a o změně některých zákonů, ve znění pozdějších předpisů, především ustanovení § 35 odst. 3 tohoto zákona, tj. o užití tohoto díla.

Jsem si vědoma, že odevzdáním diplomové práce souhlasím s jejím zveřejněním podle zákona č. 111/1998 Sb., o vysokých školách a o změně a doplnění dalších zákonů, ve znění pozdějších předpisů, a to i bez ohledu na výsledek její obhajoby.

Svým podpisem rovněž prohlašuji, že elektronická verze práce je totožná s verzi tištěnou a že s údaji uvedenými v práci bylo nakládáno v souvislosti s GDPR.

V Praze dne 28.3. 2024

---

## **Poděkování**

Ráda bych touto cestou poděkovala své vedoucí práce Ing. Janě Soukupové, Ph.D., za cenné rady, věcné připomínky, odborný dohled, vstřícnost při konzultacích a především za příjemnou spolupráci. Dále bych chtěla poděkovat své rodině, zejména mamince za dlouholetou trpělivost, kterou se mnou měla, a za její velkou podporu.

# ENSO – vliv na biosféru

## Abstrakt

Jižní oscilace El Niño (ENSO) je jedním z nejdůležitějších zdrojů roční globální variability klimatu, hned po vztahu Země a Slunce, který řídí roční období. El Niño a jeho protějšek La Niña jsou spojeny s charakteristickými vzorci srážek a teploty, které mohou zahrnovat extrémní události, jako jsou záplavy a sucho. ENSO zasahuje mnoho částí světa, ale nejintenzivněji ovlivňuje tropy, včetně zemí a oblastí v Africe, Latinské Americe a jižní a jihovýchodní Asii, které jsou obzvláště zranitelné přírodními riziky.

Jižní oscilace El Niño (ENSO) je přirozeně se vyskytující rozsáhlý klimatický jev, který zahrnuje kolísání teplot oceánů ve středním a východním rovníkovém Pacifiku spolu se změnami v atmosféře. El Niño a La Niña jsou oceánské složky, zatímco jižní oscilace je atmosférickým protějškem, což dalo vzniknout termínu El Niño-Jižní oscilace (ENSO). ENSO se vyskytuje v nepravidelných cyklech 2–7 let a představuje 3 fáze: El Niño, La Niña a neutrální fázi. Jevy El Niño jsou charakterizovány obdobím oteplování mořské hladiny a následným potlačením studené vody bohaté na živiny u pobřeží Peru a Ekvádoru, které obvykle trvá 12 až 18 měsíců. Naproti tomu jev La Niña je charakterizován obdobím chladnějších než průměrných povrchových teplot moře ve středním a východním Tichém oceánu a zesílením převládajících východo-západních povrchových větrů.

Změnou klimatických podmínek může mít ENSO závažné dopady na klíčové faktory ovlivňující ekosystémy v zasažených oblastech. Vědci sledují ENSO pomocí měření teploty moře, atmosférického tlaku a větrů, aby mohli předpovídat jeho budoucí vývoj a dopady na zdraví, zemědělství, rybolov a přírodní katastrofy, jako jsou sucha, povodně a hurikány.

**Klíčová slova:** ENSO, mořské proudy, všeobecná cirkulace vzduchu, salinita, teplota, biota

# ENSO – impact on the biosphere

## Abstract

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) is one of the most important sources of annual global climate variability, after the relationship between the Earth and the Sun, which governs the seasons. El Niño and its counterpart La Niña are associated with characteristic patterns of precipitation and temperature that can include extreme events such as floods and droughts. ENSO affects many parts of the world, but most intensely affects the tropics, including countries and regions in Africa, Latin America and South and Southeast Asia that are particularly vulnerable to natural risks.

The El Niño Southern Oscillation (ENSO) is a naturally occurring large-scale climate phenomenon that involves variations in ocean temperatures in the central and eastern equatorial Pacific along with changes in the atmosphere. El Niño and La Niña are the oceanic components, while the Southern Oscillation is the atmospheric counterpart, giving rise to the term El Niño-Southern Oscillation (ENSO). ENSO occurs in irregular cycles of 2-7 years and represents 3 phases: El Niño, La Niña and the neutral phase. El Niño events are characterized by a period of warming sea levels followed by a suppression of cold, nutrient-rich water off the coasts of Peru and Ecuador, which typically lasts 12 to 18 months. In contrast, a La Niña event is characterised by a period of cooler than average sea surface temperatures in the central and eastern Pacific Ocean and an increase in the prevailing east-west surface winds.

By changing climatic conditions, ENSO can have severe impacts on key factors affecting ecosystems in affected areas. Scientists monitor ENSO by measuring sea temperature, atmospheric pressure and winds to predict its future development and impacts on health, agriculture, fisheries and natural disasters such as droughts, floods and hurricanes.

**Keywords:** ENSO, ocean currents, global atmospheric circulation, salinity, temperature, biota



## Obsah

|   |    |
|---|----|
| <b>1 Úvod</b> .....   | 1  |
| <b>2 Cíl práce</b> .....  | 2  |
| <b>3 Literární rešerše</b> .....  | 3  |
| <b>3.1 Systém Země</b> .....  | 3  |
| 3.1.2 Důkazy o změně klimatu .....  | 3  |
| 3.1.3 Příčiny změny klimatu .....   | 4  |
| <b>3.2 Změna klimatu v průběhu lidského života</b> .....                    | 6  |
| 3.2.1 Sezónní výkyvy.....   | 6  |
| 3.2.2 Meziroční variace .....   | 6  |
| 3.2.3 Desetiletá variace .....  | 8  |
| <b>3.3 Interakce atmosféra – oceán</b> .....                                | 9  |
| 3.3.1 Systém vzdušného proudění.....  | 10 |
| 3.3.1.1 Globální cirkulace atmosféry .....                                  | 10 |
| 3.3.1.2 Faktory ovlivňující pohyb vzduchu .....                             | 23 |
| 3.3.2 Systém mořského proudění.....   | 29 |
| 3.3.2.1 Vlastnosti mořské vody .....  | 29 |
| 3.3.2.2 Oceánské proudění.....  | 35 |
| <b>3.4 Historie El Niño a La Niña (ENSO)</b> .....                          | 48 |
| 3.4.1 Masová vymírání v historii Země.....                                  | 49 |
| 3.4.2 Zesílení monzunů v Indickém oceánu .....                              | 49 |
| 3.4.3 Zánik civilizací .....  | 50 |
| 3.4.4 Malá doba ledová.....   | 53 |
| 3.4.5 První meteorologické záznamy z Manily .....                           | 54 |
| 3.4.6 Erupce sopky Lakagigár (Laki).....                                    | 55 |
| 3.4.7 Velký hladomor .....  | 58 |
| 3.4.8 První dokumentární chronologie ENSO.....                              | 59 |
| 3.4.8.1 Epizoda El Niño z roku 1864 .....                                   | 60 |
| 3.4.9 Zima 1812 a 1942-43.....  | 63 |
| 3.4.10 Super El Niño .....  | 63 |
| 3.4.11 Walkerova cirkulace.....   | 64 |
| <b>3.5 Definice ENSO</b> .....  | 66 |
| 3.5.1 Indexy monitorování Pacifiku .....                                    | 69 |
| 3.5.2 Pozorování ENSO .....   | 72 |
| 3.5.2.1 Vybudování pozorovacího systému ENSO v tropickém Tichém oceánu..... | 74 |
| 3.5.3 Mechanismy ENSO .....   | 77 |

|  |            |
|--|------------|
| 3.5.3.1 Samonosné oscilátory ENSO .....  | 77         |
| 3.5.3.2 Stabilní režim spouštěný stochastickým vynucením .....   | 79         |
| 3.5.4 Typy ENSO .....  | 80         |
| 3.5.4.1 Dynamika El Niña ve středním Pacifiku .....  | 82         |
| 3.5.5 Tichomořská dekádová proměnlivost.....   | 82         |
| 3.5.6 ENSO v rámci globálního oteplování .....   | 83         |
| <b>3.6 Regionální dopady .....</b>   | <b>83</b>  |
| 3.6.1 Onemocnění přenášená vektory .....   | 86         |
| 3.6.2 Podmínky prostředí na severním pobřeží Peru .....  | 87         |
| 3.6.2.1 Porozumění El Niño Costero v roce 2017: Problém definice a předpovídání klimatu.....             | 88         |
| 3.6.3 Dominantní povětrnostní systémy v subsaharské Africe.....  | 90         |
| 3.6.4 Posouzení dopadů El Niño a La Niña na pěstování plodin.....  | 93         |
| 3.6.5 Tryskové proudění mění klima Severní Ameriky .....   | 95         |
| 3.6.5.1 El Niño a La Niña ovlivňují hurikánovou sezónu v Atlantiku.....                                  | 97         |
| 3.6.5.2 Nárůst srážek a záplav v důsledku tropických cyklón v Severní Karolíně (USA) .....               | 98         |
| 3.6.6 Vliv El Niño Modoki na australské srážky .....   | 99         |
| <b>3.7 Ekologické dopady .....</b>   | <b>101</b> |
| 3.7.1 Vliv hurikánů na korálové útesy a tropické pralesy .....   | 101        |
| 3.7.2 Vliv extrémních teplot na korálové útesy a tropické pralesy.....                                   | 102        |
| 3.7.2.1 Aktivita požárů na Borneu způsobená přeměnou průmyslové půdy a suchem během období El Niño ..... | 105        |
| 3.7.3 Voda jako limitující faktor .....  | 106        |
| <b>3.8 Dopady na oceány .....</b>  | <b>107</b> |
| 3.8.1 Jižní oceán .....  | 110        |
| 3.8.1.1 Jihozápadní Atlantik.....  | 112        |
| 3.8.1.2 Indický oceán.....   | 114        |
| 3.8.1.3 Tichý oceán.....   | 115        |
| <b>3.9 Teplejší oceány a vliv na stoupající moře v důsledku globálního oteplování .....</b>              | <b>115</b> |
| 3.9.1 Ledovce.....   | 117        |
| <b>4 Metodika .....</b>  | <b>118</b> |
| <b>4.1 Fyzikální a chemické ukazatele ENSO .....</b>   | <b>118</b> |
| 4.1.1 Teplota povrchu moře (SST) .....   | 118        |
| 4.1.2 Salinita povrchu moře (SSS).....   | 119        |
| 4.1.3 Index jižní oscilace (SOI) .....   | 121        |
| <b>4.2 Indikátory ekologických dopadů ENSO .....</b>   | <b>122</b> |
| 4.2.1 Koncentrace chlorofylu a zooplanktonu.....   | 122        |

|  |            |
|--|------------|
| 4.2.2 Rozloha mořského ledu na Antarktidě .....        | 126        |
| 4.2.3 Bělení korálů v Pacifiku od roku 1980-2016 ..... | 127        |
| 4.2.4 Bělení korálů způsobené fázemi ENSO .....        | 128        |
| <b>5 Diskuse .....</b>                                 | <b>129</b> |
| <b>6 Závěr .....</b>                                   | <b>133</b> |
| <b>7 Přehled literatury a použitých zdrojů.....</b>    | <b>135</b> |

# 1 Úvod

Fenomén El Niño-Jižní oscilace (ENSO) zahrnuje dva extrémní stavy, El Niño a La Niña, a jejich spojení s atmosférou prostřednictvím Jižní oscilace. Termín El Niño (neboli "chlapec") byl původně používán peruánskými rybáři v 19. století k označení vánočního oteplování povrchové teploty pobřežních moří (SST), často spojeného s poklesem produktivity místního rybolovu. Dnes El Niño odkazuje na dobře známé, rozsáhlé oteplování a prohlubování termokliny ve východním rovníkovém Pacifiku, které ovlivňuje klima na většině zeměkoule. V polovině 80. let 20. století Philander zavedl termín La Niña ("děvčátko") pro opačné oceánské podmínky než El Niño – rozsáhlé ochlazování v tropickém Pacifiku. Část ENSO o Jižní oscilaci (SO) popisuje oscilaci povrchového tlaku v globálním měřítku, kterou zdokumentovali pracovníci na přelomu století a kterou poprvé studoval Sir Gilbert Walker (Gagan 2009).

Následky ENSO, a zejména silné jevy El Niño, jsou rozsáhlé a mohou být pro společnosti ničující (Glantz 2001). Z historických záznamů můžeme zjistit o typech a rozsahu nepříznivých dopadů na zdraví, které byly způsobeny změnami klimatu nebo k nim přispívaly. Z těchto údajů je zřejmé, že trvalé nebo náhlé změny klimatu často ovlivňovaly zemědělské výnosy, epidemie a konflikty, které vedly k hladovění, nemocem, či úmrtím (McMichael 2012).

Jevy El Niño a La Niña mají také globální dopady na ekosystémy včetně sucha a povodní, změněného výskytu tropických cyklón, kolapsu rybolovu a lesních požárů (Glantz 2001), ale zpravidla mají největší dopad na země kolem rovníku. Mezi ně patří Střední a Jižní Amerika, Karibik, jihovýchodní Asie a východní a jižní Afrika. Jinými slovy, nejvíce zasahují jedny z nejchudších regionů světa, což se dále negativně projeví na jejich ekonomické situaci. Tyto regiony jsou silně závislé na zemědělství a suchu, nebo naopak záplavy, může být pro plodiny ničující, což může vést k nedostatku potravin pro místní obyvatele (Tylšová 2023). Dalším pravděpodobným dopadem klimatické změny je zvýšené šíření nemocí v teplém prostředí. Mnoha druhům hmyzu, který přenáší nemoci, se daří lépe v teplejších a vlhčích podmínkách. Epidemie nemocí, jak např. horečka dengue přenášená komáry, jsou spojené s nezvykle vlhkými poměry, které se vyskytují na americkém a africkém kontinentě v souvislosti s různými fázemi jevu El Niño. Některé nemoci, běžně omezené hlavně na tropické oblasti, se mohou za teplejších podmínek rozšířit i do středních zeměpisných šířek (Houghton 1998).

V neposlední řadě ENSO zasahuje mořské ekosystémy. Jak ve své studii uvádí Wang et al. (2017), tropické teplé vody jsou obvykle příznivé pro vývoj a růst korálových útesů. Extrémně teplé vody však mohou mít za následek bělení korálů a úmrtnost. Kombinace meziročních, desetiletých a antropogenních variací ENSO může vyvolat velké změny teploty oceánu v tropickém východním Pacifiku, které pak ovlivňují korálové útesy přímo a prostřednictvím kaskády poruch. Tyto změny teplot mají dopad i na populace mořských živočichů. Trathan a Murphy (2002) naznačují, že některé oblasti Jižního oceánu mohou být nejzranitelnějšími částmi globálního mořského systému, které vedou ke změnám v ekosystému. Vzhledem k propojené povaze Jižního oceánu se navíc dopady pociťované v jedné oblasti mohou rychle přenést jinam a vlastně i po celém světě. Taková zranitelnost má potenciál narušit světové oceány a způsobit dramatické biologické a ekonomické dopady.

## 2 Cíl práce

Cílem diplomové práce bylo vypracovat literární rešerši na jevy spojené s El Niño-Jižní oscilací (ENSO). V následujících kapitolách byla popsána všeobecná cirkulace vzduchu a mořské proudy, historie pozorování ENSO, výzkum v této oblasti a globální dopad na biosféru.

V metodice byly z doporučených či jiných zdrojů dat vytvořeny mapové výstupy a grafy teploty a salinity mořské vody. Cílem metodické části není odhalit nové, dosud neznámé obecně platné závislosti mezi systémem ENSO a oceánsko-atmosférickými procesy, ale na příkladech vybraných ukazatelů a indikátorů demonstrovat, jaké mají fáze ENSO širokosáhlý dopad.

## 3 Literární rešerše

### 3.1 Systém Země

Atmosféra je ovlivňována a spojena s dalšími vlastnostmi Země, včetně oceánů, ledových mas, zemského povrchu a vegetace. Společně tvoří integrovaný systém Země, ve kterém všechny složky interagují a vzájemně se ovlivňují často složitými způsoby. Například klima ovlivňuje rozložení vegetace na zemském povrchu, ale vegetace zase ovlivňuje klima tím, že odráží zářivou energii zpět do atmosféry, přenáší vodu z půdy do atmosféry a ovlivňuje horizontální pohyb vzduchu po zemském povrchu.

Lidé si nepochybně vždy uvědomovali klimatické výkyvy v relativně krátkých časových intervalech ročních období, let a desetiletí. Biblické texty a další rané dokumenty se zmiňují o suchu, záplavách, období krutých mrazů a dalších klimatických jevech. Plné docenění povahy a rozsahu klimatických změn však nastalo až na přelomu 18. a 19. století, v době, kdy došlo k širokému uznání hluboké starobylosti Země. Přírodovědci té doby, včetně skotského geologa Charlese Lyella, ve Švýcarsku narozeného přírodovědce a geologa Louise Agassize, anglického přírodovědce Charlese Darwina, amerického botanika Asy Graye a velšského přírodovědce Alfreda Russela Wallace, začali uznávat geologické a biogeografické důkazy, které dávaly smysl pouze ve světle minulých podnebí radikálně odlišných od těch, které převládají dnes.

Výskyt několika epoch v nedávné historii Země, během nichž kontinentální ledovce, vyvinuté ve vysokých zeměpisných šířkách, pronikly do severní Evropy a východní části Severní Ameriky, vědci rozpoznali koncem 19. století. Skotský geolog James Croll navrhl, že opakující se variace excentricity oběžné dráhy (odchylka oběžné dráhy Země od dokonale kruhové dráhy) jsou zodpovědné za střídání dob ledových a meziledových. Crollovu kontroverzní myšlenku převzal na počátku 20. století srbský matematik a astronom Milutin Milankovič. Navrhl, že mechanismus, který vyvolal období zalednění, byl poháněn cyklickými změnami excentricity a také dvěma dalšími parametry oběžné dráhy: precesí (změna směrového ohniska osy rotace Země) a axiálním sklonem (změna sklonu zemské osy vzhledem k rovině její oběžné dráhy kolem Slunce). Orbitální variace je nyní považována za důležitou hnací sílu klimatických variací v celé historii Země (Jackson 2024).

#### 3.1.2 Důkazy o změně klimatu

Všechny historické vědy mají společný problém: jak zkoumají dále do minulosti, stávají se stále více závislými na útržkovitých a nepřímých důkazech. Historie zemského systému není výjimkou. Klimatické změny naštěstí zanechávají řadu stop i v přírodě. Podnebí ovlivňuje růst stromů a korálů, hojnost a geografické rozšíření rostlinných a živočišných druhů, chemismus oceánů a jezer, hromadění ledu v chladných oblastech a erozi a ukládání materiálů na zemském povrchu.

Od 90. let 20. století došlo k revolučním změnám v chápání historie klimatu Země a nadcházející desetiletí přinesou mnoho nových pohledů a interpretací. Probíhající klimatické

změny jsou monitorovány sítěmi senzorů ve vesmíru, na zemském povrchu a na hladině světových oceánů i pod ní. Klimatické změny v posledních 200–300 letech, zejména od počátku 20. století, jsou dokumentovány přístrojovými záznamy a dalšími archivy.

### 3.1.3 Příčiny změny klimatu

Klima je ovlivňováno mnoha faktory, které působí v časových měřítcích od hodin až po stovky milionů let. Mnohé z příčin změny klimatu jsou mimo systém Země. Jiné jsou součástí zemského systému, ale mimo atmosféru. Další zahrnují interakce mezi atmosférou a dalšími složkami zemského systému a jsou souhrnně popisovány jako zpětné vazby v rámci zemského systému. Zpětné vazby patří mezi nejnověji objevené a náročné kauzální faktory, které je třeba studovat. Přesto se stále více uznává, že tyto faktory hrají zásadní roli ve změnách klimatu.

#### **Nejdůležitější mechanismy jsou:**

##### **1. Sluneční variabilita**

Svítivost neboli jasnost Slunce se od jeho vzniku neustále zvyšuje. Tento jev je důležitý pro zemské klima, protože Slunce poskytuje energii pro pohon atmosférické cirkulace a představuje vstup pro tepelnou bilanci Země. Radiační energie ze Slunce je proměnlivá ve velmi malých časových měřítcích, v důsledku slunečních bouří a dalších poruch, ale změny ve sluneční aktivitě, zejména četnost slunečních skvrn, jsou také dokumentovány v desetiletých až tisíciletých časových měřítcích a pravděpodobně se vyskytují i v delších časových měřítcích (Jackson 2024).

##### **2. Sopečná činnost**

Sopečná činnost může ovlivňovat klima mnoha způsoby v různých časových měřítcích. Jednotlivé sopečné erupce mohou uvolnit velké množství oxidu siřičitého a dalších aerosolů do stratosféry, čímž se sníží průhlednost atmosféry a tím i množství slunečního záření dopadajícího na zemský povrch a troposféru (Jackson 2024). Rovníkové sopky jsou důležité tím, že mají atmosférický vliv na obě polokoule. Bez indonéských sopek by jaro a léto roku 2014 bylo ještě o něco teplejší. Jedna z nejzajímavějších vazeb panuje mezi zemětřesením v Tichém oceánu a klimatickým jevem El Niño, který přináší sucho do Indie a okolních států. Některé, i když zdaleka ne všechny epizody El Niña jsou doprovázeny otřesy mořského dna a asi i oteplením hlubokých oceánských vod, které pak způsobují změny mořských proudů, a tím přispívají k příchodu El Niña (Cílek 2016).

### 3. Tektonická aktivita

Tektonické pohyby zemské kůry měly hluboký vliv na klima v časovém měřítku milionů až desítek milionů let. Tyto pohyby změnily tvar, velikost, polohu a výšku kontinentálních mas, stejně jako batymetrii oceánů. Topografické a batymetrické změny měly silný vliv na cirkulaci atmosféry i oceánů. Například vyzdvižení Tibetské náhorní plošiny během kenozoika ovlivnilo vzorce atmosférické cirkulace, vytvořilo jihoasijský monzun a ovlivnilo klima ve většině zbytku Asie a sousedních regionech.

### 4. Orbitální (Milankovičovy) variace

Geometrie oběžné dráhy Země je předvídatelným způsobem ovlivněna gravitačními vlivy ostatních planet sluneční soustavy. Jsou ovlivněny tři hlavní rysy oběžné dráhy Země, z nichž každá je cyklicky nebo pravidelně se opakující. Za prvé, tvar oběžné dráhy Země kolem Slunce se mění od téměř kruhové po eliptický (excentrický) s periodicitou 100 000 a 413 000 let. Za druhé, sklon zemské osy vzhledem ke Slunci, který je primárně zodpovědný za sezónní klima Země, se pohybuje mezi 22,1° a 24,5° od roviny rotace Země kolem Slunce. K této variaci dochází v cyklu 41 000 let. Obecně platí, že čím větší je náklon, tím větší je sluneční záření přijímané polokoulemi v létě a méně v zimě. Třetí cyklická změna geometrie oběžné dráhy Země je výsledkem dvou kombinovaných jevů:

- osa rotace Země kolísá, čímž se mění směr osy vzhledem ke Slunci,
- orientace oběžné elipsy Země rotuje pomalu.

### 5. Skleníkové plyny

Skleníkové plyny jsou molekuly plynu, které mají tu vlastnost, že absorbují infračervené záření (čistou tepelnou energii) emitované ze zemského povrchu a znovu jej vyzařují zpět na zemský povrch, čímž přispívají k jevu známému jako skleníkový efekt. Oxid uhličitý, metan a vodní pára jsou nejdůležitějšími skleníkovými plyny a mají hluboký vliv na energetickou bilanci zemského systému, přestože tvoří jen zlomek všech atmosférických plynů. Koncentrace skleníkových plynů se v průběhu historie Země podstatně měnily a tyto změny vedly k podstatným klimatickým změnám v širokém časovém měřítku. Obecně platí, že koncentrace skleníkových plynů byly obzvláště vysoké během teplých období a nízké během chladných fází.



## 6. Zpětná vazba

Snad nejintenzivněji diskutovaným a zkoumaným tématem v oblasti variability klimatu je role interakcí a zpětných vazeb mezi různými složkami zemského systému. Zpětná vazba zahrnuje různé komponenty, které fungují v různých rychlostech a časových rámcích. Ledové příkrovy, mořský led, suchozemská vegetace, teploty oceánů, rychlost zvětrávání, cirkulace oceánů a koncentrace skleníkových plynů jsou přímo nebo nepřímo ovlivněny atmosférou; Všechny se však také vrací zpět do atmosféry, čímž ji významným způsobem ovlivňují.

### 3.2 Změna klimatu v průběhu lidského života

Všichni lidé během svého života zažívají proměnlivost a změny klimatu. Žádná dvě léta nebo zimy však nejsou na stejném místě úplně stejné; Některé jsou teplejší, vlhčí nebo bouřlivější než jiné. Tato meziroční změna klimatu je částečně zodpovědná za lesní požáry nebo jednoleté záplavy vyvolané srážkami (např. v povodí horního toku Mississippi v létě 1993 nebo v Bangladéši v roce 1998). K podobným škodám a ztrátám na životech může dojít také v důsledku požárů, silných bouří, hurikánů, vln veder a dalších událostí souvisejících s klimatem.

#### 3.2.1 Sezónní výkyvy

Každé místo na Zemi zažívá sezónní výkyvy klimatu (i když v některých tropických oblastech může být tento posun nepatrný). Tato cyklická variace je způsobena sezónními změnami v přísunu slunečního záření do zemské atmosféry a povrchu. Klimatický systém Země je poháněn slunečním zářením; sezónní rozdíly v podnebí jsou v konečném důsledku důsledkem sezónních změn oběžné dráhy Země. Cirkulace vzduchu v atmosféře a vody v oceánech reaguje na sezónní změny dostupné energie ze Slunce. Specifické sezónní změny klimatu, ke kterým dochází na daném místě zemského povrchu, jsou z velké části výsledkem přenosu energie z atmosférické a oceánské cirkulace. Rozdíly v povrchovém ohřevu, které probíhají mezi létem a zimou, způsobují, že bouřkové dráhy a tlaková centra mění polohu a sílu. Tyto rozdíly v oteplení také vedou k sezónním změnám oblačnosti, srážek a větru.

#### 3.2.2 Meziroční variace

Meziroční změny klimatu, včetně sucha, záplav a dalších událostí, jsou způsobeny složitou řadou faktorů a interakcí zemského systému. Jedním z důležitých rysů, které hrají roli v těchto variacích, je periodická změna atmosférických a oceánských cirkulačních vzorců v tropické oblasti Pacifiku, souhrnně známá jako variace El Niño-Jižní oscilace (ENSO) (Jackson 2024).

Během jevu El Niño (chlapeček) východní pasáty (vanoucí z Ameriky směrem k Asii) slábnou a mohou se dokonce obrátit v západní větry. Díky tomu se ze západního Pacifiku směrem k Americe valí velké masy teplé vody. Snižuje se také příliv chladnějších, na živiny bohatých vod z

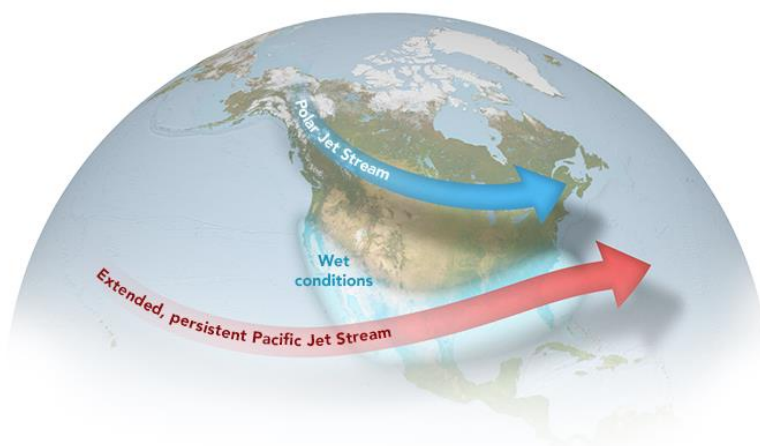
hlubin, čímž se zastavují nebo obracejí oceánské proudy podél rovníku a podél západního pobřeží Jižní a Střední Ameriky.

Cirkulace vzduchu nad tropickým Tichým oceánem reaguje na obrovské přerozdělování oceánské tepla. Typicky silné systémy vysokého tlaku ve východním Pacifiku slábnou, čímž se mění rovnováha atmosférického tlaku ve východním, středním a západním Pacifiku. Zatímco východní větry mají tendenci být suché a stabilní, pacifický západní vítr má tendenci přicházet v přívalech teplejšího a vlhčího vzduchu.

Vzhledem k rozlehlosti Tichého oceánu, který pokrývá jednu třetinu planety, se tyto změny větru a vlhkosti přenášejí po celém světě a narušují cirkulační vzorce, jako je tryskové proudění (silné větry ve vyšších vrstvách) (Obr. 1). Víme, že tyto rozsáhlé posuny ve větrech a vodách Tichého oceánu iniciují El Niño. To, co nevíme, je, co tento posun spouští. To zůstává vědeckou záhadou (Carlowicz a Schollaert 2017).

Chladnějším protějškem El Niño je oceánský a atmosférický jev La Niña (holčička), který mění srážkové vzorce nad oblastmi Tichého a Indického oceánu. La Niña vzniká, když silnější než průměrné pasáty tlačí teplé povrchové vody rovníkového Pacifiku na západ. Vzhledem k tomu, že studená voda stoupá, aby nahradila teplou vodu, La Niña zanechává východní a střední Tichý oceán mnohem chladnější než obvykle, zatímco západní Tichý oceán je mnohem teplejší než obvykle. Tyto anomálie v povrchové teplotě moře se odrážejí ve srážkových vzorcích, přičemž vyšší než normální teploty mají za následek zvýšené srážky. Obecně platí, že La Niña přináší neobvykle silný déšť do západního Pacifiku, Indonésie, částí jihovýchodní Asie a severní Austrálie (NASA ©2024).

Obr. 1: El Niño obvykle mění tichomořské tryskové proudění, natahuje ho na východ, činí ho trvalejším a přináší vlhčí podmínky na západ USA a Mexika.



Zdroj: Carlowicz a Schollaert 2017

"Ptát se, proč dochází k jevu El Niño, je jako ptát se, proč zvoní zvon nebo se houpe kyvadlo," napsal pro časopis Dokument atmosférický vědec George Philander. "Je to přirozený způsob kmitání. Aby se zvonilo, musí se samozřejmě udeřit na zvonek." Po téměř 100 letech výzkumu si vědci stále nejsou jisti, co vám zvoní. Vědí jen, že zvoní:

Pokud jde o jev El Niño, nastal velký pokrok v předpovědi sezónních a meziročních výkyvů klimatu. Po sestavení modelů jsou k dispozici měření z působivé řady přístrojů, které nepřetržitě monitorují tropický Pacifik. Propojené modely všeobecné cirkulace oceánu a atmosféry jsou již schopny provádět mnoho aspektů zemského klimatu, jeho sezónních cyklů a jižní oscilace. Tyto úspěchy korunují studie z posledních několika desetiletí, které popisují, vysvětlují a simulují atmosférickou odezvu na změny teploty povrchu moře, odezvu oceánů na různé typy fluktuací větru a široké spektrum spřažených režimů oceán-atmosféra, které jsou výsledkem interakcí mezi těmito dvěma médii. Tyto módy, které se podílejí nejen na jižní oscilaci, ale také na sezónním cyklu a klimatologii, se liší především v hlavních mechanismech, které určují změny teploty povrchu moře ve středním a východním tropickém Pacifiku: advekce povrchovými proudy a vertikální pohyby termokliny vyvolané buď místními větry nebo, v případě režimu zpožděného oscilátoru, nelokálními větry.

Pozorovaná jižní oscilace se zdá být hybridním režimem, který se mění z jedné epizody na druhou, takže El Niño se může vyvíjet různými způsoby – advekce a nelokálně generované posuny termokliny jsou důležité v různé míře při různých příležitostech. Míra, do jaké náhodné poruchy, jako jsou západní poryvy vanoucí nad západním rovníkovým Pacifikem, ovlivňují El Niño, závisí na tom, zda je jižní oscilace soběstačná nebo tlumená. Pozornost se nyní obrací k faktorům, které určují tento aspekt Jižní oscilace, její dekadické modulaci, která způsobuje, že je v některých desetiletích energičtější než v jiných. Mezi tyto faktory patří interakce mezi tropy a extratropy, které ovlivňují střední hloubku termokliny a intenzitu klimatologických pasátů (Philander 1999).

### 3.2.3 Desetiletá variace

Podnebí se také mění v desetiletých časových měřítcích, s víceletými shluky vlhkých, suchých, chladných nebo teplých podmínek. Ačkoliv jsou klimatické změny v desetiletém měřítku dobře zdokumentovány, příčiny nejsou zcela jasné. Velká část dekadových variací klimatu souvisí s meziročními variacemi. Například četnost a velikost ENSO se v průběhu času mění. Počátek 90. let 20. století byl charakterizován opakovanými jevy El Niño a několik takových shluků bylo identifikováno jako výskyt během 20. století. Nedávný výzkum odhalil, že změny klimatu v desetiletém měřítku jsou výsledkem interakcí mezi oceánem a atmosférou. Jednou z takových variací je Pacifická dekadová oscilace (PDO), označovaná také jako Pacifická dekadová variabilita (PDV), která zahrnuje měnící se povrchové teploty moře (SST) v severním Tichém oceánu. SST ovlivňují sílu a polohu Aleutské nížiny, což zase silně ovlivňuje srážkové vzorce podél tichomořského pobřeží Severní Ameriky (Jackson 2024).

### 3.3 Interakce atmosféra – oceán

Interakce sama o sobě představuje vzájemné působení a ovlivňování zúčastněných struktur. V našem případě se bude jednat o vzájemný vztah atmosféry a hydrosféry koncentrované v její převážné části v oceánech, ve kterém se odehrává celá řada zpětných vazeb. Prostředkem jejich interakce je především tepelná bilance jako výsledek nerovnoměrného zahřívání zemského povrchu. Jejich výsledek se pak projevuje v celé řadě procesů, např.:

- a) příčinou pohybu povrchových mořských proudů je všeobecná cirkulace atmosféry,
- b) proudění větru je způsobeno nerovnoměrným zahříváním zemského povrchu v kontrastu pevniny a oceánu,
- c) karbonátový systém v oceánech ovlivňuje pohlcováním oxidu uhličitého skleníkový efekt,
- d) genézí pohybové energie způsobené výparem nad teplou vodní hladinou vznikají tropické cyklóny,
- e) výpar a kondenzace jsou hybnou silou hydrologického cyklu,
- f) extrémní projevy počasí (sucha a deště) mohou v globálním měřítku souviset s periodickými změnami oceánu vyvolanými změnou horizontálního tlakového gradientu určujícího převládající směr proudění vzduchu, který přemísťuje vodní masy o odlišných teplotních vlastnostech – klimatický jev **El Niño** (Ruda 2014).

Jak už bylo výše zmíněno, interakce atmosféry a oceánu je důležitá pro přenos tepla a zajištění teplotní bilance na naší planetě. Cirkulace oceánu je klíčovým faktorem pro rozložení teploty vzduchu. Oceánské proudy, které mají severní nebo jižní složku, jako je teplý Golfský proud v severním Atlantiku nebo studený Humboldtův (Peruánský) proud u Jižní Ameriky, si účinně **vyměňují teplo** mezi nízkými a vysokými zeměpisnými šířkami. V tropických zeměpisných šířkách se oceán podílí na přenosu tepla směrem k pólům jednou třetinou nebo více; v zeměpisné šířce 50° s. š. činí podíl oceánu přibližně jednu sedminu. V jednotlivých sektorech, kde se proudy nacházejí, je jejich význam samozřejmě mnohem větší než tyto údaje, které představují průměry za polokouli.

Dobrým příkladem vlivu teplého proudu je Golfský proud, který způsobuje silný teplotní gradient ve směru východ-západ na východním okraji severoamerického kontinentu. Relativní teplo Golfského proudu ovlivňuje teploty vzduchu v celém Atlantiku a převládající západní větry rozšiřují oteplovací efekt hluboko do severní Evropy. Výsledkem je, že např. lednové teploty v severském Tromsø (69°40' s. š.) jsou v průměru o 24 °C vyšší než průměrná teplota pro tuto zeměpisnou šířku.

**Oceán**, zejména v teplých oblastech, **dodává atmosféře také vlhkost**. Ta zase přispívá k tepelné bilanci oblastí, v nichž vodní pára kondenzuje do mraků a uvolňuje latentní teplo. Soubor těchto událostí se často vyskytuje ve vysokých zeměpisných šířkách a v místech vzdálených od oceánu, kde byla vlhkost původně absorbována.

Velké oceánské proudy jsou samy o sobě poháněny větrem – jsou uváděny do pohybu odporem větrů na rozsáhlých plochách mořské hladiny, zejména tam, kde vrcholky vln zvyšují

tření se vzduchem nacházející se nad nimi. Na hranicích teplých proudů, kde se přímo setkávají se studeným proudem – jako na levém boku Golfského proudu v okolí města Grand Bank na ostrově New Foundland a na subtropické a antarktické konvergenci v oceánech jižní polokoule – vedou silné tepelné gradienty na mořské hladině k výrazným rozdílům v ohřevu atmosféry na obou stranách hranice. Tyto teplotní gradienty mají tendenci umisťovat a usměrňovat nejsilnější proudění tryskového proudu v atmosféře nad sebou, a tím ovlivňovat vývoj a řízení povětrnostních systémů.

Interakce mezi oceánem a atmosférou probíhají oběma směry a také různou rychlostí. Díky podstatně pomalejší cirkulaci oceánu vznikají některé zajímavé zpožděné efekty, které mají význam pro dlouhodobou předpověď počasí. Zvýšená síla východních pasátů nad nízkými zeměpisnými šířkami Atlantiku severně a jižně od rovníku tak žene více vody směrem ke Karibiku a Mexickému zálivu, což způsobuje přibližně o šest měsíců později silnější proudění a větší oteplení v Golfském proudu.

Anomálie v poloze rozhraní Golfského a Labradorského proudu, které produkují větší či menší množství teplé vody v blízkosti města Grand Bank, natolik ovlivňují přesun energie do atmosféry a vývoj a řízení povětrnostních systémů z této oblasti, že jsou spojeny s poměrně přetrvávajícími anomáliemi ve vzorech počasí nad Britskými ostrovy a severní Evropou. Zdá se, že anomálie v rovníkovém Pacifiku a na severní hranici proudu Kuro-šio mají účinky podobného rozsahu. Tyto oceánské anomálie totiž svým vlivem na šířku tryskového proudění a vlnovou délku (tj. vzdálenost mezi studenými kotlinami a teplými hřebenovými oblastmi) ve vyšších západních proudech ovlivňují atmosférickou cirkulaci, která se šíří do všech částí polokoule (Waggoner et al. 2024).

### 3.3.1 Systém vzdušného proudění

Vzhledem k tomu, že jev ENSO je založen na interakci mezi atmosférou a oceánem, bude v následující kapitole popsána její první část a sice globální cirkulace atmosféry a jevy s nimi spojené.

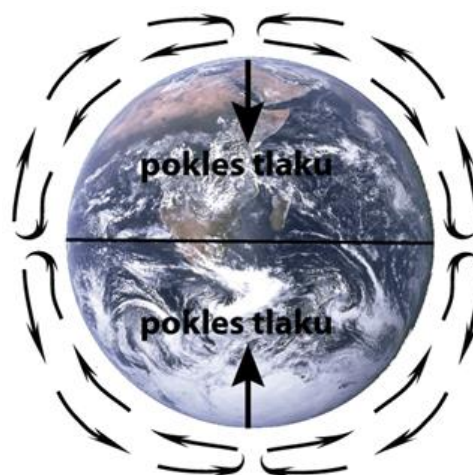
#### 3.3.1.1 Globální cirkulace atmosféry

Globální (planetární) cirkulací atmosféry popisujeme systém pravidelného vzdušného proudění na úrovni makroměřítka (zasahuje nad kontinenty i oceány), který se odehrává mezi zemským povrchem a spodní mezoférou. Jako každý systém má i tento svůj zdroj energie a faktory, které ho utvářejí. Hlavním zdrojem, který působí jako hnací motor celého systému, je **sluneční záření**. Cirkulující vzduch je pak dále usměrňován **rotací Země** (respektive Coriolisovou silou), heterogenitou zemského povrchu a tření o něj, vertikálním teplotním gradientem, rozměrech zemské atmosféry aj.

Budeme-li uvažovat generalizované modely cirkulace, můžeme začít s představou nerotující Země s homogenním (stejnorodým) povrchem. V tomto případě by se intenzita slunečního záření snižovala od rovníku k pólům a vytvořila by se termicky podmíněná oblast nízkého tlaku

vzduchu na rovníku a vysokého tlaku vzduchu na pólech. Mezi těmito tlakovými oblastmi by existovala jednoduchá cirkulační buňka, ve které by teplý vzduch vystupoval v oblasti rovníku a ve vyšších výškách by odtékal k pólům, kde by následně sestoupil a jako studený vzduch proudil při zemském povrchu zpět (Obr. 2).

Obr. 2: Cirkulace vzduchu na nerotující Zemi s homogenním povrchem



Zdroj: Techmania ©2024

Přidáme-li k tomuto modelu i zemskou rotaci, začne na pohybující se vzduch působit její Coriolisova síla, která způsobí odchylku výškového proudění vzduchu (kolem 30. rovnoběžky zeměpisné šířky asi o 90°) směřujícího na sever a na jih od rovníku. V blízkosti 30° severní a jižní šířky by tak docházelo k hromadění vzduchu s následným zvýšením tlaku vzduchu a vznikem dynamicky podmíněného pásu vysokého tlaku v oblasti subtropů. V mírných šířkách by se následně jako přechodné pásmo vytvořil pás nízkého tlaku. Výměna vzduchu by tedy byla podmíněna horizontálním tlakovým gradientem mezi jednotlivými tlakovými oblastmi, což by vedlo k vytvoření tří cirkulačních buněk (rovník – subtropické oblasti, subtropické oblasti – mírné šířky, mírné šířky – polární oblasti). Skutečné rozložení tlakových útvarů však není tak jednoznačné a celkový mechanismus cirkulace je tím daleko složitější. Kromě popsaných parametrů je totiž potřeba brát v úvahu také **různorodost zemského povrchu** – rozložení pevnin a oceánů, tření o zemský povrch a v neposlední řadě také posun termického rovníku. Celkově tak nelze na zjednodušený model všeobecné cirkulace vzduchu nahlížet jako na stálou situaci, ale je potřeba ji zohlednit s ohledem na konkrétní území.



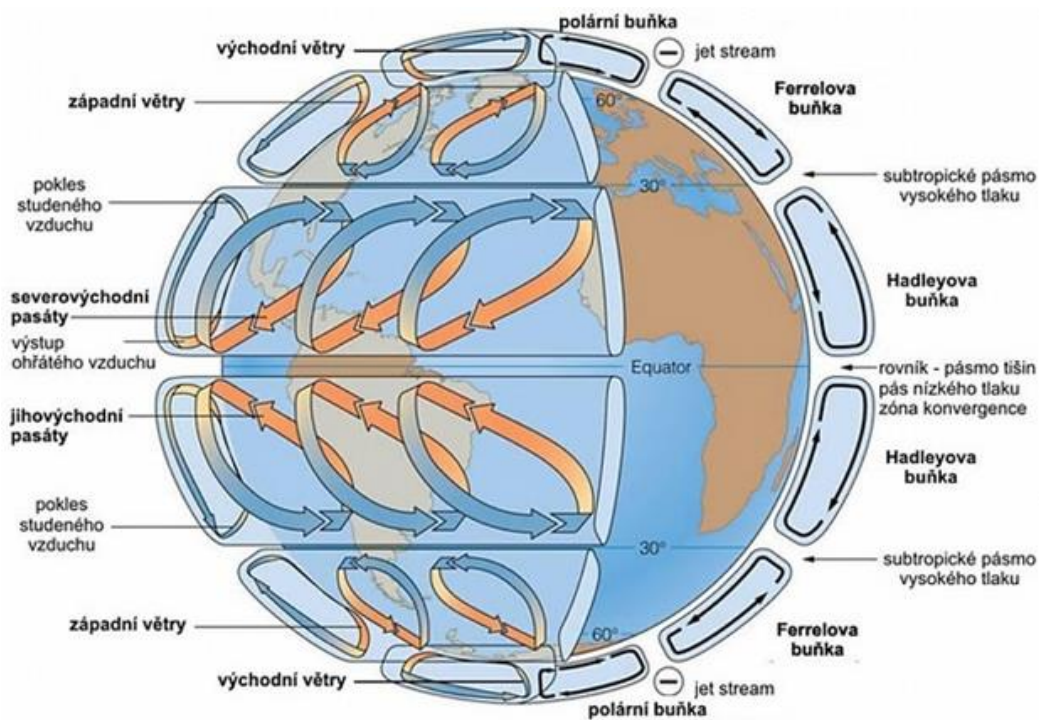
K základním zákonitostem všeobecné cirkulace atmosféry náleží:

1. převážně vírový charakter pohybu vzduchu (např. cyklonální proudění),
2. převaha horizontálních pohybů nad vertikálními,
3. převaha zonálního proudění (ve směru rovnoběžek) nad meridionálním,
4. proměnlivost atmosférické cirkulace a jejích složek
5. změny směru a rychlosti proudění od vrstvy k vrstvě,
6. převládající západní přenos vzduchu v troposféře a spodní stratosféře v mírných šířkách (tření je zanedbatelné a projevuje se vliv Coriolisovy síly).

S ohledem na nastíněný model všeobecné cirkulace atmosféry můžeme planetární cirkulaci vzduchu idealizovat formou tří buněčného systému, ve kterém rozlišíme:

1. cirkulaci tropických šířek, tzv. **Hadleyovu buňku**, pasátová cirkulace,
2. cirkulaci mírných šířek, tzv. **Ferrelovu buňku**, západní proudění,
3. cirkulaci polárních oblastí, tzv. **polární buňku**, východní proudění (Obr. 3) (Ruda 2014).

Obr. 3: Globální cirkulace atmosféry



Zdroj: Ruda 2014

## Hadleyova buňka

Hadleyova buňka byla pojmenována po anglickém fyzikovi a meteorologovi Georgi Hadleym, který v roce 1735 navrhl jedinou cirkulaci pro každou polokouli (NOAA 2023a). Buňka se rozprostírá od rovníku přibližně ke 30° severní a jižní zeměpisné šířky (Dhaka a Kumar 2023).

Proudění v ní probíhá tak, že v blízkosti rovníku/tropického pásu je zemský povrch intenzivně ohříván Sluncem (Dhaka a Kumar 2023). V důsledku toho je vzduch na rovníku teplý a vlhký (teplý vzduch obsahuje více vlhkosti než studený) (GEOGRAPHY HOST 2022). Teplý vzduch stoupá od rovníku a vytváří oblast nízkého tlaku. Při vzestupu se vzduchová hmota ochlazuje v horní troposféře (300 hPa až 100 hPa) a začne kondenzovat (Dhaka a Kumar 2023), čímž se uvolňuje vlhkost a vzniká bouřková oblačnost (cumulonimbus) (GEOGRAPHY HOST 2022). Ta je uspořádána do pásu podél Země a říká se jí intertropická zóna konvergence (jedná se o oblast nižšího tlaku vzduchu) (Smolka 2013). Vzduch dále stoupá až do blízkosti tropopauzy (10-15 km), kde většinou výše nevystupuje, ale nabere horizontální směr k oběma pólům v podobě tzv. antipasátů (BBC ©2024).

Zajímavé je, že silnější cirkulace vzduchu probíhá na zimní polokouli, tj. na severní polokouli během boreální zimy a na jižní polokouli během australské zimy (Dhaka a Kumar 2023).

Postupně, když vzduchová hmota dorazí do okolí ~30° s. š. a ~30° j. š., chladná vzduchová hmota klesá směrem k zemskému povrchu, vzduch se stává teplejším a sušším a rozvíjí se tak subtropická oblast vysokého tlaku s malou oblačností a malým množstvím srážek. Tato část proudění vzduchové hmoty dokončuje cyklus od subtropické tlakové výše k rovníku a označuje se jako pasát (Dhaka a Kumar 2023). Vlivem Coriolisovy síly a tření proudí větry na severní polokouli doprava a nazývají se severovýchodní pasáty. Na jižní polokouli proudí větry doleva a označují se jako jihovýchodní pasáty (BBC ©2024).

Hadleyova buňka znázorňuje asymetrické změny na obou polokoulích, k nimž dochází v důsledku rozdílné topografie a rozdílné tepelné kapacity oceánu a pevniny. Na severní polokouli je Hadleyova buňka silnější a má širší pokrytí než na jižní polokouli (Dhaka a Kumar 2023). S rostoucí globální teplotou se pravděpodobně bude snižovat teplotní rozdíl mezi póly a rovníkem, čímž se Hadleyova buňka rozšíří. To má mimo jiné za následek, že v oblastech středních šířek, jako je Středomoří a jihozápad USA, pravděpodobně dojde ke zvýšení tlaku na mořské hladině – což odpovídá suššímu počasí (POLARPEDIA ©2024a).

## Pasáty a antipasáty

Pasátová cirkulace výrazně ovlivňuje koloběh mořské vody v tropických a subtropických oblastech Tichého oceánu, tudíž i samotný projev ENSO. Označení pasát pochází ze španělsko-arabského slova *pasada*, které označuje převoz (pro plachetnice) a odedávna je k obchodování využívali **mořeplavci** (odtud anglický výraz trade winds – obchodní větry). Znalostí jejich proudění využil také Kryštof Kolumbus při plavbě do Indie přes Atlantský oceán. Pasáty



představují pravidelné vzdušné proudění, které probíhá mezi subtropickou oblastí vysokého tlaku a rovníkovou oblastí nízkého tlaku. V oblasti sestupu vzduchu mezi obratníky a 30° zeměpisné šířky vane pouze slabý proměnlivý vítr. V koloniálních obdobích působila tato oblast mořeplavcům velmi nepříjemné podmínky, zejména přestal-li vítr vát úplně a lodě se ani nepohnuly potřebným směrem. V dobách, kdy se přeplavovali koně, muselo dojít až na nejhorší, a to na shazování koní přes palubu z důvodu šetření pitnou vodou. Proto se této oblasti začalo mezi mořeplavci říkat **koňské šířky**. Na severní polokouli vanou pasáty vlivem uchylující síly rotace severovýchodním směrem, na jižní polokouli pak jihovýchodním směrem. I když se jedná o pravidelné větry, nelze jejich výskyt plošně zjednodušovat na celou oblast mezi obratníky. Stále vanou nad oceány, ale nad pevninami je jejich výskyt omezován charakterem reliéfu.

V oblastech pasátového proudění dochází mimo jiné i ke klimatickým rozdílům mezi západními a východními částmi oceánů. Ve **východních částech oceánů** (na západních pobřežích kontinentů) sestupuje vzduch z oblasti tlakové výše daleko rychleji než v západních částech oceánů. Tím se adiabaticky oteplí, ale nenabere vláhu, protože má tendenci vlhký vzduch vznikající evaporací hladiny oceánu tlačit k povrchu mořské hladiny (poloha zóny inverze). Nedojde tak k jeho nasycení vodními parami. Potenciální srážky, které se v přilehlých oblastech vytvoří, dosáhnou v důsledku výstupu studených mořských proudů hladiny kondenzace dříve, než dorazí na kontinent. Na pobřeží, které je pod vlivem suchého a horkého vzduchu z pevniny, se tak většinou dostaví pouze mlhy. Oproti tomu v západních částech oceánů (na východních pobřežích kontinentů) je situace opačná a evaporací vzniklá oblačnost má prostor pro vznik srážek. Vlivem pasátového proudění, termické nestability atmosféry a vysoké intenzity evaporace se zde vytvářejí podmínky pro vznik tropických cyklón.

Opačným směrem nežli pasáty vanou tzv. antipasáty. V rámci tropické cirkulace se toto označení využívalo pro odtok vzduchu z oblasti rovníku do subtropických šířek ve výšce 6 km (okolo obratníku) až 12 km (rovník). Skutečné proudění je však od tohoto realizovaného poněkud odlišné a nejlépe připomíná proudění nad západními částmi oceánů. Svůj charakter si antipasáty zachovávají jen v rozmezí 16-20° zeměpisné šířky. Antipasáty a pasáty dohromady tvoří cirkulaci vzduchu mezi obratníky a rovníkem (Ruda 2014).

## **Tropické cyklóny**

Největší nestabilitou (poruchou) atmosféry vznikající nad oceánem a zasahující i nad pevninu je tropický cyklon, který má po světě různá označení. V Japonsku a v severozápadním Pacifiku se nazývá „**tajfun**“, v severním a severozápadním Atlantiku (v Severní Americe a Karibské oblasti) má jméno **hurikán**. V jižním Pacifiku a Indickém oceánu je pojmenován jako „**tropický cyklón**“ a v Austrálii „**willy willy**“. Tornáda se vyskytují pouze nad pevninou a mají jen lokální charakter. Přestože je jejich celková energie až o osm řádů menší, intenzita jejich účinku často bývá ničivější (Maršík 2001).

Tropická cyklóna je obecné označení pro systém nízkého tlaku nad tropickými nebo subtropickými vodami s organizovanou konvekcí (tj. bouřkovou činností) a větry v nízkých hladinách, které cirkulují buď proti směru hodinových ručiček (na severní polokouli) nebo ve směru hodinových ručiček (na jižní polokouli) (NOAA/AOML ©2024).

S tropickou cyklónou se mohli lidé setkat již v dávné minulosti. Z řecké mytologie se divoké **jednooké monstrum** nazývalo **Kyklop**, což v řečtině znamená „kruhové oko“ (*kyklos* – kruh, *ops* – oko). Tropický cyklon je rovněž mimořádně divoký a má také jedno kruhové oko. Takže tři specifické rysy tropického cyklonu:

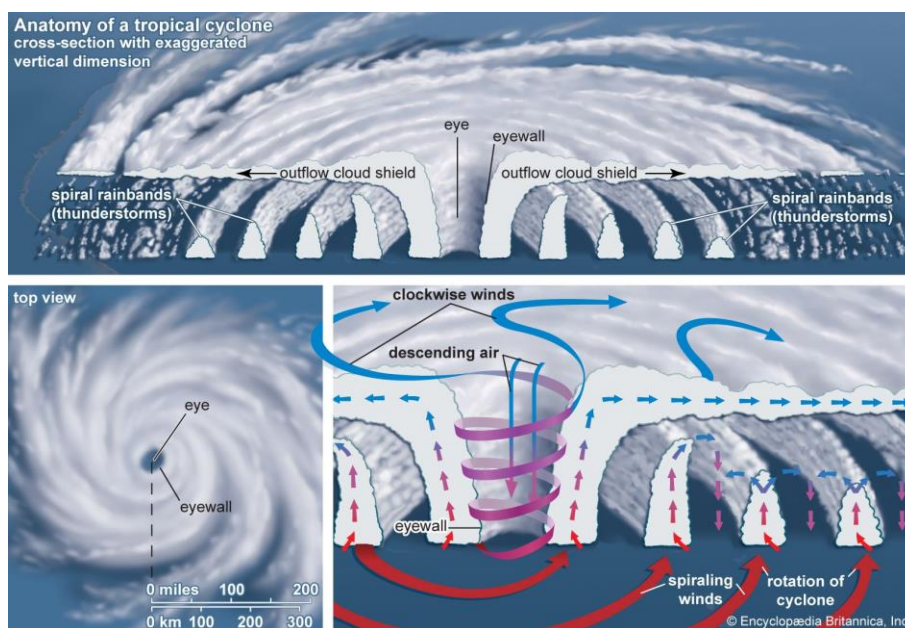
- ohromný rozměr (často více než 2000 km),
- jedno kruhové oko (o velikosti až 30 km),
- mimořádná zuřivost (energie až  $10^{18}$  J),

vedou k závěru, že onen bájný Kyklop byl tropický cyklon. Snad jediný rozdíl může být v tom, že podle řeckých bájí přebýval Kyklop někde na Sicílii (Maršík 2001).

Nyní si popíšeme, jak tropické cyklóny vznikají. V tropech se po obou stranách rovníku rozprostírá rozsáhlá oblast nízkého tlaku. Na severní straně tohoto pásma vanou větry ze severovýchodu (severovýchodní pasáty) a na jižní straně z jihovýchodu (jihovýchodní pasáty). V oblasti nízkého tlaku se vzduch ohřívá nad teplým tropickým oceánem (NOAA/AOML ©2024).

Energii cyklóna získává z teplého a vlhkého výparu. Teplý vlhký vzduch stoupá vzhůru, kde se ochlazuje. Vytváří se oblast nízkého tlaku vzduchu, kam ze stran proudí další teplý vlhký vzduch, který také stoupá. Nad kondenzační hladinou vzniká kupovitá bouřková oblačnost (mraky typu cumulonimbus vystupují až do výšky 16 km). Dochází ke kondenzaci vodních par, což uvolní značné množství tepla, které podněcuje opětovný vzestupný pohyb vzduchu. Suchý chladný vzduch klesá okem dolů k hladině. V důsledku rotace Země vznikají spirálovité pásy oblaků a stěna oka, kde se nachází nejsilnější vítr. V samotném oku cyklony o průměru až 25 km je nízký tlak (Obr. 4). Platí, že čím je užší oko cyklony, tím silnější vítr vane.

Obr. 4: Vznik tropické cyklóny



Zdroj: Zehnder 2024

Ničivý účinek cyklón na kontinentu spočívá v síle větru. Kolem oka rychlost větru dosahuje až 320 km/h. V centru oka je obloha bez mraků a vítr se utiší. Jakmile oko přejde, opět působí silný vítr ovšem opačného směru, což znásobuje negativní účinek. Nízký tlak v oku vyvolává podtlak a na otevřeném moři vznik velkých vln. Výška vln je 10 m (maximum dosud zaznamenané 30 m), které pronikají hluboko na pevninu. Při nástupu cyklóny na kontinent dojde k vzednutí hladiny moře a k mořským záplavám, které s sebou přináší velké škody a často ztráty na lidských životech. Intenzita doprovodných lijáků bývá průměrně 25 až 38 cm srážek. Cesta nad pevninou však způsobuje i zkázu samotné tropické cyklóny. Jakmile se cyklóna dostane na kontinent, ztrácí energii a zaniká. Životnost tropických cyklón je cca 1-2 týdny a rychlost pohybu cca 25 km/h (Jelínek 2010).

**Vzhledem k ohromným škodám**, které tropické cyklony působí na pobřeží kontinentů, je jejich studiu věnována velká pozornost a na experimentální výzkum jsou vydávány značné prostředky. Jejich výskyt a trasy jsou pozorovány z družic s cílem co nejpřesněji předpovědět jejich vznik a další postup. Poslední výzkumy vedou k závěrům, že ke vzniku a rozvoji tropických cyklónů je nutných šest současně splněných podmínek:

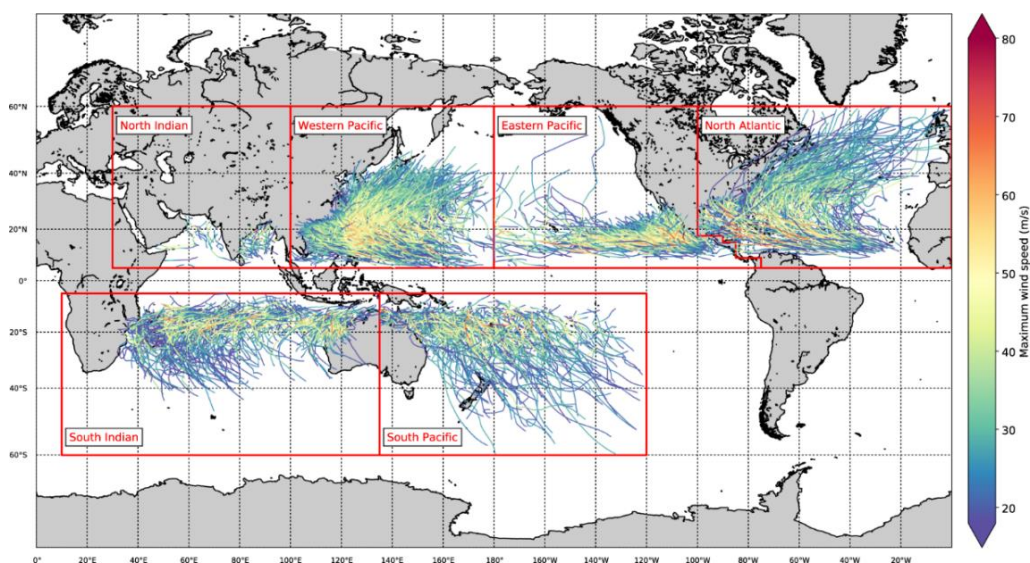
- Severní či jižní šířka musí být alespoň 5° (od rovníku). Důvodem je dostatečně velká Coriolisova síla, která vede ke vzniku spirálového pohybu u vodní hladiny.
- Pokles teploty s výškou v okolním vzduchu (s vodní párou) musí být menší než – 5K/km. V tomto případě je stoupání vzduchu při stěně oka cyklonu zesilováno.
- Teplota na hladině oceánu musí být alespoň 26 °C proto, aby množství páry ve vzduchu bylo dostatečně vysoké, a tím i entalpie vzduchu byla dostatečná k vytvoření spirálového proudění.

- Původní proudění v jádře vzhůru musí změnit směr tak, aby středem jádra klesl chladný, relativně suchý vzduch (bez vodní páry).
- Ve středních vrstvách troposféry (2-8 km) musí být vyšší vlhkost vzduchu, aby příliš brzy nevyschl mrak stoupající mezi dvojitou stěnou oka.
- V nižších vrstvách atmosféry musí být dostatečně velká tečná (cyklonová) rychlost, větší než 2-3 m/s, aby byla nastartována výše popsaná změna původního směru proudění, což je hlavní energetický zdroj tropického cyklonu (Maršík 2001).

Navzdory svým převážně negativním dopadům, jsou tropické cyklóny důležitým prvkem ve složitém fungování globálního klimatu. Můžeme si je představit jako obrovské tepelné stroje, které pomáhají udržovat zemskou atmosféru v tepelné rovnováze. Tyto významné atmosférické jevy představují jeden ze způsobů, jak se „přehřáté“ tropy zbavují přebytečného tepla, které se hromadí v povrchových vrstvách oceánů (Pecho [2024]).

V tropických oceánech se ročně zrodí přibližně 80 tropických bouří, přičemž přibližně dvě třetiny z nich jsou dle Saffir-Simpsonově stupnice silné. Téměř 90 % těchto bouří vzniká do 20° severně nebo jižně od rovníku. **Pouze ve dvou tropických oceánských pánvích se tropické cyklóny nevyskytují, protože jim chybí dostatečně teplá voda.** Peruánský proud ve východní části jižního Pacifiku a Benguelský proud v jižním Atlantiku přivádějí z vyšších zeměpisných šířek chladnou vodu směrem k rovníku, a brání tak rozvoji tropických cyklón. V Tichém oceánu vzniká největší počet tropických bouří a cyklón. Nejsilnější bouře, někdy nazývané supertajfuny, se vyskytují v západním Pacifiku. Na druhém místě v celkovém počtu bouří je Indický oceán a na třetím Atlantský (Zehnder 2024). Přehled výskytu tropických cyklón je zobrazen níže na Obr. 5.

Obr. 5: Přehled tropických cyklón zaznamenaných sítí IBTrACs v letech 1980-2018 a jejich rozdělení do oblastí



Zdroj: Bloemendaal et al. 2020

Ve vyšších zeměpisných šířkách je teplota povrchu moře příliš nízká na to, aby se tropické cyklóny mohly zformovat. Bouře pohybující se daleko na sever nebo na jih se tak začnou rozpadat. Rozdíl můžeme zaznamenat mezi severní a jižní polokoulí, kdy na severní polokouli se tropické cyklóny dostávají do vyšších zeměpisných šířek oproti jižní polokouli, a to díky přítomnosti teplých pravotočivých oceánských proudů, jako je Kuro-šio a Golfský proud. V severním Atlantiku dodávají teplé vody Golfského proudu hurikánům energii při jejich pohybu podél východního pobřeží Spojených států, což jim umožňuje přežít delší dobu.

Tropické cyklóny jsou **fenomémem teplého období**. Největší četnost těchto bouří nastává po dosažení maxima slunečního záření v roce, což je 22. června na severní polokouli a 22. prosince na jižní polokouli. Povrch oceánu dosahuje své maximální teploty několik týdnů po maximu slunečního záření, takže většina tropických cyklón se vyskytuje od pozdního léta do začátku podzimu – tedy od července do září na severní polokouli a od ledna do března na jižní polokouli.

Bylo zpozorováno, že počet tropických cyklón vzniklých během daného roku se mění v závislosti na určitých klimatických podmínkách, které mění celkovou cirkulaci atmosféry. Jednou z těchto podmínek je občasný výskyt jevu El Niño, oceánského jevu charakterizovaného přítomností neobvykle teplé vody nad rovníkovým východním Pacifikem každých několik let. Přítomnost neobvykle chladných povrchových vod v regionu je známá jako La Niña. Přestože faktory spojující El Niño a La Niña s tropickými cyklóny jsou komplikované, existuje několik obecných souvislostí. Během let, kdy jsou přítomny podmínky Niño, bývají větry v horních hladinách Atlantiku silnější než obvykle, což zvyšuje vertikální stříh a snižuje aktivitu tropických cyklón. Podmínky La Niña mají za následek slabší stříh a zvýšenou aktivitu tropických cyklón. Kolísání povrchové teploty moře spojené s jevy El Niño a La Niña také **mění sílu a polohu tryskového proudění**, což následně mění dráhy tropických cyklón. Existují náznaky, že El Niño a La Niña modulují aktivitu tropických cyklón i v jiných částech světa. Zdá se, že více tropických cyklón se vyskytuje ve východní části jižního Pacifiku během let El Niño a méně během let La Niña (Zehnder 2024).

### **Tryskové proudění (Jet stream)**

V pásmu mezi 20°-70° zeměpisné šířky lze na obou polokoulích pozorovat 1-2 km pod hranicí troposféry proudění vzduchu o vysokých rychlostech označovaných jako **jet stream**. Jedná se o další klimatický jev, který ovlivňuje globální cirkulaci atmosféry (Ruda 2014) a především který je silně ovlivněn epizodami ENSO (viz kapitola 3.6.5 Tryskové proudění mění klima Severní Ameriky).

Tryskové proudění (jet stream) jsou pásma silného větru, která obvykle vanou od západu k východu po celé zeměkouli. Ovlivňují počasí, leteckou dopravu a mnoho dalších jevů, které se odehrávají v naší atmosféře (NOAA SciJinks ©2024).

Jet streamy, které byly objeveny letci během druhé světové války, mají ve svých středech rychlost až 324 km/h na vzdálenost stovek kilometrů, ale rychlosti velmi prudce klesají jak v příčném, tak ve svislém směru, takže vysoké rychlosti jsou omezeny na úzké pásy ve výškách mezi 6 a 14 km. Tryskové proudění je výsledkem horizontálních teplotních rozdílů, které existují na značné vertikální vzdálenosti v troposféře (Britannica 2024a).

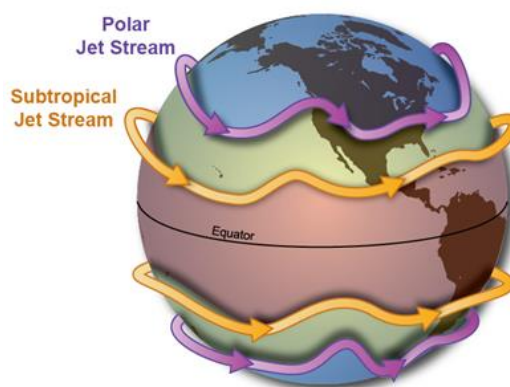
Vznikají v místech, kde se v atmosféře setkávají teplé vzduchové hmoty se studenými. Slunce ohřívá Zemi nerovnoměrně, takže se v blízkosti pólů vytvářejí masy chladnějšího vzduchu a v blízkosti rovníku teplejší vzduch. Když se tedy teplejší vzduchové hmoty na Zemi setkají s chladnějšími, teplejší vzduch stoupá výše v atmosféře, zatímco chladnější vzduch klesá dolů, aby nahradil teplý vzduch (NOAA SciJinks ©2024).

Tyto teplotní rozdíly vytvářejí horizontální tlakový gradient, který pohání geostrofické a gradientní větry. Čím větší je horizontální rozdíl teplot, tím silnější je tryskové proudění (Britannica 2024) a proudy mají tendenci proudit relativně přímou cestou. Pokud je rozdíl v teplotě relativně malý, jsou proudy slabší a pravděpodobněji budou dělat záhyby k severu a jihu – meandry známé jako Rossbyho vlny (Francisová 2022).

Tryskové proudy obtékají Zemi po klikatých drahách a mění svou polohu i rychlost v závislosti na ročním období. V zimě se jejich poloha přibližuje k rovníku a jejich rychlost je vyšší než v létě. Na každé polokouli se často vyskytují dva, někdy i tři systémy tryskových proudů. Jeden z nich je spojen s polární frontou, která leží ve středních zeměpisných šířkách, kde kontrasty vzduchových hmot podporují vznik bouří a cyklón (Britannica 2024). Jedná se o **polární jet stream**, rychle proudící vzduch vázaný na relativně úzký kanál, kterého využívají letadla letící ze západu na východ. Jeho poloha se ovšem během roku mění a výsledný tvar může v důsledku styku chladného polárního a teplého tropického vzduchu nabývat charakteru **Rossbyho vln** (Ruda 2014).

Druhý výrazný systém, **subtropický jet stream**, leží nad subtropickým pásem vysokého tlaku a je obvykle spojen s příznivým počasím (Obr. 6). V létě se nad jihovýchodní Asii, Indií, Arabským mořem a Afrikou vyskytuje třetí systém. Toto tropické tryskové proudění ovlivňuje vznik a trvání indických a afrických letních monzunů (Britannica 2024a).

Obr. 6: Tryskové proudění (jet stream)



Zdroj: NOAA 2023b

Střední až horní troposféru využívají také **letadla**. A jak už bylo výše zmíněno, i ona jsou ovlivňována polárním jet streamem. Pokud totiž letadlo letí po trase jet streamu ze západu na východ, může obecně urazit cestu mnohem rychleji než letadlo letící z východu na západ. V tomto případě se musí letadlo tryskovému proudění vyhnout a absolvovat delší trasu. Příkladem může být letecká doprava mezi Evropou a Severní Amerikou.

Tryskové proudy také přesouvají **bouře** a další povětrnostní systémy ze západu na východ. Bouře mají tendenci sledovat okraj tryskového proudění, kde rozdíl mezi chladným a teplým vzduchem vytváří turbulentní podmínky pro vznik bouří. Čím jižněji je tryskové proudění posunuto, tím teplejší a vlhčí vzduch bude v místě, kde se s ním setkává chladnější arktický vzduch. To způsobuje více hromů, blesků a tornád (NOAA SciJinks ©2024).

V posledních letech se často diskutuje o interakci tryskového proudění a oteplování v oblasti Arktidy. Tryskové proudění utváří a řídí většinu meteorologických systémů v mírném pásu, takže cokoliv, co ovlivní jeho sílu nebo směr, bude nakonec ovlivňovat počasí.

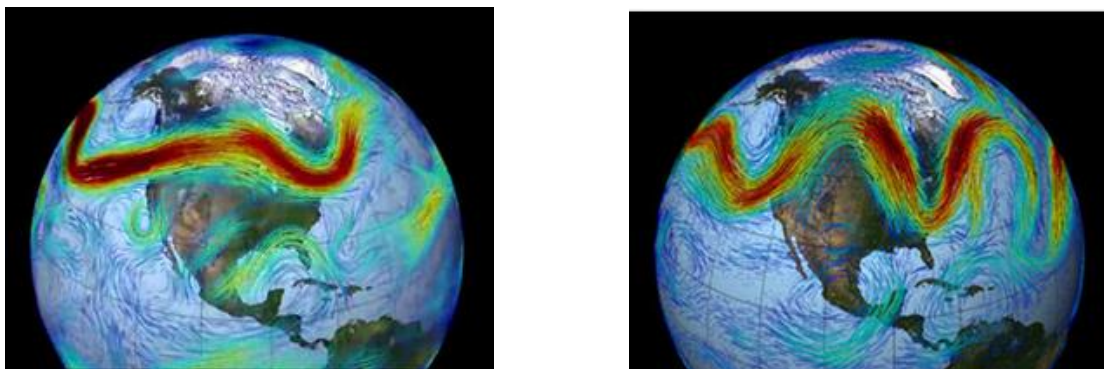
Protože se v Arktidě otepluje o tolik rychleji než kdekoli jinde, zmenšuje se rozdíl mezi teploty na severu a na jihu, což zeslabuje západovýchodní větry v proudění a zvyšuje pravděpodobnost vlnitých cest. Pokud je v Arktidě abnormální teplo, mají kapsy studeného vzduchu tendenci migrovat nad kontinenty jižně, což utváří vzorec počasí známé jako teplá Arktida. Navíc když jsou vlny tryskového proudění velké, mají tendenci postupovat východně pomaleji, což znamená, že režim počasí, který generují, se posouvá také pomaleji. Výsledkem je, že zaznamenáváme delší perzistenci podmínek počasí – ať už je horko, sucho, vlhko nebo chladno.

Ve stejné chvíli však probíhají i další změny v klimatickém systému. Např. mění se teplota oceánu a čím dál intenzivnější síla tropických bouří také mohou ovlivnit chování tryskového proudění. Recentní studie nám říkají, že tryskové proudy jsou v severní hemisféře opravdu stále vlnitější. Diagnóza se mění v závislosti na regionu, období a stavů fluktuujících přírodních podmínek, jako např. zda v tropickém Pacifickém oceánu zrovna probíhá teplotní vzorec **El Niño** nebo **La Niña**.



Pokud je zvlněnost tryskového proudění dostatečně silná a trvalá, může polární vír přinést drsné zimní podmínky až na kontinenty severní polokoule. Jako příklad můžeme uvést centrální státy jižní části USA v únoru 2021 (Francisová 2022) nebo severní státy USA a Kanady, kde rovněž došlo k výraznému zvlnění tryskového proudění v červnu roku 2013, což je zobrazeno na Obr. 7.

Obr. 7: Změny tryskového proudění na severní polokouli v červnu 2013



Zdroj: Kukliš 2013

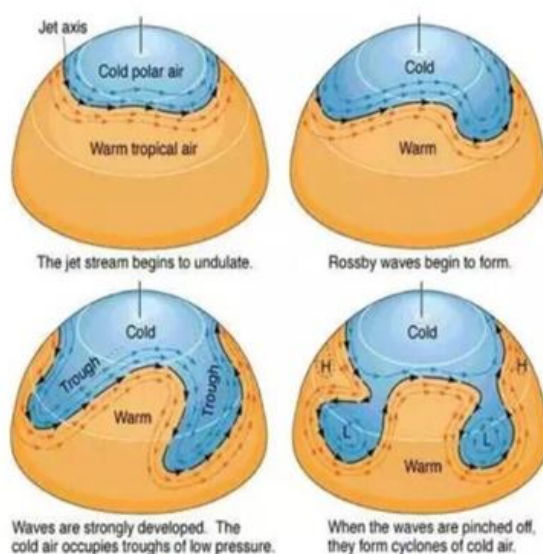
### Rosbyho vlny

S tryskovým prouděním bezesporu souvisí již zmíněné Rossbyho vlny. Rossbyho vlna v meteorologii znamená velké horizontální zvlnění atmosféry, které souvisí s polárním prouděním a odděluje studený polární vzduch od teplého tropického vzduchu. Tyto vlny jsou pojmenovány po Carlu-Gustavu Arvidu Rossbym, který je jako první identifikoval a vysvětlil jejich pohyb.

Rosbyho vlny vznikají, když se polární vzduch pohybuje směrem k rovníku, zatímco tropický vzduch se pohybuje směrem k pólu. Vzhledem k teplotním rozdílům mezi rovníkem a póly, které jsou způsobeny rozdíly v množství přijímaného slunečního záření, má teplo tendenci proudit z nízkých do vysokých zeměpisných šířek; toho je částečně dosaženo těmito pohyby vzduchu (Obr. 8). Rossbyho vlny jsou dominantní složkou Ferrelovy cirkulace. Tropický vzduch přenáší teplo směrem k pólům a polární vzduch při pohybu k rovníku teplo pohlcuje. Existence těchto vln vysvětluje vznik oblastí tlakových níží (cyklóny) a tlakových výší (anticyklóny), které jsou důležité při utváření počasí ve středních a vyšších zeměpisných šířkách (Britannica 2018).



Obr. 8: Vznik Rossbyho vln



Zdroj: ClearIAS ©2024

### Polární buňka

Nejmenšími a nejslabšími buňkami jsou buňky polární, které se rozprostírají mezi 60° a 70° s. š. a j. š. až k pólům (Met Office ©2024). Jejich cirkulace začíná na pólech, kde se vzduch ochlazuje a klesá k zemi. Vytváří se tak oblast vysokého atmosférického tlaku, tzv. polární výšiny (NOAA 2023a). Studený vzduch z pólů se přesouvá v **podobě východních větrů** k nižším zeměpisným šířkám, kde interaguje s Ferrelovou buňkou (GEOGRAPHY HOST 2022). Po interakci přibližně na 60° severní a jižní šířky se studený polární vzduch mísí s teplejším tropickým vzduchem a stoupá vzhůru, čímž vznikají sezonní či celoroční tlakové níže (např. Islandská tlaková níže, která ovlivňuje i naše území). Zastaví se opět až o tropopauzu, která je níž než na rovníku. (Hranice mezi teplým a studeným vzduchem se nazývá polární fronta. Ta je z velké části příčinou nestabilního počasí, které se v těchto zeměpisných šířkách vyskytuje.) Vzduch následně proudí ve vyšších nadmořských výškách k pólům, kde se ochlazuje, klesá a tím je polární buňka dokončena (BBC ©2024).

### Ferrelova buňka

Poslední buňka reaguje na pohyby jak v Hadleyho, tak v polární buňce. U sestupných pohybů v oblasti 30° severní a jižní šířky se vzduch zastaví o zemský povrch a odchyluje se nejen k rovníku, ale část putuje směrem k pólům (Smolka 2013). Vytvářejí se teplé jihozápadní větry na severní polokouli a severozápadní větry na jižní polokouli, které při cestě nad oceány nabírají vlhkost. Přibližně na 60° severní a jižní šířky se setkávají se studeným vzduchem, který vane z polárních oblastí. Teplejší vzduch z tropů je lehčí než hustý studený polární vzduch, a proto při setkání obou vzduchových mas stoupá. Tento vzestup (stoupání) vzduchu způsobuje nízký tlak

při povrchu a nestabilní povětrnostní podmínky, které jsou spojeny s depresemi ve středních zeměpisných šířkách (BBC ©2024). Poté nastává zpětné proudění vzduchu ve vysokých nadmořských výškách směrem k tropům, kde se spojuje s klesajícím vzduchem z Hadleyovy buňky, čímž se buňka uzavírá (Met Office ©2024).

Ferrellova buňka se tedy významně podílí na přenosu energie (především tepla) směrem k pólu (POLARPEDIA ©2024b) a pohybuje se v opačném směru než ostatní dvě buňky (Hadleyova buňka a polární buňka). Funguje spíše jako ozubené kolo (Met Office ©2024).

Navrhl ji William Ferrell v roce 1856 a jako první vysvětlil západní větry mezi 30° a 60° severní a jižní zeměpisné šířky, které jsou způsobeny třením, nikoliv teplenými rozdíly na rovníku a pólech (NOAA 2023a).

### 3.3.1.2 Faktory ovlivňující pohyb vzduchu

V následující části se budeme zabývat faktory, které na cirkulující vzduch působí a ovlivňují pohyb a směr nejenom vzduchových, ale i vodních částic.

Vítr (zjednodušeně proudící vzduch) obecně představuje pohyb vzduchových částic v libovolném směru. Jeho proudění je závislé na prostorovém rozmístění polí atmosférického tlaku a má vždy tendenci rozdílné hodnoty tlaku vyrovnávat. Proudí tedy z oblasti vyššího tlaku do oblasti nižšího tlaku. U větru rozlišujeme jeho směr a rychlost. Mezi hlavní příčiny proudění vzduchu patří síla horizontálního tlakového gradientu, Coriolisova síla a síla tření (Ruda 2014).

### **Coriolisova síla**

Země je rotující planeta a její rotace ovlivňuje klima, počasí a oceán prostřednictvím Coriolisovy síly (NATIONAL GEOGRAPHIC 2023a).

Coriolisova síla, pojmenovaná po svém objeviteli, francouzském matematikovi, strojním inženýrovi a vědci, Gaspardu Gustavovi de Coriolisovi (1792-1843), popisuje vychýlení dráhy objektů, které nejsou spojeny se zemí, jako jsou větry, bouře, hurikány, letadla atd. Tento efekt přispívá k chování mnoha rozsáhlých vzorců počasí (Shawki 2023). Coriolis se ve své práci „Rovnice relativního pohybu soustavy těles“, která ho proslavila po celém světě, zabýval přenosem energie v rotujících systémech, jako je např. vodní kolo a řešil dodatečné síly, které vznikají při rotaci kontinua. Tyto doplňkové síly rozdělil do dvou kategorií: unášivé síly a síly, které byly nakonec pojmenovány podle něj – Coriolisovy síly (Janda [2024]). Coriolis ukázal, že pokud mají být v rotující vztažné soustavě použity běžné Newtonovy pohybové zákony těles, musí být do pohybových rovnic zahrnuta setrvační síla – působící vpravo od směru pohybu tělesa při rotaci vztažné soustavy proti směru hodinových ručiček nebo vlevo při rotaci ve směru hodinových ručiček.

Klíč ke Coriolisovu efektu spočívá v rotaci Země, která probíhá ze západu na východ. Jeho síla je úměrná rychlosti rotace Země v různých zeměpisných šířkách (Briney 2020). Zatímco

úhlová rychlost je v každém bodě na Zemi stejná (všechny se otočí o 360° za 24 hodin), lineární rychlost klesá od rovníku s rostoucí zeměpisnou šířkou (tj. přibližováním k pólům) (Stansfield 2009).

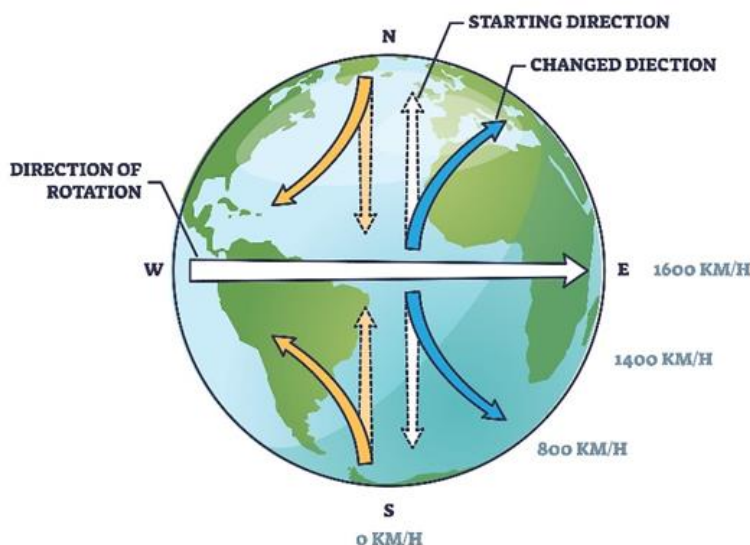
Je to dáno tím, že Země má z matematického hlediska tvar koule – její obvod je největší na rovníku (6378 km). To znamená, že body poblíž rovníkových oblastí musí cestovat na delší vzdálenosti za stejné časové období jako body poblíž pólů, tudíž se musí pohybovat rychleji (přibližně 1 600 km/h). Vědci tvrdí, že tyto body mají větší „moment hybnosti“. Z toho důvodu jsou rakety obvykle odpalovány z míst poblíž rovníku, jako je Cape Canaveral na Floridě ve Spojených státech amerických. Taková místa dávají raketám velkou počáteční rychlost, která jim pomáhá dostat se na oběžnou dráhu s co nejmenším množstvím paliva. Rychlost rotace zemského povrchu se postupně snižuje ve vyšších zeměpisných šířkách (např. 1188 km/h na 45° s. š.) (Stansfield 2009). V blízkosti pólů se Země otáčí nejpomaleji, tj. 0,00008 km/h (Obr. 9).

Jak se zvyšuje zeměpisná šířka a rychlost rotace Země klesá, zvyšuje se i Coriolisova síla (Briney 2020). Nejsilnější je tedy v blízkosti pólů, kdežto od rovníku do 5° zeměpisné šířky zcela chybí. Z toho důvodu se hurikány téměř nikdy nevyskytují v rovníkových oblastech a nikdy nepřekračují samotný rovník, protože cyklóny potřebují Coriolisovu sílu, aby mohly cirkulovat (NATIONAL GEOGRAPHIC 2023b).

Účinkem Coriolisovy síly je zdánlivé vychýlení dráhy objektu, který se pohybuje v rotujícím souřadnicovém systému. Objekt se ve skutečnosti neodchyluje od své dráhy, ale v důsledku pohybu souřadnicového systému se tak jeví (Britannica 2024b).

Dopad Coriolisova jevu je závislý nejenom na rychlosti Země a zeměpisné šířce, ale i na rychlosti objektu nebo kapaliny, která je Coriolisovým jevem vychýlena (NATIONAL GEOGRAPHIC 2023b). Čím rychleji se samotný objekt pohybuje, tím větší bude výchylka (Briney 2020). Směr vychýlení od Coriolisova jevu závisí na poloze objektu na Zemi (Briney 2020). Nejvíce se Coriolisova síla projevuje na dráze podélně se pohybujícího objektu. Objekt, který se na Zemi pohybuje po severojižní dráze nebo podélné linii, se na severní polokouli zdánlivě vychýlí doprava a na jižní polokouli doleva (Britannica 2024b).

Obr. 9: Coriolisova síla



Zdroj: Shawki 2023

Mezi nejdůležitější dopady Coriolisova efektu z hlediska geografie patří vychýlení vzdušného a oceánského proudění (Briney 2020). Místní větry ovlivňují pobřežní proudy, zatímco složité globální větrné systémy (např. pasáty) ovlivňují povrchové oceánské proudy. Jak lokální větry, tak globální větrné systémy nebo tlakové útvary jsou ovlivněny Coriolisovým efektem (Shawki 2023).

V důsledku existence Coriolisovy síly dochází také k řadě jevů. Například při stříbě na velké vzdálenosti musí střelec počítat s odchýlením **kulky** z původního směru, tudíž vychýlení od původního směru musíme brát v úvahu při výpočtech trajektorií balistických stříb, jak se ostatně přesvědčili němečtí odstřelovači za první světové války při odstřelování Paříže dělem ze vzdálenosti 120 km (Podpěra 2003).

Pozorovat můžeme také větší opotřebení pravých (na severní polokouli) nebo levých (na jižní polokouli) **kolejnic** jednosměrných tratí, protože vlak jedoucí po trati je na tuto stranu přitahován. Dalším důsledkem je podemílání pravých (na severní polokouli) nebo levých (na jižní polokouli) **břehů řek**, kdy je proudící voda k příslušnému břehu přitahována. V důsledku toho řeky v měkkém podloží vytvářejí meandry. Zjevné je to při pohledu na tvar sibiřských řek.

Často se také hovoří o vychýlení **letadel** ze svého směru. Na to má Coriolisova síla opravdu vliv, je ovšem ve srovnání s dalšími silami, které na letadlo působí (především pohyby vzduchových mas a vítr), jen nepatrný (Žaludová 2016).

Je zřejmé, že Coriolisova síla ovlivňuje mnoho aspektů dynamiky Země. Tento efekt je velmi významný pro vědy o Zemi, tj. meteorologii, fyzikální geologii, oceánografii, a dokonce i aerodynamiku (Shawki 2023).

## **Třecí síla**

Tření je způsobeno nedokonalostmi zemského povrchu, které kladou odpor pohybu větru. Tato síla určuje úhel, pod kterým vzduch proudí přes izobary a také rychlost, kterou se pohybuje. Může tedy měnit směr a rychlost větru. Dynamické tření významně snižuje rychlost větru. Nad nerovným terénem vytváří směr větru v důsledku velkého tření velké úhly s izobarami a rychlost větru se tak zpomaluje, čímž se snižuje i Coriolisova síla. Prostřednictvím turbulentního tření se toto snížení přenáší i na výše položené vrstvy atmosféry. Avšak nad hladinou 1000 m se tření neprojevuje, jen v horských oblastech je vliv terénu patrný i v těchto výškách (Hanzelín 2019). Z toho je patrné, že tření nejvíce ovlivňuje proudění vzduchu v blízkosti nerovného povrchu (nad hladkými oceánskými povrchy je ovšem tření zanedbatelné) a s přibývajícím nadmořskou výškou jeho vliv klesá. Z globálního hlediska je tak jeho síla v rámci planetární cirkulace vzduchu zanedbatelná.

Třecí síla je významná i v běžném životě. Umožňuje provádět každodenní úkony, jako je jízda auta, zvedání předmětů apod. Bez ní by vše jen „klouzalo“, nebylo by se čeho držet. Pokud by neexistovalo tření, pohybující se předmět by se nikdy nezastavil (Patil 2024a).

## **Síla horizontálního tlakového gradientu**

Změna barometrického tlaku na určité vzdálenosti vyjadřuje tzv. horizontální tlakový gradient (Patil 2024b). Může být způsoben nerovnoměrným zahříváním a ochlazováním vzduchu (Králová 2007). Síla tlakového gradientu způsobuje pohyb větru tím, že se pohybuje z oblasti vysokého tlaku do oblasti nízkého tlaku. Proto jsou vysoké rychlosti větru spojeny s velkými změnami tlaku na krátké vzdálenosti, zatímco slabší vítr je spojen s prostředím s menšími změnami tlaku na dlouhé vzdálenosti. Pokud jsou izobary blízko sebe, je tlakový gradient velký. Pokud jsou od sebe vzdáleny, je tlakový gradient slabý. Vítr vane kolmo k izobarám a sleduje směr změny tlaku (Patil 2024b). Největších hodnot dosahuje gradient ve smrštích, trombách a tornádech. S rostoucím horizontálním tlakovým gradientem roste i rychlost větru (Králová 2007).

## **Tlakové systémy**

Pokud hovoříme o tlakovém gradientu, je důležité zmínit i pojem tlakové systémy. Tlakový systém je oblast zemské atmosféry s výrazně vyšším nebo nižším tlakem než okolní vzduch. Žijeme v dolní části atmosféry a tlak vzduchu představuje hmotnost veškerého vzduchu nad námi. Vzhledem k tomu, že zemský povrch není rovnoměrně ohříván Sluncem, tlak se mění ze dne na den. Teplý vzduch stoupá vzhůru, což má za následek nízký tlak v oblastech s teplým vzduchem, známých jako nízkotlaké systémy. Vysokotlaké systémy jsou naopak místa s vysokým tlakem vzduchu.

K odstranění tlakových rozdílů a dosažení rovnováhy proudí vzduch z vysokotlakých oblastí do nízkotlakých. Prostřednictvím Coriolisovy síly se vzduch nepohybuje v přímých liniích. V

nízkotlakých systémech (**cyklóna**) se stáčí dovnitř a nahoru, ve vysokotlakých systémech (**anticyklóna**) se vítr naopak stáčí spirálovitě dolů a směrem ven (Grover ©2024).

### **Tlaková níže (cyklóna)**

Tlaková níže (cyklona, označována na mapě „N“ nebo „L“) představuje místo s nižším tlakem vzduchu než v jeho okolí, ohraničené alespoň jednou izobarou (Husa 2018). Nejnižší hodnota tlaku vzduchu se nachází ve středu cyklóny, směrem od středu tlak vzduchu roste (Ruda 2014). Cyklóna vzniká v teplejším vzduchu, kdy vzduch po zahřátí zemského povrchu začne stoupat vzhůru. Při výstupu se vzduch ochlazuje a dochází ke kondenzaci vodní páry. Počasí uvnitř tlakové níže bývá tedy často větrné a deštivé. V létě přináší tlaková níže ochlazení a déle trvající srážky, v zimě obvykle oteplení a sněhové srážky. Poté, co se stoupající teplý vzduch zbaví přebytečné vlhkosti, míří směrem k anticyklóně, ochladí se a klesá dolů (Husa 2018).

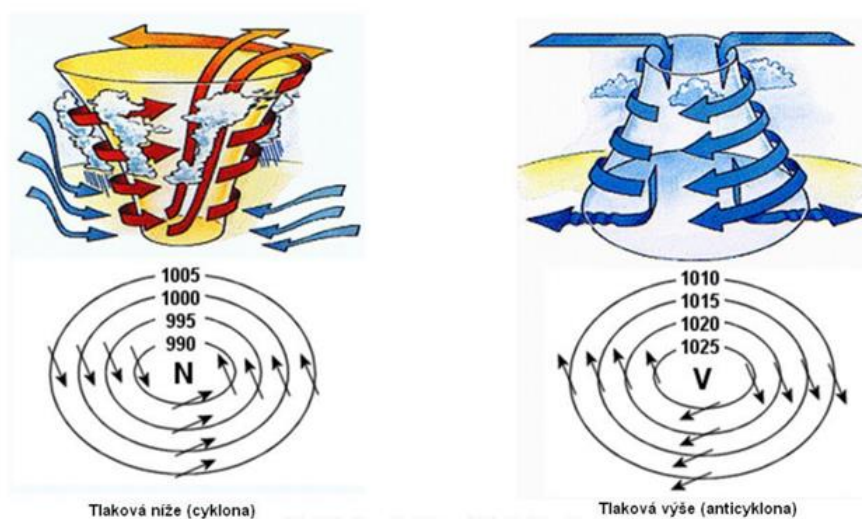
V důsledku rotace Země a Coriolisovy síly se větry systému nízkého tlaku pohybují proti směru hodinových ručiček na severní polokouli a ve směru hodinových ručiček na jižní polokouli. Jedná se o tzv. cyklonální proudění (UCAR ©2024).

### **Tlaková výše (anticyklóna)**

Tlaková výše (anticyklona, na mapách znázorněna jako „V“ nebo „H“) značí oblast vysokého tlaku vzduchu oproti jejímu okolí. Rovněž jako její protějšek je tvořena alespoň jednou uzavřenou izobarou (Husa 2018). Vzniká v chladnějším vzduchu, který klesá směrem k povrchu, a přitom se adiabaticky otepluje, čímž přináší jasné a bezoblačné počasí (Ruda 2014). V přízemní vrstvě se následně vzduch rozlévá ze středu do stran a míří zpět směrem k tlakové níži, aby se atmosférické tlaky vyrovnaly (Husa 2018). Větry vysokotlakého systému se otáčejí ve směru opačném než u systému nízkého tlaku, a to ve směru hodinových ručiček severně od rovníku a proti směru hodinových ručiček jižně od rovníku (tzv. anticyklonální proudění) (UCAR ©2024). Směr a způsob proudění cyklóny a anticyklóny si můžeme prohlédnout na Obr. 10. V létě přináší tlaková výše zpravidla stálé, slunečné počasí bez výkyvů. V zimě bývá doprovázena vyššími mrazy bez sněžení (Husa 2018).

Anticyklóny se typicky vyskytují nad oblastmi světových pouští, kde teplota během dne stoupá, protože neexistují žádné mraky, které by blokovaly přicházející krátkovlnnou sluneční energii. Vzhledem k tomu, že v noci se taktéž neobjevuje žádná oblačnost, odchozí dlouhovlnné záření není absorbováno, což má za následek chladnější teploty (Grover ©2024).

Obr. 10: Tlaková níže a tlakové výše



Zdroj: Husa 2018

## Monzuny

Na principu cyklón a anticyklón fungují tzv. monzuny. Monzuny (z arabského *mausin* – sezóna, roční doba) představují celoroční stálé proudění vzduchu sezónního charakteru. Jejich vznik je podmíněn různorodým zahříváním aktivního povrchu, a tak vytvářením termicky podmíněných tlakových oblastí.

V letním období (duben-září) se pevnina zahřívá rychleji než oceán, proto se nad ní vytváří oblast nízkého tlaku vzduchu a nad oceánem pak vysokého tlaku vzduchu. Vzduch má tendenci podle horizontálního tlakového gradientu proudit z oblasti tlakové výše do oblasti tlakové níže a proudí tak z oceánu na pevninu, na kterou přináší mírné teploty a srážky.

Zimní monzun pracuje na podobném principu s tím rozdílem, že se během zimy (říjen-březen) pevnina rychleji ochladí než oceán a vytváří se tak nad ní oblast vysokého tlaku vzduchu, kdežto nad oceánem nízkého tlaku vzduchu. Vzduch proto v zimním období proudí z pevniny na oceán a na pobřežní oblasti přináší chladnější teploty a minimum srážek. Nejvíce z toho schématu proudění získají ostrovní oblasti ne příliš vzdálené od pevniny, protože jim i zimní monzun přináší srážky, které je možné uskutečnit kdekoliv na Zemi, ke nastanou podobné podmínky. Proto nejsou monzuny výhradně doménou jižní, jihovýchodní a východní Asie, ačkoliv je zde jejich chod nejzřetelněji vyjádřen. Můžeme se tak s nimi setkat také v rovníkové a jižní Africe, severní a jižní Austrálii, západní části severní Ameriky, v jisté obměně i v Evropě a jinde (Ruda 2014).

Monzuny představují pro mnoho míst na světě životodárný zdroj vláhy. Bez každoročního takto významného přísunu srážek by nemohlo existovat indické zemědělství. Monzun však s sebou přináší rizika v podobě záplav, sesuvů půdy a velkých škod na majetku. Neblahý vliv na monzuny má také globální oteplování. Čím víc stoupá teplota oceánů, tím se snižuje rozdíl mezi

mořem a pevninou. Proudění tak zpomaluje a srážky jsou slabší. Na monzunech jsou dnes stále závislé ekonomiky mnohých zemí. V Indii pracuje v zemědělství 40 % dospělé populace a je na něj navázaná třetina průmyslu země. Pokud by se podařilo přesněji předpovídat příchod monzunu, mohla by se zvýšit úroda až o 15 %. V případech, kdy monzun přijde pozdě nebo je slabý v době setí monzunových plodin (např. rýže), ohrožuje ceny i dodávky jídla celé indické populaci. Na monzunu není závislá jen zemědělská produkce, ale také energetika. Státy jižní Asie často vyrábí elektrickou energii v hydroelektrárnách, které jsou poháněné vodou nasbíranou během monzunu. Monzun hraje důležitou roli z hlediska dodávek vody do domácností. Některá indická města musela v minulosti sáhnout i k omezení jejich dodávek, aby zásoby vydržely do dalších dešťů (Pasapusu ©2024).

### 3.3.2 Systém mořského proudění

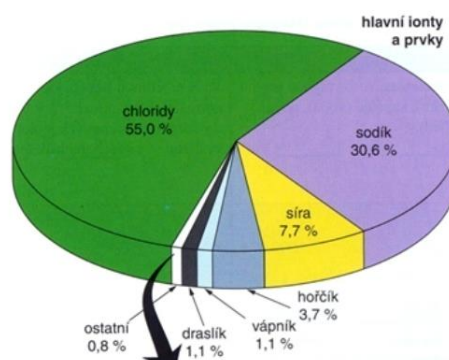
#### 3.3.2.1 Vlastnosti mořské vody

V první části kapitoly budou popsány nejvýznamnější chemické a fyzikální vlastnosti mořské vody, které značně ovlivňují samotné oceánské proudění.

#### Salinita

Jako první důležitou vlastnost mořské vody máme uvedenou salinitu. Salinita (slanost) vyjadřuje celkové množství pevných látek rozpuštěných v 1 litru vody včetně plynů, protože i ty se při nízkých teplotách přeměňují do skupenství pevného. Salinita se vyjadřuje v promilách (‰) nebo procentech, přičemž hodnota v procentech přímo určuje množství látek v gramech rozpuštěných v 1 litru vody. Průměrná salinita mořské vody je 35 ‰. Z hlavních prvků, které formují nejvíce zastoupené soli NaCl a MgSO<sub>4</sub>, jsou zastoupeny především chlorem, sodíkem, sírou a hořčíkem, jak je znázorněno na Obr. 11 (Ruda 2014).

Obr. 11: Hlavní prvky zastoupené v mořské soli



Zdroj: Ruda 2014



Salinita není plošně stálá, ale s ohledem na celou řadu procesů se mění. Nejvýrazněji hodnotu salinity ovlivňují srážky, výpar, říční přítoky, tání mořského ledu, tvorba mořského ledu a tání ledových ker (Obr. 12).

Obr. 12: Vliv jednotlivých procesů na celkovou hodnotu salinity mořské vody

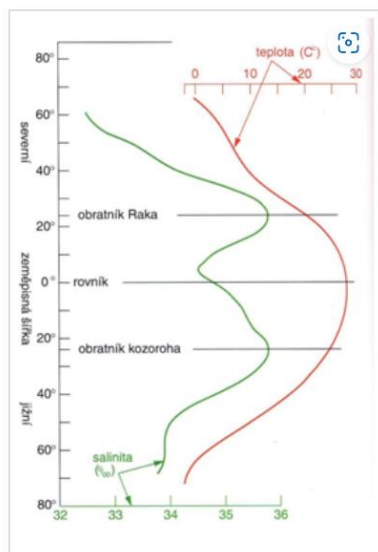
| Proces               | Jak je uskutečňován                           | Co přidává či ubírá            | Vliv na soli v mořské vodě           | Vliv na H <sub>2</sub> O v mořské vodě | Salinita klesá nebo stoupá? | Zdroj pitné vody?  |
|----------------------|---|--------------------------------|--------------------------------------|--|-----------------------------|--|
| Atmosférické srážky  | přímo do oceánu v podobě deště, sněhu či krup | přidává jen sladkou vodu       | žádný                                | více H <sub>2</sub> O                  | klesá                       | -  |
| Říční přítoky        | řeky přivádějí do oceánu vodu                 | přidává z většiny sladkou vodu | zanedbatelné přidávání soli          | více H <sub>2</sub> O                  | klesá                       | -  |
| Tání ledových ker    | odlamováním od ledovce se uvolňují do moře    | přidává jen sladkou vodu       | žádný                                | více H <sub>2</sub> O                  | klesá                       | ano, antarktické ledové kry bývají loděmi vlečeny k břehům Jižní Ameriky                 |
| Tání mořského ledu   | mořský led taje v oceánu                      | z většiny přidává sladkou vodu | přidává malé množství soli           | více H <sub>2</sub> O                  | klesá                       | ano, po roztátí je starší mořský led použitelný k pití                                   |
| Tvorba mořského ledu | v chladných oblastech mořská voda zamrzá      | ubírá hlavně sladkou vodu      | 30 % soli mořské vody v ledu zůstává | méně H <sub>2</sub> O                  | stoupá                      | ano, několikrát opakovaným procesem mražení a následného roztátí se dá získat pitná voda |
| Evaporace (výpar)    | v horkých klimatech se voda vypařuje          | ubírá jen čistou vodu          | žádný (soli zůstávají v moři)        | méně H <sub>2</sub> O                  | stoupá                      | ano, evaporaci a následnou kondenzaci  |

Zdroj: Ruda 2014

Na povrchu oceánu je salinita především výsledkem odpařování, což způsobuje zvyšování salinity, a zředování, tím dochází ke snižování salinity dešťovými srážkami a přítokem říční vody. Zjednodušené zonální rozložení salinity naruší lokální vlivy, jako je absence světových veletoků, poloha moře, rozloha oceánu či klimatický vliv pevniny. Nejvyšší hodnoty salinity tak byly naměřeny v Rudém moři (42 ‰) a naopak nejnižší v Baltském moři (4-6 ‰).

Ačkoliv jsou nejvyšší průměrné roční hodnoty teploty vzduchu naměřeny v rovníkových oblastech, a očekával by se zde vysoký výpar, největší hodnoty salinity se však vyskytují v okolí obratníků. Je to způsobeno vysokými ročními srážkovými úhrny a množstvím přitékající říční vody v rovníkových oblastech a minimálními srážkami s minimem ústíích vodních toků v oblasti obratníků. Směrem k polárním oblastem se v důsledku nižšího výparu hodnota salinity dále zmenšuje, zde však dochází v důsledku tání a tvorby mořského ledu ke kolísání hodnota salinity. Zajímavé je také posunutí části křivky s nejnižší hodnotou salinity na sever od rovníku (Obr. 13), což je způsobeno ústím největších světových veletoků právě v těchto oblastech.

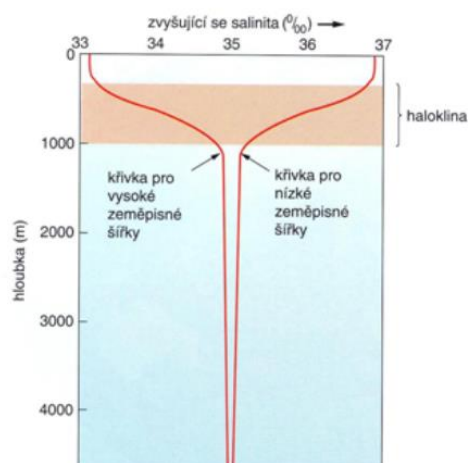
Obr. 13: Porovnání hodnot průměrné roční teploty a salinity



Zdroj: Ruda 2014

Výše popsané změny platí v povrchové vrstvě moří a oceánů, se vzrůstající hloubkou se hodnoty salinity také mění. Porovnáme-li nejnižší (salinita je vyšší a s hloubkou klesá) a nejvyšší (salinita je nižší a s hloubkou se zvyšuje) zeměpisné šířky, zjistíme, že prvních cca 400 m se hodnota salinity téměř nemění. Následně dochází ke změně, která se ustálí v hloubce cca 1 000 m, odkud se mění již jen nepatrně (Obr. 14). To je výsledek toho, že všechny procesy ovlivňující salinitu probíhají pouze na povrchu oceánu a nikoli v hloubce. Rozmezí rychlé změny salinity v hloubce 400-1 000 m se nazývá **haloklina** (Ruda 2014).

Obr. 14: Změna salinity s hloubkou



Zdroj: Ruda 2014

Jak uvádí Sivapriya et al. (2022), rostliny nebo živočichové jsou často citliví na změny salinity a úroveň salinity ovlivňuje místní druhové složení. Existují různá rostlinná a živočišná společenstva vázaná na vody s různou salinitou. Slanost vyvolaná pH nebo zásaditost vody ovlivňuje morfologii, rozmnožování a přežívání organismů. Sladkovodní společenstvo by se lišilo od brakického společenstva, které by se zase lišilo od mořských společenstev. Se změnou salinity může populace některých druhů klesat nebo vymizet, zatímco jiným druhům se začne dařit. Časté změny salinity však mohou být pro organismy drsné a mohou vést k tomu, že se žádnému druhu nebude dařit dobře. Zajímavé je, že predátoři a paraziti jsou často méně tolerantní vůči změnám salinity než jejich kořist a hostitelé. Organismus, který se přizpůsobí proměnlivosti salinity, tak uniká predátorským společenstvům a může tak snížit počet biologických nepřátel.

### Teplota mořské vody

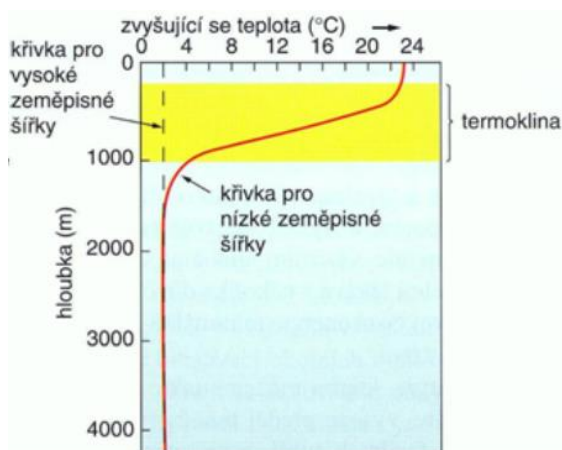
Další významnou vlastností mořské vody je její teplota. Hlavními příčinami změny teploty mořské vody a vzniku vertikálních teplotních gradientů je pohlcování slunečního záření, konvektivní přenos tepla pod hladinou a kondenzace vodní páry na hladině. Přínos energie určující ohřívání mořského povrchu se uskutečňuje hlavně pohlcováním přímého a rozptýleného slunečního záření (radiace), konvektivním přenosem tepla z atmosféry a kondenzací vodní páry na hladině.

Ochlazování mořské vody na povrchu nastává vyzařováním z hladiny, konvektivním přenosem tepla do atmosféry a výparem. Sluneční záření je pohlcováno z největší části do jednoho metru vody. V krajinné sféře se projevuje světový oceán jako obrovská zásobárna tepla i jako regulátor teploty ovzduší na celé Zemi, protože přijímá více sluneční energie než přilehlé pevniny.

Přenos tepla v oceánech probíhá ve směru horizontálním i vertikálním. V zásadě se přenáší teplo z nižších zeměpisných šířek, kde je ho přebytek, do oblastí vyšších zeměpisných šířek, kde je deficit tepla. Na tepelné výměně se podílejí mořské proudy. Přenos tepla se ve vertikálním směru realizuje konvekčním prouděním a turbulencí.

Změna teploty mořské vody s hloubkou je nejvýraznější v tropickém pásu a směrem k polárním oblastem se rozdíly zmenšují. V okolí rovníku se teplota povrchové vody pohybuje kolem 26-27 °C a po zhruba 100-300 m nastává do hloubky 1 000 m rychlý pokles teploty až na 4 °C, při dně hlubokomořských pánví je teplota pouze 2-3 °C. Tato skočná vrstva se označuje jako **termoklina**. Mocnosti svrchní teplé vrstvy směrem k pólům ubývá (Obr. 15). Teplota hlubinných vod okrajových a vnitřních moří je závislá na geografické pozici moří či jejich částí a na míře jejich spojení s oceánem. Vnitřní moře, oddělená od oceánu vysokým prahem, mají vlastní teplotní režim hlubinných vod ovlivňovaný nejen klimatickými poměry, ale i prouděním jako výsledku celkové vodní bilance a tvaru reliéfu dna (Ruda 2014).

Obr. 15: Pokles teploty mořské vody s hloubkou



Zdroj: Ruda 2014

### Hustota mořské vody

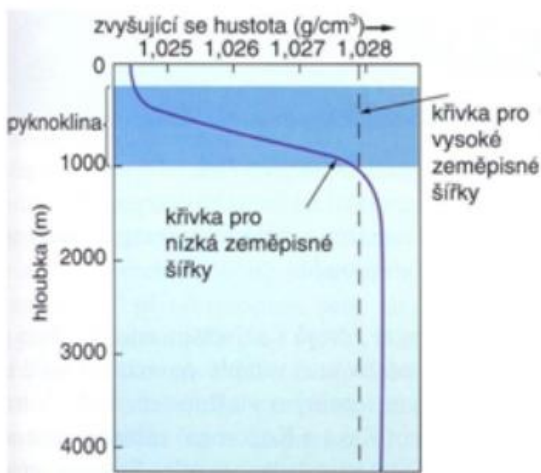
Poslední zmíněná vlastnost mořské vody je reprezentována její hustotou. Mořská voda má při salinitě 35 ‰ a teplotě 0 °C hustotu 1,028 g/cm<sup>-3</sup> (hmotnost 1 m<sup>3</sup> asi 1028 kg) a při teplotě 20 °C hustotu 1,024 g/cm<sup>-3</sup>. Hustota vody, a tedy i její hmotnost závisí na:

- teplotě: s rostoucí teplotou vody její hustota klesá,
- salinitě: s rostoucí salinitou hustota roste,
- tlaku: se zvyšujícím tlakem hustota roste.

Maximální hustoty dosahuje při 4 °C a s dalším poklesem teploty k 0 °C se mírně zmenšuje. Změny hustoty povrchové vrstvy vody vyvolávají již zmíněné konvekční proudění, klesání studených polárních vod a jejich pomalý pohyb k rovníku (hlubinné proudění). Vliv tlaku je téměř zanedbatelný, protože se projevuje až ve větších hloubkách.

Obr. 16 poukazuje na závislost hustoty mořské vody na hloubce. Z křivky pro nízké zeměpisné šířky je patrná nízká hodnota hustoty v povrchové vrstvě. Protože je povrchová vrstva dobře promíchána, je její nárůst pomalý až do hloubky 300 m, odkud dochází k jejímu rychlému nárůstu až do hloubky 1 000 m. Mluvíme o tzv. **pyknoklině**. Od její spodní hranice se hustota mění jen nepatrně. Z křivky pro vysoké zeměpisné šířky vyplývá jen minimální změna hustoty s rostoucí hloubkou. Příčinou je celoroční nízká teplota povrchové vrstvy, která hustotu mořské vody udržuje na poměrně vysokých hodnotách. Její větší ochlazování pak způsobuje nárůst hustoty a pokles vody do větších hloubek, čímž vzniká základ pro hlubokomořské (termohalinní) proudění. V mořských úžinách, kde je rozdílná salinita sousedních moří, a tedy i hustota vody, se vyskytuje trvalé intenzivní proudění, při němž slanější vody tečou jako spodní proud do moře méně slaného a méně slané vody jako svrchní proud opačným proudem.

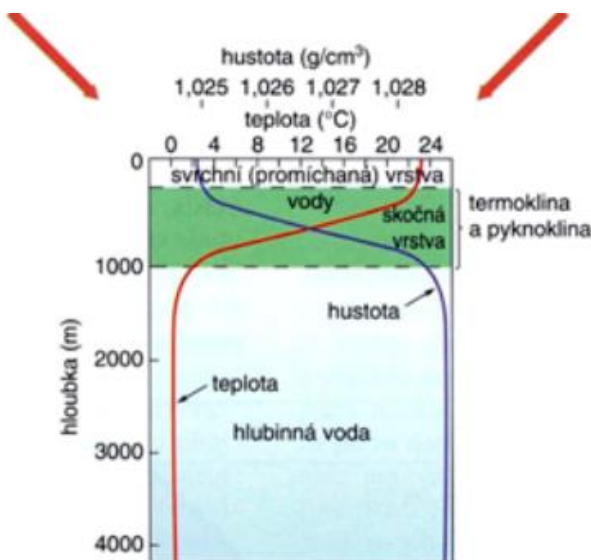
Obr. 16: Závislost hustoty mořské vody na hloubce



Zdroj: Ruda 2014

Největší vliv na hustotu mořské vody má její teplota. Na Obr. 17 si můžeme všimnout, že průběhy křivek závislosti těchto veličin jsou téměř stejné. Jediný rozdíl, dokumentující jejich nepřímo úměrný vztah, je, že jsou zrcadlově obrácené. Pyknoklina zabraňuje intenzivnímu promíchávání vodních mas o rozdílné hustotě. Lze tedy říci, že odděluje povrchové vrstvy oceánu od spodních vrstev. Pyknoklina, haloklina i termoklina se vyskytují ve stejných hloubkách, a protože hustota mořské vody je převážně ovlivňována její teplotou a salinitou, je pyknoklina průnikem halokliny a termokliny. Této průnikové vrstvě se říká skočná vrstva, nad ní se nachází dobře promíchávaná svrchní vrstva vody a od spodní hranice skočné vrstvy až k oceánskému dnu se rozkládá hlubinná voda s nižší teplotou a vyšší hustotou (Ruda 2014).

Obr. 17: Opačná závislost teploty a hustoty na hloubce



Zdroj: Ruda 2014

### 3.3.2.2 Oceánské proudění

Druhá část kapitoly bude zaměřena na vznik, rozdělení a popis oceánských proudů, které úzce souvisejí s El Niño – jižní oscilací (ENSO).

Mořská voda se může pohybovat různými směry, odlišnou rychlostí, silou a z různých příčin. Uskutečňuje-li se pohyb vodních částic v uzavřených drahách, mluvíme o vlnění. Mezi pohyby ve vertikálním a horizontálním směru dále náleží mořské proudění, mořské proudy a mořské dmutí. Mezi jednotlivými druhy pohybů oceánské vody nejsou příliš ostré hranice, protože samotné vlnění u pobřeží může dát vzniknout příbřežním proudům. Mezi stěžejní příčiny pohybu oceánských vod náleží astronomické a atmosférické vlivy, geodynamické vlnění je způsobeno zase sopečnou a zemětřesnou činností. V souhrnu pak lze identifikovat následující příčiny:

- přitažlivá síla Měsíce a Slunce (mořské dmutí),
- všeobecná cirkulace atmosféry (povrchové proudy),
- nerovnoměrné ohřívání vody v různých zeměpisných šířkách, rozdílná salinita (hlubinné proudění),
- gradienty atmosférického tlaku (vlnění),
- vliv podmořského zemětřesení (tsunami),
- sopečná činnost (tsunami) (Ruda 2014).

### Oceánské proudy

Voda v oceánu se neustále pohybuje, a to nejen v podobě vln, přílivu a odlivu. Z výše uvedených příkladů pohybu mořské vody nejvíce ovlivňují klimatické podmínky a jevy s nimi spojené (v našem případě ENSO) oceánské proudy. Oceánské proudy tečou jako obrovské řeky, které se valí po předvídatelných trasách. Některé proudí na hladině; jiné hluboko ve vodě. Některé se pohybují na krátké vzdálenosti; jiné protínají celé oceánské pánve, a dokonce obtékají zeměkouli (NATIONAL GEOGRAPHIC 2023c).

### Příčiny vzniku mořských proudů

Existence oceánské (mořské) proudění ovlivňuje nejen některé chemické (salinitu), ale i fyzikální vlastnosti vody (teplotu), vlastnosti ovzduší nad hladinou i nad pobřežními částmi pevnin. Mají význam i pro plavbu, pro přenos sedimentů i odpadních produktů. Mořské proudy nejsou stabilní homogenní toky, ale spíše dílčí, různou rychlostí se pohybující jazyky proudů, mezi nimiž mohou být i protiproudové a víry. Trasy velkých proudů se mohou měnit nejen v průběhu sezóny, ale i v průběhu dne, ba i několika minut. Za nejčastější příčinu existence mořských proudů bývají považovány:

- vzdušné proudění v přízemních vrstvách atmosféry souvisí se všeobecnou cirkulací vzduchu na Zemi (působením pravidelných a stálých větrů vznikají nucené proudy zvané driftové),

- odlišná teplota a salinita částí oceánských mas vody,
- celková bilance oběhu vody nad oceány a moři jako výsledek vzájemné výměny vody mezi oceány a pevninou i mezi oceány a jejich částmi,
- setrvačnost driftočných proudů (volné proudy),
- vyrovnávání úbytku vody přítokem ze sousední oblasti (vyrovnávací čili kompenzační protiproud),
- vlnění a slapové jevy, vyvolávající periodické proudy při pobřeží nebo mezi řetězy ostrovů (Ruda 2014).

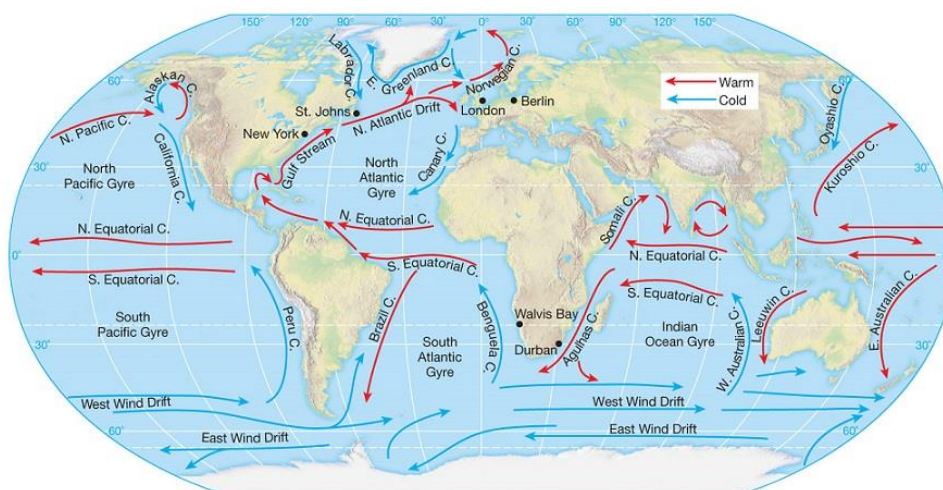
### Dělení mořských proudů

Nyní se zaměříme na samotné dělení mořských proudů. Jednu skupinu tvoří **povrchové proudy** (hnané větrem rychlostí několika km za hodinu) a druhou skupinu **hlubinné proudy** (tekoucí rychlostí jen několika kilometrů za rok a způsobené tím, že se voda z teplého proudu vypařuje, čímž se zvyšuje její hustota, a tato voda pak klesá z povrchu dolů) (Kekule a Klüber 2005).

### Povrchové proudění

Povrchová voda oceánů, poháněná globálními větrnými systémy, cirkuluje v obrovských proudech, které zpravidla odvádějí teplejší vodu směrem k pólům (**teplé proudy**) a chladnější vodu směrem k rovníku (**studené proudy**). Přehled povrchových mořských proudů je znázorněn na Obr. 18. Extrémně velké množství energie je uloženo v horních 100 m světových oceánů. Povrchové oceánské proudy tuto energii přerozdělují z jedné části oceánu do druhé a přenášejí ji z oblastí s přebytkem energie do oblastí s jejím nedostatkem (Geography ©2024a). Jak teplé, tak studené proudy výrazně ovlivňují místní i globální klima (NOAA 2011).

Obr. 18: Přehled povrchových mořských proudů na Zemi



Zdroj: Offshore Engineering ©2024

Pro nás na severní polokouli je nejznámější **Golfský proud** (anglicky Gulf Stream). Ten přichází z tropických oblastí v Mexickém zálivu, kde přenáší asi 150krát více vody než řeka Amazonka. Proud dále pokračuje při východním pobřeží Severní Ameriky, a pak se vlivem Coriolisovy síly a převládajícího směru větrů stáčí doprava a napříč Atlantským oceánem dosahuje k západním břehům Evropy. Díky svému teplu tak ohřívá celou severoatlantickou oblast a hlavně Evropu. Teploty jsou tady o 5 až 10 °C vyšší, než kdyby Golfský proud neexistoval (Kutílek 2008). Dalším příkladem jsou Havajské ostrovy, kde je vlivem Kalifornského proudu chladnější (subtropické) klima než v tropických zeměpisných šířkách, v nichž se nacházejí (PODAAC©2024).

Povrchové proudy můžeme rozdělit na rovníkové, západní okrajové a východní okrajové. **Rovníkové proudy** jsou výsledkem pasátového proudění, které směrem na západ podél rovníku uvádějí do pohybu vodní masu, jež se při dosažení okraje kontinentů odklání pod vlivem Coriolisovy síly jako **západní okrajové proudy** (Golfský proud, Brazilský proud). Do vyšších zeměpisných šířek přinášejí teplejší vodu. V mírných šířkách usměrňují mořské proudy západní větry směrem na východ (Severoatlantský proud, Západní příhon). Ty se při dosažení okraje kontinentů stácejí k rovníku a vznikají tak **východní okrajové proudy** (Kanárský proud, Benguelský proud), které do nižších zeměpisných šířek přinášejí chladnou vodu. Společně vytvářejí rovníkové, západní okrajové a východní okrajové proudy uzavřený systém proudění nazvaný **proudový koloběh**. Jeho příkladem může být pět **subtropických koloběhů**: severoatlantský, jihoatlantský, severní tichomořský, jižní tichomořský a koloběh Indického oceánu. Vlivem Coriolisovy síly se na severní polokouli pohybují ve směru hodinových ručiček a na jižní polokouli proti směru. Směrem k rovníku je pohánějí pasáty a směrem od rovníku pak převládající západní větry. Nad mírnými zeměpisnými šířkami jsou obdobným způsobem východními větry uzavírány **polární koloběhy**.

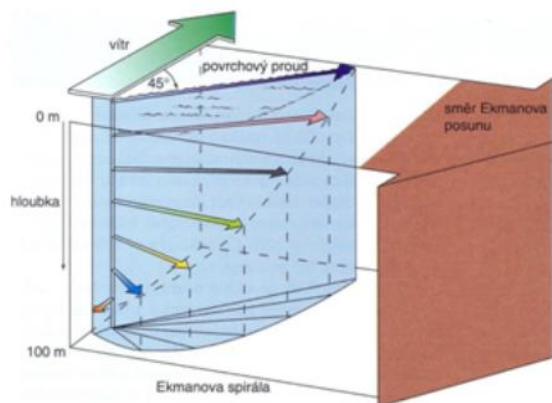


Společným znakem Tichého, Atlantského a jižní poloviny Indického oceánu jsou anticyklonální koloběhy v tropickém a subtropických šířkách a cyklonálními koloběhy v severních mírných a jižních částech vysokých zeměpisných šířek. V severní polovině Indického oceánu je však subtropický koloběh narušen jak přítomností asijské pevniny, tak monzunovým prouděním vzduchu, které má sezónní charakter. Ve vysokých zeměpisných šířkách, kde je rozložení pevnin a oceánů na severní polokouli odlišné od jejich rozložení na jižní polokouli, je systém proudů rozdílný (Ruda 2014).

### Směr mořských proudů

Směr proudů je ovlivněn nejen rozložením pevnin, ale i tvarem pobřeží, reliéfem mořského dna, ale také rotací Země. Švédský fyzik Vagn Walfrid Ekman odvodil model uchycování mořských proudů, tzv. **Ekmanovu spirálu**. Jejím základem je popis rychlosti a směru toku povrchových proudů v různých hloubkách. Vlivem Coriolisovy síly se povrchová vrstva vody na severní polokouli pohybuje ve směru o 45° odkloněném doprava od směru vanoucího větru, na jižní polokouli pak doleva. Ekmanova spirála pak předpokládá, že s rostoucí hloubkou klesá rychlost proudění, ale stáčení doprava (na severní polokouli) stále pokračuje tak, že v hloubce okolo 100 m může voda proudit o 180° opačným směrem (Obr. 19). Jako Ekmanův posun pak označujeme převládající pohyb sloupce vody, který je na severní polokouli za ideálního stavu odkloněn o 90° doprava od převládajícího proudění větru. Reálně ovšem těchto mezních hodnot nedosahuje.

Obr. 19: Ekmanova spirála



Zdroj: Ruda 2014

V důsledku Ekmanova posunu se na severní polokouli udržuje v subtropickém koloběhu tok vody směrem doprava, což doslova způsobuje hromadění vody uvnitř koloběhu. Za ideálních okolností by Coriolisova síla nedovolila gravitaci, aby voda stékala přirozeně dolů a držela by ji obíhat v uzavřených drahách. Jednalo by se o **geostrofické proudění**. Tření mezi molekulami vody ovšem nutí vodu stékat šikmo z kopce dolů. Centrum koloběhu není umístěno v jeho

středu, ale posunuto více na západ (dokonce i na jižní polokouli – proudění je zde opačné a Coriolisova síla stáčí doleva). Protože vliv Coriolisovy síly roste se zeměpisnou šířkou, stáčí se tyto části koloběhu k rovníku rychleji než západně směřující rovníkové vody. **To způsobuje, že je proudění z vyšších zeměpisných šířek širší, pomalejší a mělčejší.** Ve výsledku je proudění v západních částech koloběhu rychlejší než ve východních. Popsaný jev pak označujeme jako **západní zesílení** (Ruda 2014).

### **Hlubinné proudění**

Rozdíly v hustotě vody, které vyplývají z proměnlivosti teploty vody (termo) a její salinity (halin), způsobují také oceánské proudy. Tento proces se nazývá **termohalinní cirkulace** (NOAA 2011). V chladných oblastech, jmenovitě v severním Atlantském oceánu mezi Skandinávií a Grónskem a v oblasti Antarktidy (Houghton 1998), ztrácí oceánská voda teplo do atmosféry a stává se studenou a hustou (NOAA 2011).

Když mořská voda zmrzne, je v ledu obsažena jen „čistá“ voda a původní sůl přispěje ke zvýšení koncentrace solí v okolní mořské vodě, díky čemuž její hustota vzroste (Kutílek 2008). Hustá, studená a slaná voda klesá ke dnu oceánu a přispívá tak k hlubinnému proudění ve všech oceánech (Houghton 1998). Povrchová voda přitéká, aby nahradila klesající vodu, která se zase stává dostatečně studenou a slanou, aby se potopila. Tím se „spustí“ globální dopravní pás, propojený systémem hlubinných a povrchových proudů, které cirkulují po celé zeměkouli v časovém rozpětí 1000 let. Tento globální soubor oceánských proudů je důležitou součástí klimatického systému Země a také koloběhu živin a oxidu uhličitého (CO<sub>2</sub>) v oceánech (NOAA 2011).

Existuje důležitá vazba mezi **hlubinným oceánským prouděním a hydrologickým cyklem**. Předpokládejme například, že v severní části Atlantiku dlouhodobě dochází k vypadávání velkých množství srážek. Mořská voda u povrchu se stane méně slanou, a tedy méně hustou. Nebude proto klesat tak rychle a tvorba hlubinné vody se zbrzdí. Takový sled událostí byl skutečně simulován klimatickým modelem Geophysics Fluid Dynamics Research Laboratory v Princetonu v USA. S nárůstem koncentrací oxidu uhličitého v modelové atmosféře narůstalo množství srážek nad severním Atlantikem. Při dvojnásobném množství CO<sub>2</sub> se rychlost tvorby hlubinné vody zmenšila o 30 %. Se čtyřnásobkem CO<sub>2</sub> se hlubinná voda přestala vytvářet, a tak došlo k velikým změnám klimatu v celé oblasti (Houghton 1998).

## Pásová cirkulace

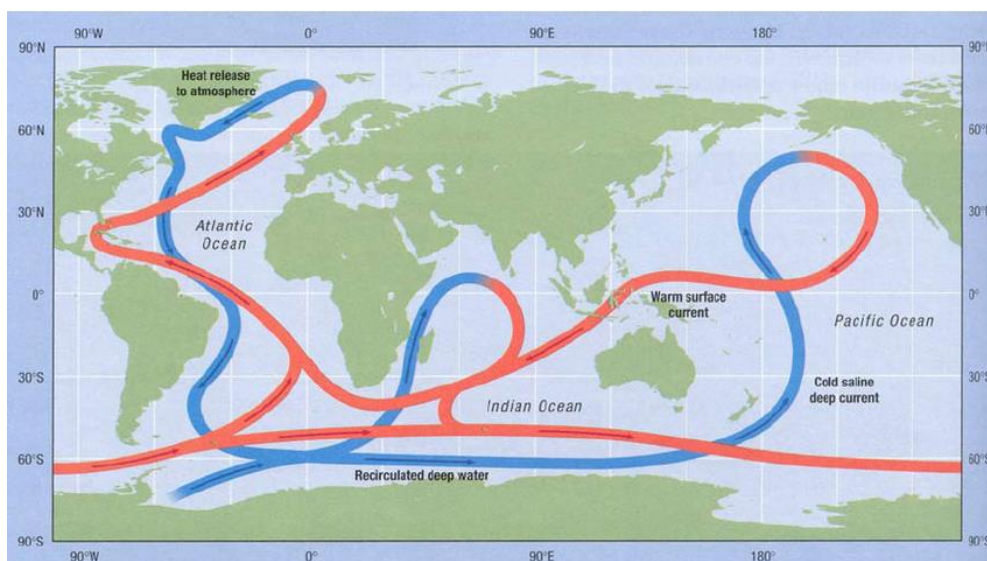
Jak už bylo výše zmíněno, spojíme-li převládající povrchové a hlubinné proudění, dostaneme výsledný cirkulační model podobný dopravníkovému pásu, nazývaný **pásová cirkulace** (Ruda 2014).

Vše začíná tzv. **Atlantickou meridionální cirkulací (AMOC)**. Jedná se o systém proudů, který přenáší teplou mělkou vodu na sever a vrací studenou hlubokou vodu na jih. Výměna teplé vody se studenou, která vede k největšímu přenosu tepla všemi oceány, má své maximum v blízkosti 30° s. š. v subtropickém severním Atlantiku. Přenos tepla oceánem je klíčovým prvkem redistribuce tepla klimatickým systémem. Severně od 30° s. š. uvolňuje oceán své teplo do atmosféry. Právě toto uvolňování tepla oceánem a jeho předávání směrem k pevnině převládajícími větry má zásadní význam pro udržení relativně mírného klimatu Britských a Irských ostrovů a severozápadní Evropy ve srovnání s podobnými mořskými oblastmi, jako je západní pobřeží Severní Ameriky. Například v Dublinu, který se nachází v podobné zeměpisné šířce a vzdálenosti od oceánu, je v zimě o více než 4 °C tepleji než v Seattlu.

Americký vědec Matthew F. Maury (1855) zpopularizoval myšlenku, že za mírné klima ve Spojeném království na britských a irských ostrovech je zodpovědný Golský proud. Tento proud (nebo někdy jeho rozšíření „Severoatlantický proud/drift“) je sice hlavním „kanálem“ teplé, mělké, horní větve AMOC, ale bez studeného, hlubokého návratu by se množství tepla přenášeného oceánem značně snížilo (McCarthy et al. 2017).

Poté, co oceán předá své teplo do atmosféry, ochladí se. Následkem takového ochlazování mořské vody dojde k jejímu poklesu, čímž vzniká spodní část pásové cirkulace. Hlubinná voda se následně pohybuje při západním okraji Atlantského oceánu na jižní polokouli, kde se spojuje s antarktickou spodní vodou obíhající kolem Antarktidy (Ruda 2014). (Jižní oceán je pro pásovou cirkulaci klíčovou oblastí, protože přijímá vodu z Atlantského oceánu, rozděljuje ji mezi světové oceány a vrací ji zpět do Atlantiku.) (Speich et al. 2001). Tento mix hlubinných vod dále pokračuje do Indického a Tichého oceánu, kde opět vystoupají k povrchu a jako teplý mělký proud se západním směrem vrací zpátky do severního Atlantského oceánu (Ruda 2014). Celý průběh pásové cirkulace je zobrazen na Obr. 20.

Obr. 20: Pásová cirkulace oceánských proudů



Zdroj: ResearchGate ©2024

Někteří vědci se domnívají, že globální oteplování by mohlo tento systém oceánských proudů zastavit, protože by se do subpolárního severního Atlantiku dostala sladká voda z tajících ledových příkrovů a ledovců. Vzhledem k tomu, že sladká voda má menší hustotu než voda slaná, snížil by významný příliv sladké vody hustotu povrchových vod, a tím by zabránil klesajícímu pohybu, který pohání termohalinní cirkulaci ve velkém měřítku. Spekuluje se také o tom, že v důsledku rozsáhlého oteplování povrchu by takové změny mohly vyvolat dokonce chladnější podmínky v oblastech obklopujících severní Atlantik. Experimenty s moderními klimatickými modely naznačují, že taková událost by byla nepravděpodobná. Místo toho by mohlo dojít k mírnému oslabení termohalinní cirkulace, které by vedlo ke zmírnění povrchového oteplování – spíše než ke skutečnému ochlazení – ve vyšších zeměpisných šířkách severního Atlantiku (Britannica 2024c).

Mořské proudy se ovšem dají dělit i jiným způsobem. Mísení různých vod v moři je buď horizontální – v tomto případě je zprostředkovávají hlavně různé systémy oceánického proudění (jak jsme si nyní popsali), anebo vertikální – v tomto případě používáme buď anglického výrazu **upwelling**, nebo jej česky opisujeme jako výstupné či vzestupné proudění (Cílek 1995).

Upwelling je proces, při kterém proudy přivádějí hlubokou, studenou vodu na povrch oceánu. Je výsledkem působení větrů a rotace Země. Země se otáčí kolem své osy ze západu na východ. Kvůli této rotaci mají větry tendenci se stáčet doprava na severní polokouli a doleva na jižní polokouli prostřednictvím Coriolisova efektu, který je z velké části zodpovědný za vzestupné proudění nejen **v pobřežních oblastech**, ale také **v otevřeném oceánu** poblíž rovníku. Pasáty na rovníku tlačí povrchovou vodu jak na sever, tak na jih. **Dochází k tzv. divergenci mořských proudů, kdy na místo povrchových proudů** vystupuje hluboká chladná, ale na živiny bohatá

voda. Jedná se především o dusičnany, fosfáty a kyselina křemičitou, které vznikají nejčastěji rozkladem odumřelé rozkládající se organické hmoty (Misachi 2018).

Tyto živiny „zúrodňují“ povrchové vody, což znamená, že mají často vysokou biologickou produktivitu. Proto se obvykle nacházejí dobrá loviště tam, kde jsou vzestupné proudy přítomny (NOAA 2023c). Upwelling tak vytváří jedny z nejúrodnějších ekosystémů na světě (NATIONAL GEOGRAPHIC ©2024).

V některých regionech je proces upwellingu sezónní (Misachi 2018). Jako příklad můžeme uvést město San Francisco v Kalifornii, které je známé svými chladnými, mlhavými léty, způsobenými právě sezónním vzestupem v této oblasti (NATIONAL GEOGRAPHIC ©2024).

Zatímco oblasti vzestupných proudů jsou důležité pro mořskou produktivitu, je známo, že tento proces snižuje šance na přežití některých mořských druhů. Příkladem jsou larvy bezobratlých nebo vejce, která jsou proudy unášena na různá místa z chovných oblastí, což narušuje proces chovu. Navíc rostoucí oblasti přitahují více komerčních rybářů, kteří mohou vyčerpat a výrazně omezit mořský život v regionu. Nadměrný rybolov v oblasti vzestupných proudů může vést k vyčerpání jednoho nebo více druhů mořských živočichů, což by mohlo způsobit zhroucení ekosystému (Misachi 2018).

Proces vzestupných proudů může ovšem narušit El Niño. Během jevu El Niño se klima Tichého oceánu dramaticky změní. Přechodová zóna mezi teplou povrchovou vodou a studenou hlubokou vodou se prohlubuje a pasáty jsou zeslabené. Kombinace slabých větrů a hlubších přechodových zón vody omezuje vzestupné proudy, což vede ke snížení vod bohatých na živiny, a následně k nižší populaci ryb v dané oblasti (NATIONAL GEOGRAPHIC ©2024).

Bez vzestupného proudění by došlo, jak je tomu do určité míry u Černého moře, ke stratifikaci, tj. k vrstevnatému uspořádání, oceánických vod. Většina reakcí by se odehrávala pouze nad termoklinou, protože pod ní by byl rychle spotřebován kyslík a vzniklo by zde chudé anoxické prostředí. Zároveň by se omezily rozvod a výměna tepla celého globálního systému. Vzestupné proudění je jedním ze základních předpokladů správné funkce oceánu (Cílek 1995).

Opakem divergentního proudění je konvergence, kdy se mořské proudy stýkají v jednom uzlovém bodě. V tomto případě se Golský, Labradorský a Východní grónský mořský proud konvergují, voda se zde hromadí a začíná klesat. Vznikají tak sestupné proudy tzv. **downwelling**. Protože zde nejsou vynášeny z hlubin živiny, nejsou v těchto místech bohatá loviště ryb. V případě, že podél západního pobřeží jižní polokoule vane severní vítr, je povrchová mořská voda hnána Ekmanovým posunem směrem doprava, tedy k pobřeží. Zde se hromadí a klesá ke dnu jako sestupný proud (Ruda 2014).

## System povrchových mořských proudů

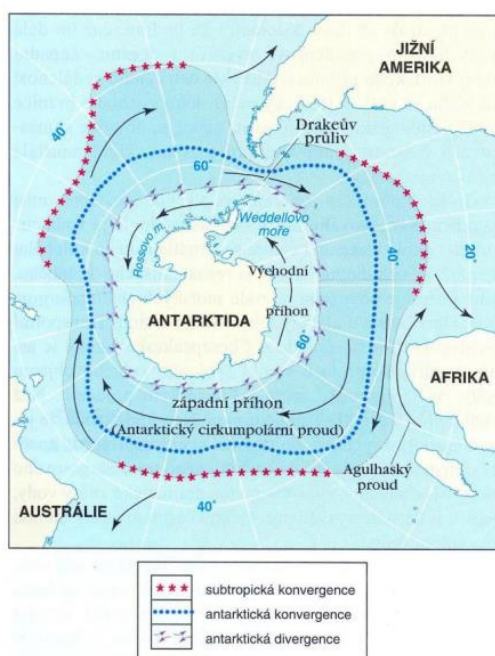
V následující části budou popsány cirkulační systémy Jižního ledového oceánu a Tichého oceánu, které se spolu s atmosférou významně podílejí na vyrovnání teplotních rozdílů, rozvádění energie slunečního záření a přenosu živin v oblastech, jež úzce souvisejí s problematikou daného tématu diplomové práce.

### Cirkulace v Jižním oceánu (antarktická cirkulace)

Antarktida je obklopena Jižním oceánem, neporušenou vodní plochou s proudem, který izoluje pobřežní oceán Antarktidy a poskytuje nezbytné chemické živiny pro antarktický ekosystém (WHOI ©2024).

Antarktická cirkulace zahrnuje pohyb vodních mas v jižní části Atlantského, Tichého a Indického oceánu, kde se chladnější vody Jižního ledového oceánu noří pod teplejší vody ostatních oceánů (antarktická konvergence). Zahrnuje dva dominantní proudy – Východní příhon a Západní příhon, mezi nimiž dochází vlivem odklonu povrchových proudů k antarktické divergenci, kde vystupují hlubinné proudy a kde se během léta objevuje pestrý mořský život (Obr. 21).

Obr. 21: Antarktická cirkulace



Zdroj: Ruda 2014

**Východní příhon** reprezentuje povrchový proud poháněný východními větry. Vlivem Coriolisovy síly je odkloněný ke kontinentu a nejsilnější projev má ve Weddellově a Rossově moři (Ruda 2014).

Součástí Jižního oceánu je i **Západní příhon** (Antarktický cirkumpolární proud – ACC), největší větrem poháněný proud na Zemi a zároveň jediný proud, který obtéká celou naši planetu a spojuje Atlantský, Tichý a Indický oceán. Tento masivní proud působí jako bariéra oddělující Jižní oceán od severnějších oceánů. Rozprostírá se od mořské hladiny do hloubky 4 000 m a může být více než 193 km široký. Jedná se o velmi studený proud s teplotami v rozmezí od -1 do 5 °C v závislosti na ročním období a s rychlostí až 3,7 km/h (WHOI ©2024). V Tab. 1 je Západní příhon porovnán s ostatními významnými oceánskými proudy. Je poháněn silnými západními větry podél 50° rovnoběžky s výkyvy ke 40° a 60° j. š. Díky Coriolisově síle se odklání od Antarktidy a vytváří jedno z nejdrsnějších moří na světě, které je pro námořníky notoricky známé. Vzhledem k silnému západnímu proudění nesou tyto zeměpisné šířky názvy: burácející čtyřicítka, zuřivé padesátky nebo ječící šedesátky (Ruda 2014).

Západní příhon byl objeven britským astronomem Edmundem Halleyem během expedice HMS Paramore v letech 1699-1700. Později James Cook v letech 1772-1775 a James Clark Ross v letech 1839-1843 popsali tento proud také ve svých denících (WHOI ©2024).

Tab. 1: Přehled významných oceánských proudů s jejich vlastnostmi

| Oceán          | Mořský proud             | Množství proudící vody v mil. m <sup>3</sup> | Šířka v km | Rychlost v cm/s | Průměrná teplota (°C) | Druh proudu (teplý/studený) |
|----------------|--------------------------|--|------------|-----------------|-----------------------|-----------------------------|
| Atlantský      | Golfský                  | 80   | až 800     | 80-140          | 26                    | teplý                       |
|                | Benguelský               | 15   | až 500     | 25              | 16                    | studený                     |
| Tichý          | Kuro-šio                 | 50   | až 100     | až 200          | 22                    | teplý                       |
|                | Oja-šio                  | 7  | až 100     | 50              | 5                     | studený                     |
|                | Peruánský (= Humboldtův) | 20   | až 1000    | 20-60           | 11                    | studený                     |
| Indický        | Mosambický               | 20   | až 100     | 20              | 20                    | teplý                       |
| Severní ledový | Labradorský              | 6  | až 100     | 25              | 4                     | studený                     |
| Světový oceán  | Západní příhon           | 100  | až 1000    | 20              | 6                     | studený                     |

Zdroj: De Luce ©2024

## Cirkulace Tichého oceánu

V zásadě dominují cirkulaci Tichého oceánu dva subtropické koloběhy: severní tichomořský a jižní tichomořský (Ruda 2014).

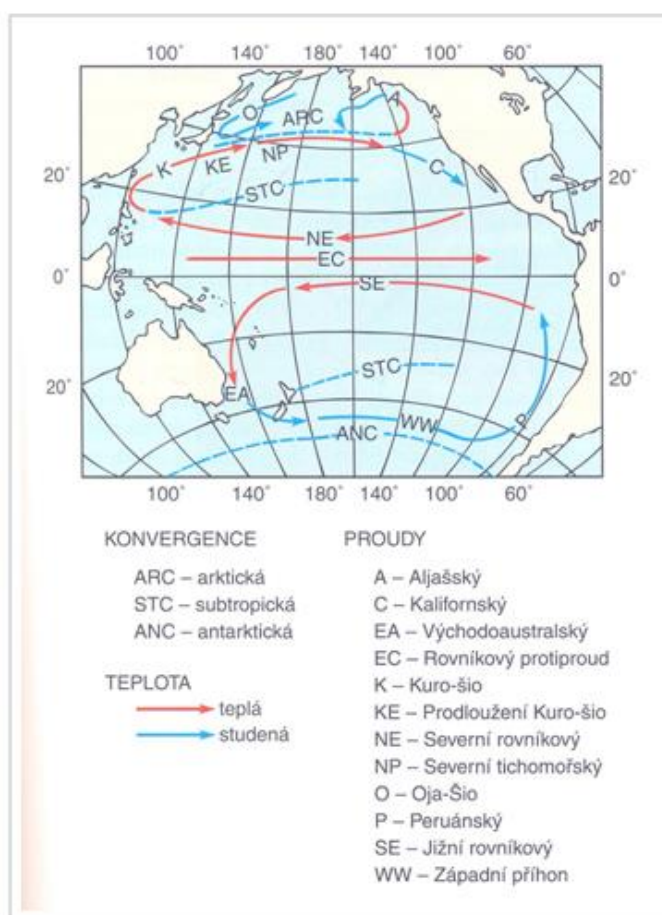
Za normálních podmínek (neprojevuje se El Niño – Jižní oscilace) je severní tichomořský koloběh tvořen **Severním rovníkovým proudem** tekoucím k asijské pevnině a přecházejícím v západně zesílený teplý proud **Kuro-šio**, známý také jako Japonský proud. Jeho teplé vody citelně zmírňují klima v severním Japonsku a přenáší vlhkost a teplo z rovníku do vysokých zeměpisných šířek (Wang et al. 2006). Proti němu směřuje ze severu chladný výstupný proud **Oja-šio**, který k povrchu vynáší živiny, a vytváří tak jednu z nejbohatších rybolovných oblastí



světa. Na proud Kuro-šio navazuje na severu **Severní tichomořský proud**, který zmírňuje podnebí na západní straně Severní Ameriky. Ten dále pokračuje studeným **Kalifornským proudem** podněcujícím mlhavé počasí a vznik pouští v subtropích severoamerického kontinentu. Ten se dále napojuje na **Severní rovníkový proud**. Část severního tichomořského proudu však pokračuje také na sever, kde se v Aljašském zálivu spojuje s **Aljašským proudem**.

Jižní tichomořský koloběh je podél rovníku tvořen **Jižním rovníkovým proudem**, který směrem k australskému kontinentu přechází na západně zesílený **Východoaustralský proud** spojující se na jihu se Západním příhonem. Od něj se na úrovni Jižní Ameriky odděluje studený **Peruánský** (Humboldtův) proud, který nejen ochlazuje klima západního pobřeží (Obr.22) a způsobuje srážkový deficit a vznik pouští (př. Atacama), ale také přináší výstupem chladné vody k povrchu živiny, které tak vytváří podmínky pro další z nejbohatších lovišť ryb na Zemi. Výše popsané jevy ovšem nabírají při projevu El Niña jiného charakteru (Ruda 2014).

Obr. 22: Cirkulace Tichého oceánu



Zdroj: Ruda 2014



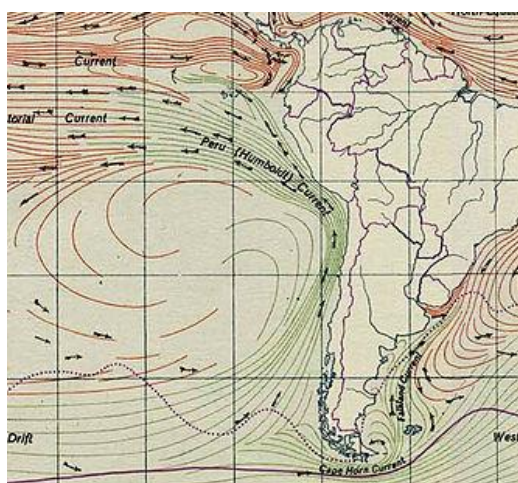
## Humboldtův (Peruánský) proud

Humboldtův (Peruánský) proud byl pojmenován po Alexandru von Humboldtovi, německém přírodovědci a geografovi, který věnoval většinu své práce Jižní Americe. Proud byl poprvé popsán v jeho díle „Cesta do rovníkových oblastí Nového kontinentu“ publikované v roce 1807 (Sanchez 2016).

Jedná se o studený oceánský proud, který se odděluje od Západního příhonu a proudí podél západního pobřeží Jižní Ameriky, tudíž ovlivňuje teplotu vody a vzduchu pobřežních států Chile a Peru (Obr. 23). Je to jeden z největších oceánských proudů na světě, který přináší chladnější vodu na sever od Antarktidy na tisíce kilometrů (od 40° do 5° j. š.), než se rozptýlí v teplejších vodách kolem rovníku. Severní konec proudu protéká kolem Galapážských ostrovů (u pobřeží Ekvádoru), kde se napojuje na Jižní rovníkový proud Tichého oceánu (Geography ©2024b).

Když se proud vynoří z hlubin u pobřežních oblastí, má velmi nízkou teplotu, přibližně 4 °C. Z toho důvodu teplota těchto vod je o 5 až 10 °C nižší, než by měla být s přihlédnutím k jeho poloze a blízkosti rovníku (Sanchez 2016). Chladnější teplota vody a vzduchu tudíž umožnila mořským živočichům vázaných na studené vody, jako jsou tučňák Humboldtův (*Spheniscus humboldti*), tučňák galapážský (*Spheniscus mendiculus*) a lachtan galapážský (*Arctocephalus galapagoensis*), se adaptovat na rovníkové oblasti. Studený vzduch nad proudem také přináší méně vlhkosti na západní pobřeží Jižní Ameriky, díky čemuž mohla vzniknout nejsušší poušť na světě – poušť Atacama.

Obr. 23: Humboldtův proud



Zdroj: Geography ©2024b

Humboldtův proud vytváří jeden z největších a nejproduktivnějších mořských ekosystémů na světě. Studené vody s nízkou salinitou a vysokým obsahem živin jsou přiváděny k hladině prostřednictvím vzestupného proudění, které poskytuje obživu rybám a mořským savcům.

Pobřeží Peru a Chile je proto jedním z největších rybolovných oblastí na světě s přibližně 18 až 20 % světového úlovku ryb. Mezi dominantní druhy patří sardinky, ančovičky a makrely (Geography ©2024b). Konkrétně se jedná hlavně o sardel peruánskou (*Engraulis ringens*), sardinku tichomořskou (*Sardinops sagax*) a makrelu obecnou (*Scomber scombrus*). Tyto pelagické ryby se živí planktonem a vytvářejí obrovskou biomasu, která podporuje rozsáhlý průmysl výroby rybí moučky. Místní komunity si jich cení také kulturně a ekonomicky. Navíc tvoří potravu mořským predátorům, jako jsou mořští ptáci, mořští savci a větší dravé ryby (Cruz et al. 2022).

Jak zmiňují Pécastaing a Salavarriga (2022), systém Humboldtova proudu je ale ovlivněn během jevu El Niño, kdy jsou proudy studené vody vytlačovány proudy teplé vody ze středního Tichého oceánu. Tím se naruší průběh počasí dotčených oblastí a přeruší se přísun živin, což vede k nedostatku potravy v celém potravním řetězci a je ohrožuje mnoho jedinečných druhů v ekosystému (DISCOVERING GALAPAGOS ©2024). V Peru je odvětví rybolovu, zejména drobného rybolovu, jedním z nejvíce zasažených jevem El Niño. Jednou z možných adaptačních strategií ke zmírnění negativních hospodářských dopadů tohoto klimatického jevu je rozvoj chráněných mořských oblastí (Pécastaing a Salavarriga 2022).

## **Rovníkové proudy a protiproudy**

**Rovníkovými proudy** je hnáno velké množství vody do západních částí oceánů. V těchto místech je minimální vliv Coriolisovy síly, proto není voda stáčena k vyšším zeměpisným šířkám, ale hromadí se zde, což v západních částech oceánů zvyšuje hladinu až o 2 metry. Vlivem gravitace pak stéká voda úzkými kanály mezi rovníkovými proudy zpátky k východním částem oceánů jako **rovníkový protiproud** (Ruda 2014).

### **a) Pacifický severní rovníkový proud**

Severní rovníkový proud Tichého oceánu (NEC) je poháněn západními pasáty (10°-25° severní šířky) (Britannica 1998) a proudí západním směrem jako jižní část severopacifického subtropického gyru. Po dosažení filipínského souostroví na západní hranici Tichomořské pánve se proud rozděluje a část svých vod odvádí na jih k ostrovu Mindanao a zbývající vodu na sever, kde v podobě proudu Kuro-šio otepluje břehy Japonska (Weiss et al. 2021). Následně pokračuje na východ jako Severní tichomořský proud, jehož část se pak stáčí na jih v podobě studeného Kalifornského proudu, který se opět napojí na Severní rovníkový proud Tichého oceánu (Britannica 1998).

## b) Pacifický jižní rovníkový proud

Jižní rovníkový proud Tichého oceánu, který teče přibližně mezi 5° severní šířky a 15°-20° jižní šířky, je poháněn jihovýchodními pasáty na západ přibližně na 180° východní délky. Tam se rozděluje. Část se stáčí na sever, aby se spojila s protiproudem, a zbytek se stáčí na jih, kde přechází ve Východoaustralský proud a v proud procházející východně od Nového Zélandu. Ten napájí Jižní pacifický proud a Západní příhon, které se pohybují na východ ke studenému Peruánskému proudu. Peruánský proud následně teče na sever jako zdroj Jižního rovníkového proudu Tichého oceánu (Britannica 1998).

## Rovníkový protiproud

Rovníkové protiproudy jsou silné povrchové oceánské proudy, které tlačí vodu na východ (tedy proudí v opačném směru než převládající povrchové větry) v Atlantském, Indickém a Tichém oceánu poblíž rovníkové oceánské oblasti. Vyskytují se převážně mezi 3° a 10° s. š., přičemž se v zimě na severu posouvají na jih a v létě na sever. Pasáty, které obvykle vanou nepřetržitě na obou stranách od 10° a 30° s. š. a j. š., vytlačují v rovníkových proudech velké množství vody na západ, kde zvyšují hladinu moře. V rámci vyrovnání hladin pak voda proudí zpět na východ (Patil 2024c). Rovníkový protiproud, teplý proud s minimem živin a chudý na mořské živočichy, není tedy způsobován vanoucími větry, nýbrž vyrovnáváním výšky hladiny oceánu a tlaku vzduchu (what-when-how ©2024).

Obzvláště silný je **rovníkový protiproud v Tichém oceánu**, kde se voda hromadí v oblastech indonéských ostrovů. Část z ní pokračuje do Indického oceánu (zde snižuje výškový rozdíl hladiny západních a východních částí oceánu) a část směrem k Jižní Americe. Za určitých okolností toto proudění zesiluje a podílí se na formování jevu El Niño, při kterém teplá voda ze západního Tichého oceánu potlačuje studenou vodu normálně vystupujících chladných vod (Ruda 2014).

## 3.4 Historie El Niño a La Niña (ENSO)

Historické důkazy, vyplývající z paleoklimatického výzkumu, písemných záznamů, stromových letokruhů, korálů či sněhových depozitů ledovců naznačují, že sucho, záplavy a vlny veder, způsobené klimatickými anomáliemi, nutily k adaptaci lidské civilizaci již v dávné minulosti. „Velký El Niño“ z let 1790 až 1794 si např. vlivem sucha, povodní, neúrody a dalších doprovodných jevů extrémního počasí vyžádal životy desítek milionů lidí.

Od roku 1983 získal ENSO v očích veřejnosti téměř mytické proporce. Jak napsal anglický archeolog a antropolog Brian Fagan, „byla mu dávána vina za vše od dopravních zácp přes hladomory způsobující sucha a epidemie“. Vědci předpokládají, že El Niño sehrál roli v úpadku nebo pádu několika starověkých civilizací včetně Mochiků, Inků a dalších amerických kultur. Sám o sobě kolaps žádné civilizace nezpůsobil. Není ovšem pochyb o tom, že náhlá klimatická změna je klíčovým hráčem v historii (Tyrková 2023).

El Niño byl identifikován a pojmenován dlouho předtím, než tento jev dostihla věda. Po staletí sklízeli peruánští rybáři úrodu u tichomořského pobřeží Jižní Ameriky, kde severní a západní proudy vytahovaly z hlubin chladnou vodu bohatou na živiny. Ale čas od času se proudy zastavily nebo otočily; Teplá voda z tropů ryby odehnala a sítě by zůstaly prázdné. Tato periodická období tepla byla nejvíce patrná v prosinci nebo lednu – v době Vánoc, kdy se narodil "chlapec".

Některé z prvních vědeckých popisů El Niña se objevily během výměn mezi Limskou geografickou společností a Mezinárodním geografickým kongresem v 90. letech 19. století. Kořeny jevu El Niño však sahají daleko do historie, dávno před narozením Ježíše Nazaretského nebo příchodem peruánských rybářů. Chemické stopy teplejších moří a zvýšených srážek byly zjištěny ve vzorcích korálů a v dalších paleoklima. Tento vzorec změn vody a větru probíhá již desítky tisíc let (Carlowicz a Schollaert 2017).

### 3.4.1 Masová vymírání v historii Země

V době devonského masového vymírání (před 377,5 milionu let), jehož následky byly mnohem horší než u slavnějšího křídového vymírání, podivně kolísala mořská hladina – koncem devonu se takových pohybů odehrálo celkem 18. Dva největší prudké poklesy se většinou připisují opět zalednění a časově se shodují se dvěma výraznými fázemi vymírání. V mezidobích hladina moří naopak čtyřikrát stoupla, patrně v důsledku teplejších period – interglaciálů. Za příčinu ochlazení se nyní často považuje dopad dvou meteorických rojů.

Prvnímu prudkému poklesu mořské hladiny předcházelo několik značných vzednutí moře, z nichž dvě časově odpovídají stáří dopadových míst Amönu a Alamo. Druhé místo leží v jižní Dakotě a pochází z raného frasnů. Původní kráter měl průměr okolo 44 km, meteorit tehdy dopadl do hlubší vody a vytvořil slabou iridiovou anomálii. Podle této teorie oslabila první sprška meteoritů (včetně alamského) mořská společnost, například útesová společnost v Belgii úplně zanikla. Druhý roj meteoritů, doložený iridiovou anomálií v jižní Číně a ve státě New York, měl způsobit podstatné ochlazení klimatu a rozběhnout zalednění jižní polokoule a vymírání. Z té doby známe sedimenty, které nápadně připomínají stopy celoplanetárních vln tsunami. Druhé, slabší vymírání proběhlo po extrémním závěrečném ochlazení na konci celého glaciálu. Mnozí vědci uvažují, že toto vymírání mohlo být také důsledkem extrémně účinného klimatického efektu El Niño, popřípadě La Niña (tedy teplého, popřípadě studeného mořského proudu). Devonské vymírání, při němž zmizelo okolo 75 % druhů tehdejší mořské přírody, by pak bylo způsobeno fatální souhrou řady dílčích faktorů (Mihulka a Voldřichová 2011).

### 3.4.2 Zesílení monzunů v Indickém oceánu

Velká část Afriky, Středního východu a indického subkontinentu je pod silným vlivem ročního klimatického cyklu známého jako monzun v Indickém oceánu. Podnebí této oblasti je vysoce sezónní, střídá se jasná obloha se suchým vzduchem (zima) a zatažená obloha s

bohatými srážkami (léto). Monzunová intenzita, stejně jako jiné aspekty klimatu, podléhá meziročním, desetiletým a stoletým změnám, z nichž alespoň některé souvisejí s ENSO a dalšími cykly. Existuje dostatek důkazů o velkých rozdílech v intenzitě monzunů během holocénu. Paleontologické a paleoekologické studie ukazují, že velké části regionu zažily během raného holocénu (před 11 700–6 000 lety) mnohem více srážek než dnes. Jezerní a mokřadní sedimenty z tohoto období byly nalezeny pod pískem částí Sahary. Tyto sedimenty obsahují zkameněliny slonů, krokodýlů, hrochů a žiraf spolu s pylovými důkazy lesní a lesní vegetace. Ve vyprahlých a polosuchých částech Afriky, Arábie a Indie se velká a hluboká sladkovodní jezera vyskytovala v pánvích, které jsou nyní vyschlé nebo je zabírají mělká slaná jezera. V těchto oblastech, které se od té doby staly vyprahlými, vzkvétaly civilizace založené na pěstování rostlin a pasoucích se zvířatech, jako byla harappská civilizace severozápadní Indie a přilehlého Pákistánu (Jackson 2023).

### 3.4.3 Zánik civilizací

Vědci zabývající se Zemí, historici a archeologové také teoretizují, že El Niño hrál roli v zánik nebo narušení několika starověkých civilizací, včetně Inků, Mochiků, a dalších kultur v Americe (Carlowicz a Schollaert 2017). Žádnou kulturu však nelze pochopit bez znalosti přírodního rámce, ale pro civilizace žijících v extrémních podmínkách to platilo dvojnásob. Vůbec málokde na světě je množství ročních srážek tak proměnlivé jako ve středních Andách.

Inkové nazývali svoji říši Tahuantinsuyu neboli „Země čtyř částí“. Těmto čtyřem dílům zhruba odpovídá čtveřice ekosystémů: pampy a pobřežní pouště ležící ve srážkovém stínu And, náhorní plošiny neboli Altiplana, strmé rozeklané hory neboli sierry a tropický prales. Klima oblasti je určeno vysokou bariérou And, která zachycuje vlhké východní větry, takže 90 % srážek stéká směrem k Atlantiku, ale jen 10 % k Pacifiku. Vzduch nad horskými pláněmi se ohřívá, stoupá vzhůru, a tím se mezi Andami a Pacifikem vytváří tlakový gradient. Ostré větry vanoucí k pevnině však narážejí na hradbu hor, která je stáčí podél pobřeží k severu. Subdukční zóna (v níž dochází k podsouvání oceánské kůry pod pevninskou) je v této oblasti velmi aktivní, roční zdvihy And mohou na některých místech dosáhnout až několika centimetrů. Výsledkem je, že mezi středním Chile a severním Peru téměř neexistuje mořský šelf. Hluboké moře sousedí přímo s pevninou. Přímořské větry, stočené pohořím podél pobřeží, rozhrnují teplejší povrchovou vrstvu oceánu, a tím umožňují výstup chladných antarktických vod, které jsou velmi bohaté na živiny.

Při oteplení povrchových vod slábne gradient mezi pevninou a mořem. Monzunová oblaka vyprší nad pouští či nad mořem, aniž dosáhnou Indie a jihovýchodní Asie, a nastává epizoda El Niño. Je to klimatická událost takového rozsahu, že způsobuje měřitelné zpomalení rotačního momentu Země, a tím i změnu délky dne. El Niño se projevuje kataklyzmatickými srážkami na severním pobřeží a devastujícími suchy v jižních horách, což vede k rozpadu potravinových řetězců a velkým populačním migracím. Na severu se lidé stěhují do horského vnitrozemí, na jihu do pouští a nížin. Andské civilizace musely být schopny rychlých a účinných adaptací zvláště

ve dvou částech čtyřdílné říše – na altiplanu a v přímořském pásu, kam zasahují sucha a epizody El Niño (Cílek 1998).

Vzestup kultury peruánských Mochiků (Jižní Amerika) začal kolem roku 100 př. Kr. a dosáhl vrcholu v 6. století. Předpokladem někdejšího kulturního rozkvětu v dnešním suchém pobřežním pásmu byly podle indicií četné srážky. Budování vodních nádrží, kanálů a akvaduktů umožnilo intenzivnější zemědělství a minimalizaci rizik spojených s životním prostředím (Behringer 2010). Archeologické důkazy ukazují, že jevy El Niño byly úspěšně zvládnuty prehispánskými zemědělci, kteří vyvinuli odolné hybridní kanálové systémy, které využívaly jak říční, tak povodňovou vodu pro zemědělskou produkci (Obr. 24). Starověcí zemědělci považovali fenomén El Niño za součást normy a stejně tak zohledňovali povodňové vody ve svých zavlažovacích technologiích (Caramanica et. al 2020).

Obr. 24: Fotografie erozních roklí naplněných povodňovou vodou z El Niño Costero v roce 2017 přehrazených prehispánským akvaduktem Ascope



Zdroj: Caramanica et. al 2020

Zánik jejich impéria se dodnes nepodařilo zcela objasnit, ale podle řady teorií za ním stálo klima. Okolo roku 536 zřejmě Mochiky zasáhlo extrémně silné pásmo teplé oceánské vody El Niño a ryby v přilehlých ohřátých mořích umíraly, takže indiáni přišli o primární zdroj potravy (Koubek 2012). Během archeologických vykopávek, které v sedmdesátých letech provedla Allison C. Paulsenová byly zjištěny stopy po prudkých deštích. Po těchto katastrofálních záplavách následovala desetiletí, kdy výrazně pokleslo množství srážek. Neustávající sucho mělo za následek neúrodu, hlad, násilné konflikty a rychlé změny ve složení flóry a fauny (Behringer 2010). Tyto archeologické záznamy se shodují s údaji z ledovce Quelccaya, který se nachází v tropické vysočině jižního Peru. Stanovený roční záznam srážek odvozený z ledových jader umožnil posoudit možnou roli minulých klimatických poruch. Opakuje se v něm řada epizod El



Niño, trvajících i déle než 18 měsíců, a řada drobnějších výkyvů, které se projevily obrovským suchem v letech 562–594 (Shimada et al. 1991).

Existují sice důkazy, že lokální mochické státy přežívaly ještě okolo roku 650, nicméně z jejich struktury lze usuzovat, že nevznikaly v období míru. Naopak je pravděpodobné, že vinou změny klimatu a narůstajícího hladovění docházelo k bojům o přírodní zdroje, což společnost Mochiků postupně rozvracelo až došlo k jejich zániku (Koubek 2012).

Zaznamenaná historie jevu El Niño však ve skutečnosti začíná v roce 1500, kdy evropské kultury dosáhly Nového světa a setkaly se s původními americkými kulturami. Historický výzkum naznačuje, že španělské dobytí Inků včetně jejího hlavního města Cuzca mohlo být podpořeno tímto klimatickým jevem. Když Francisco Pizarro v roce 1524 poprvé vyplul z Panamy podél západního pobřeží Jižní Ameriky, jeho postup byl zpomalen, a nakonec zastaven vytrvalými jižními a jihovýchodními větry, které se podobají severním pobřežním proudům. Podle geografa Cesara Caviedese, autora knihy *El Niño in History*, se však dostal v letech 1525-26 mnohem dále po pobřeží a vezl se na příznivých severovýchodních větrech.



Když se Pizarro v letech 1531-32 vrátil, jeho lodě pluly podél pobřeží, opět tlačeny silným severovýchodním větrem – takovým, jaký fouká v letech El Niña (Obr. 25). Jakmile se španělští vojáci přesunuli do vnitrozemí, našli kvetoucí pouště, rozvodněné řeky a dešťové srážky v obvykle vyprahlých oblastech Peru a Ekvádoru. Vlhký vzduch a vlhká půda umožnily conquistadorům pokračovat v dlouhém pochodu a vyhýbat se inckým osadám na cestě k upevnění pozice v zemi (Carlowicz a Schollaert 2017).

Obr. 25: Expedice Francisca Pizarra naznačují, že jeho dobytí mohlo být podpořeno větry El Niño. Postup Pizarra a jeho dobytí byl nejúspěšnější během jevu El Niño v roce 1532 (Carlowicz a Schollaert 2017).

### 3.4.4 Malá doba ledová

Velký hladomor, který probíhal v letech 1315 až 1317 (Obr. 26) a trval v některých oblastech až do roku 1322, znamenal začátek série rozsáhlých krizí, které na počátku 14. století hluboce zasáhly Evropu. Tato katastrofická událost postihla rozsáhlé regiony, které se rozprostíraly od Polska až po Alpy, a znamenala dramatický konec období růstu a prosperity, které trvalo od 11. do 13. století.

Obr. 26: Velký hladomor v letech 1315-1317. Ilustrace zobrazující zpustošenou zemědělskou krajinu s neúrodou.



Zdroj: Anastasi 2023

Začátek Velkého hladomoru se shodoval s koncem středověké teplé periody. Nejen z historických pramenů víme, že ve středověku panovalo v Evropě velmi teplé počasí. Léta byla horká a suchá, zimy mírné a deštivé. Nejnovější studia letokruhů cedrových stromů z marockého Atlasu a stalagmitů nalezených v jeskyni pod skotským rašeliništěm vedou k závěru, že horké počasí v Evropě trvalo od roku 1050 (Trouet et al. 2009). Mezi lety 1310 a 1330 byla severní Evropa sužována jedním z nejkrutějších a nejdéle trvajících nepříznivých povětrnostních jevů středověku, které se vyznačovalo velmi chladnými zimami a vlhkými, chladnými léty. K tomuto klimatickému poklesu, potenciálně vyvolanému sopečnou událostí, došlo během fáze známé jako malá doba ledová.

Hladomor začal za nepříznivých povětrnostních podmínek na jaře roku 1315. Neobvykle silné deště a nízké teploty zabránily dozrávání plodin, což vedlo k postupným neúspěchům při sklizni. Situace trvala až do léta 1317, kdy se klimatické podmínky začaly normalizovat. Během této éry společnost zažívala zvýšené případy kriminality, rozšířené nemoci, četná úmrtí a extrémní situace, jako je kanibalismus a zabíjení novorozenců. Evropa se plně vzpamatovala až v roce 1322, avšak obyvatelstvo bylo silně oslabeno řadou nemocí, včetně zápalu plic, bronchitidy a tuberkulózy. Kromě toho byla značná část zásob semen, nezbytných pro budoucí sklizeň, spotřebována z čirého zoufalství po potravě. Tato zoufalá situace znamenala, že trvalo až do roku 1325, než se zásobování potravinami stabilizovalo na relativně normální úrovni a než



obyvatelstvo začalo vykazovat známky zotavení. Lidská cena hladomoru byla značná; Historici odhadují, že v mnoha městech a obcích jejím účinkům podlehl 10 až 25 % obyvatel. Toto období také vytvořilo rámec pro budoucí katastrofy, ke kterým došlo později ve 14. století. Kombinace měnících se vzorců počasí, neschopnosti středověkých vlád účinně zvládat takové krize a toho, že populace dosáhla historického maxima, vytvořila nejistou situaci pro produkci potravin (Anastasi 2023).

Někteří badatelé jsou toho názoru, že náhlá klimatická změna, asociovaná s El Niño, připravila podhoubí také černé smrti, která ve 14. století zaplavila velkou část světa. Jedna skupina výzkumníků poukazuje na zajímavou spojitost, která by mohla k hledání přispět. Po roce 1300 se na indickém subkontinentu opakovala silná období El Niño, doprovázená suchem a šířením choroby podobné moru. K tomu byla západní Evropa mezi říjnem 1345 a červnem 1346 vydána na milost katastrofickým srážkovým úhrnům, následovaným neúrodou a hladomorem, který trval až do konce roku 1347. To zanechalo evropskou populaci oslabenou a vysoce zranitelnou vůči černé smrti, která do italských přístavů přicestovala také v roce 1347. I pozdější morové epidemie, zejména velký mor v Anglii roku 1660, se shodovaly s epizodami El Niño (Tyrková 2023).

#### 3.4.5 První meteorologické záznamy z Manily

El Niño je nejdůležitější příčinou meziroční variability klimatu v tropech a ovlivňuje klima v mnoha regionech světa. To je důvod, proč studium El Niño vzbudilo velký zájem. Variabilita událostí na nízkých frekvencích je jedním z nejzajímavějších aspektů ke zkoumání. Abychom měli přesné informace o tom, které epizody El Niño byly důležitější a jak se tento jev vyvíjel do větších časových měřítek, jsou nezbytné historické rekonstrukce se zástupnými daty. Kvalitativní informace, které umožňují rekonstruovat historii jevů El Niño od 16. století, jsou k dispozici, ale obecně jsou rané meteorologické záznamy velmi omezené.

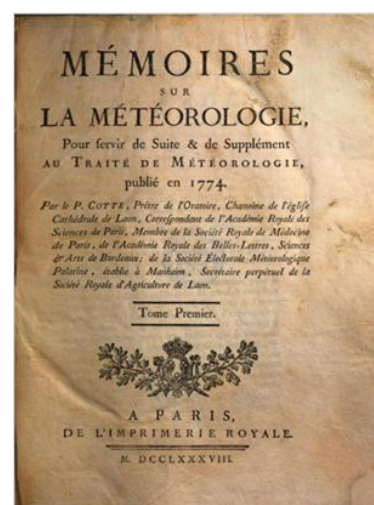
Filipínské ostrovy jsou jednou z nejcitlivějších zón pro jevy El Niño. Proto je studium jeho podnebí velmi zajímavé. Během jevu El Niño dochází k suchu v celé indonéské zóně. Nejstarší meteorologické záznamy, které jsou známy pro Filipínské ostrovy, byly zaznamenány v Manile (14° 37' 12" N, 120° 58' 12" E) francouzským astronomem Le Gentilem (1725-1792) v letech 1766-68 (Obr. 27). Bohužel byla zaznamenána pouze teplota a neexistuje žádný záznam o atmosférickém tlaku ani počtu deštivých dnů. Le Gentil si všiml pouze toho, že v říjnu 1766 a listopadu 1767 byl severní monzun a v červnu 1767 byl jižní monzun. Tyto záznamy shrnul Cotte (1788) (Vaquero et al. 2005).

Obr. 27: Meteorologické záznamy z Manily

| Date         | Maximum temperature (°C) | Sunrise temperature (°C) |
|--------------|--------------------------|--------------------------|
| August 1766  | 29.5 - 30                | -----                    |
| September    | 29.5 - 31                | 19 - 20                  |
| October      | 30 - 31                  | 19.5 - 20                |
| November     | 28.5                     | 17.5 - 18.5              |
| December     | 26 - 28                  | 18                       |
| January 1767 | 26.5 - 28.5              | 16                       |
| February     | 28.5                     | 13.5                     |
| March        | 33                       | 16.5                     |
| April        | 34 - 35                  | 20 - 21                  |
| May          | 34 - 35                  | 22 - 23                  |
| June         | 31 - 32                  | 21.3 - 22.3              |
| 29 June      | 36.3                     | -----                    |
| July         | 31.5 - 33.5              | 21 - 22                  |
| August       | 30 - 33                  | 22 - 23                  |
| September    | 29 - 30                  | 20 - 21                  |
| October      | 27.5 - 29.5              | 22 - 21.5                |
| November     | 28 - 29.5                | 19 - 20                  |
| December     | 27.5 - 28.5              | 18 - 19                  |
| January 1768 | 23.5 - 25.5              | 15.5 - 16.5              |

Zdroj: Vaquero et al. 2005

Obr.28: Cotte (1788)



Zdroj: Cotte, L. (1788)

### 3.4.6 Erupce sopky Lakagigár (Laki)

V roce 1783 došlo na Islandu k erupci sopky Laki, která významně proměnila směřování lidské společnosti. Na Severní Ameriku a Evropu následně dolehly tuhé zimy a na Afriku zničující sucha. Utrpení obyvatel spojené s několikaletou neúrodou vyústilo na řadě míst Evropy v občanské nepokoje. Zatímco v Evropě způsobily tyto aerosoly nesnesitelná horka a ničivé letní bouřky, celkově jejich přítomnost ve vyšších částech atmosféry způsobila ochlazení na celé planetě. Odhaduje se, že vlivem exploze Laki poklesly průměrné teploty na severní polokouli o 1,3 °C a nižší teploty vydržely po několik let. Doposud zůstává předmětem diskuse, jestli i tyto jevy vzešly z důsledků sopky Lakagigár, či jestli byly zapříčiněny něčím jiným, například jevem El Niño ovlivňujícím počasí v oblasti Tichého oceánu. V dotčené době byl totiž vliv El Niña na počasí zrovna na vzestupu (Závada a Brož 2019).

Nepříznivé klima zasáhlo Indie, kdy při velkém hladomoru Chalisa v letech 1783–1784 zahynulo téměř 11 milionů lidí. Rok 1791 byl např. v městě Bídžápur znám jako Hladomor lebek, kdy byla země pokryta nepohřbenými mrtvými (Tyrková 2023). Velký hladomor Tenmei, který si v Japonsku vyžádal 100 000 obětí, byl připisován extrémně špatné sklizni rýže, kterou přineslo chladné léto v severním a východním Japonsku v letech 1783–1784 a 1786. Sucha a mrazy byly také hlášeny v Mexiku v letech 1784 a 1785 (Gao et al. 2021).

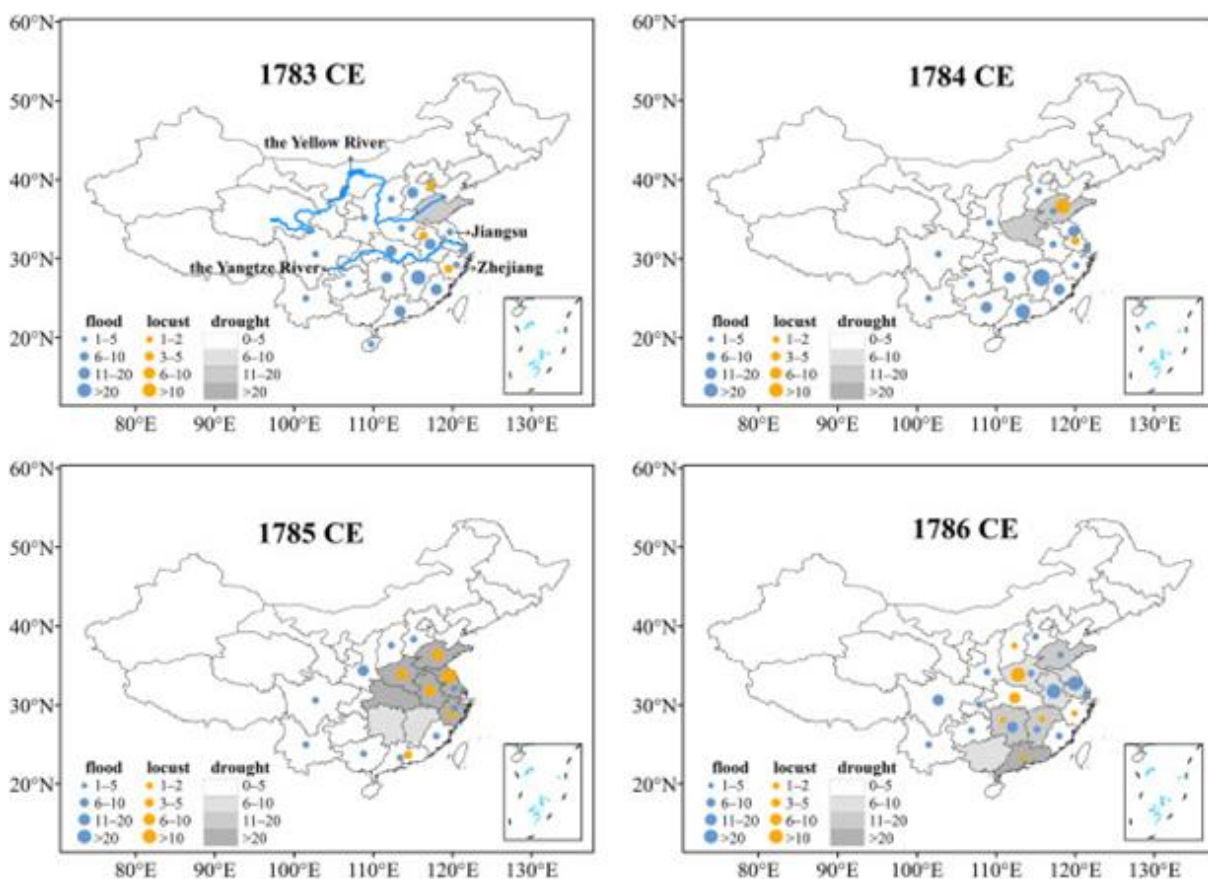
McMichael (2012) ve své studii zmiňuje silný jev El Niño v letech 1789–1792, který vyvrcholil neobvykle horkými podmínkami v Severní Americe. V červenci až srpnu 1793 vypukla v parné Filadelfii epidemie žluté zimnice přenášené komáry, daleko za normální severní hranici této tropické nemoci. O měsíc dříve uprchlo více než 1 000 uprchlíků na sever do Filadelfie z francouzské kolonie Saint Domingue (nyní Haiti), kde vypukla vzpoura otroků a epidemie horečky. Ve Filadelfii v té době panovaly neobvykle teplé a vlhké podmínky, které umožnily šíření populace komárů rodu *Aedes*. Během tří měsíců před tím, než byla neobvykle velká

populace komárů vyhubena krutými zimními mrazy, způsobila žlutá zimnice ve Filadelfii desítky tisíc bolestivých a strašlivých úmrtí. Naproti tomu Gao et al. (2021) naznačuje, že Erupce Laki byla spojena s řadou extrémních post-lakiských klimatických anomálií, včetně extrémních záplav v Evropě, silné zimy a katastrofální povodně v únoru 1784 v Německu, silných srážek vyvolaných povodněmi v severozápadním a středním Portugalsku nebo měla za následek vysokou úmrtnost v západní Evropě. Tyto případy poukazují na nestálé klimatické podmínky tohoto období.

Na základě výsledků klimatického modelování se navíc zdá, že ochlazení atmosféry bylo zodpovědné také za zastavení proudění monzunových větrů, které přináší vláhu nad africký kontinent. Značný rozdíl teplot mezi souší a oceánem dává vznik výraznému vzdušnému proudění, které přináší nad Afriku vláhu. Pokles teplot způsobil, že tento teplotní rozdíl nebyl tak silný, takže proudění v obvyklé síle nevzniklo. Monzun se tak v roce 1783 ani v následujících letech nad Afrikou neobjevil. Na kontinent proto nepřišly obvyklé srážky. Pokles hladiny Nilu a doprovodné sucho v deltě Nilu způsobily hladomor, šestina obyvatel Egypta zemřela nebo dočasně odešla ze země (asi 500 tisíc lidí) (Závada a Brož 2019).

Nepřízeň počasí, které panovalo v 80. letech 18. století na severní polokouli, zasáhlo i část Číny. Hydroklimatické anomálie a sociálně-ekologické důsledky v Číně v období po Laki byly studovány pomocí dvou linií letokruhů, dokumentárních rekonstrukcí srážek a kompilací katastrof. Výsledky odhalují extrémní sucho spojené s monzunou, doprovázené rozsáhlým výskytem sarančat, hladomorem a morovými pandemiemi (Gao et al. 2021).

Obr.29: Geografické rozložení klimatických katastrof v letech 1783–1786 n. l. Stínování označuje počet zaznamenaných abnormálních suchých událostí v rámci každého roku pro jednotlivé provincie (modré a žluté kruhy představují počet abnormálních povodňových škod a výskytů sarančat v každém roce pro jednotlivé provincie).



Zdroj: Gao et al. 2021

Sucho se poprvé objevilo v roce 1784 v Severočínské nížině. Na jaře v roce 1785 vlivem ENSO, které přešlo do chladné fáze, zesílilo a rozšířilo se na jih ke střednímu a dolnímu toku řeky Jang-c'-ťiang a následně do celé východní Číny. Tyto anomálie spolu se suchem vyvolaným Laki, (navzdory oslabení v její intenzitě, tak v prostorovém rozšíření), vedly k extrémnímu suchu zaznamenanému v rekonstrukci a v čínské dokumentaci.

ENSO pravděpodobně více přispělo k suchu v roce 1785, protože aerosoly Laki byly odplaveny ze stratosféry. V roce 1786 se patrně jednalo o vnitřní proměnlivost klimatu (Zambri et al. 2019).

Podobně jako u anomálního léta se diskutuje o tom, zda extrémně chladná zima v letech 1783–1784 byla způsobena erupcí sopky Laki, nebo je dalším příkladem proměnlivosti klimatu (Zambri et al. 2019). Kromě erupce sopky Laki docházelo k dalším erupcím (např. sopky Mt. Asama v Japonsku v srpnu 1783), zemětřesením a vleklého jevu El Niño, který začal v roce 1782

a změnil se na La Niña v letech 1784–1785. D'Arrigo et al. (2011) přisuzují chladné období kombinaci negativní fáze NAO a pozitivní fáze ENSO. Tvrdili však, že tato shoda negativního NAO a pozitivního ENSO byla ve skutečnosti náhodná a že není důvod se domnívat, že sopečné aerosoly z erupce Laki si vynutily některý z těchto jevů. Na druhou stranu Pausata a Chafik et al. (2015) ukázali, že erupce ve vysokých zeměpisných šířkách mohou zvýšit pravděpodobnost El Niño v zimě po erupci. Kromě toho Stothers (1998) předložil historické důkazy o extrémně chladných zimách v Evropě v letech 934–935 a 939–940, které souvisely s erupcí Eldgjá na Islandu, největší erupcí ve vysokých zeměpisných šířkách za posledních 1100 let, což naznačuje, že chladné zimy jsou reakcí na erupce ve vysokých zeměpisných šířkách.

Bez ohledu na to, jak velkou část severní polokoule sopečná erupce ovlivnila, se v Evropě obyvatelé s jejími následky vyrovnávali dlouho. Nepředvídatelné počasí s poklesem průměrných teplot totiž zapříčinily opakovanou neúrodu a s tím spojené strádání obyvatelstva. Hladové bouře se proháněly kontinentem a strhávaly Evropu do revolučního vření. To v roce 1789 v tehdejší monarchistické Francii vyústilo v útok na Bastilu a zažehnutí Velké francouzské revoluce, jež navždy změnila osud kontinentu. Dnes se proto část vědců kloní k názoru, že mezi revolučními událostmi a islandskou sopkou existuje zřejmá souvislost. Je proto možné, že za jednu z největších změn v politickém uspořádání Evropy vděčíme málo známé islandské sopce (Závada a Brož 2019).

### 3.4.7 Velký hladomor

Podnebí 80. let 19. století bylo po celém světě vystaveno velmi nestálým podmínkám. Egypt zažil anomální klima charakterizované nízkými průtoky Nilu, suchem a neúrodou, hladomorem a nemocemi. Jinde v Africe přinesla 80. léta 19. století nízké srážky do západního Sahelu a do většiny rovníkových oblastí, ale nadnormální srážky ve východním Sahelu (Damodaran 2018). Historik Mike Davis v knize *Late Victorian Holocausts* (Pozdně viktoriánský holocaust) naznačuje, že nejméně tři velké hladomory na konci 19. století byly spojeny s jevem El Niño (Carlowicz a Schollaert 2017).

Velký hladomor byla katastrofa, která zasáhla Irsko v letech 1845 až 1851. Krátkodobou příčinou velkého hladomoru byla neúroda brambor, zejména v letech 1845 a 1846, kterou způsobila plíseň bramborová neboli *Phytophthora infestans* (houba, která napadá rostlinu a zanechává samotné brambory nepoživatelné). Ve 40. letech 19. století se rozšířila ze Severní Ameriky do Evropy a způsobila těžké strádání chudým. Irsko však bylo zasaženo mnohem více než jiné země; v důsledku toho zemřelo více než milion lidí ve srovnání s přibližně 100 000 úmrtími v celé zbývající Evropě (Dorney 2016).

El Niño sice nebyl přímým původce plísně, výjimečně se jí ale dařilo ve vlhkých podmínkách, panujících v západní Evropě pod vlivem ENSO v letech 1844 až 1845, které jí umožnilo šířit se zemí rychlostí 80 km za týden. Ještě v červnu 1845 panovalo suché a horké počasí, v červenci ale nastala neobyčejná zima a mokro. Silné deště pokračovaly do srpna, a potom teploty začaly opět stoupat, což byly ideální podmínky pro šíření plísně (Tyrková 2023).

Mechanismy vysvětlující globální poruchu v letech 1877–1878 nejsou dobře známy, ale existují značné důkazy, že hlavní epizoda El Niño, která začala koncem roku 1876 k ní významně přispěla. Související regionální klimatické anomálie byly extrémně destruktivní, zejména na severní polokouli, kde hladomor v důsledku intenzivního sucha v Asii, jihovýchodní Asii a Africe připravil o život více než 20 milionů lidí. V Jižní Americe byly regionální srážkové anomálie typické pro jevy El Niño, s deficitem srážek a suchem v severní části kontinentu, stejně jako v severovýchodní Brazílii a na vysočině centrálních And (Altiplano). Naproti tomu anomálně intenzivní srážky a záplavy byly hlášeny v pobřežních oblastech jižního Ekvádoru a severního Peru, stejně jako podél extratropického západního pobřeží kontinentu (střední Chile, 30° jižní šířky až 40° jižní šířky) a v povodí Paraná v jihovýchodní oblasti. Zdaleka nejničivější dopady, pokud jde o utrpení a ztráty na životech, se odehrály v semiaridní oblasti severovýchodní Brazílie, kde během sucha, které začalo v roce 1877, zemřelo několik stovek tisíc lidí hladem a nemocemi (Aceituno et al. 2009).

Z vědecké chápání je také pravděpodobné, že termín El Niño nepochází z Jižní Ameriky, ale z Indie. Neúspěch monzunových dešťů v letech 1876 a 1877, které vyvolaly velký hladomor, přiměl Henryho Blanforda, císařského meteorologického reportéra indické vlády, aby hledal vysvětlení pomocí pozorování atmosférického tlaku. Zjistil nejen, že tlak je anomálně vysoký nad Indií, ale zároveň je vysoký i nad velkými částmi Asie, Austrálie a jižního Indického oceánu. Blanford kontaktoval Charlese Todda, vládního meteorologického pozorovatele pro kolonii Jižní Austrálie, který si uvědomil, že sucho v Indii je také obvykle souběžné se suchem v Austrálii. To, co bylo tehdy odhalováno, je to, čemu dnes říkáme telespojení – spojení v klimatických jevech mezi zdánlivě vzdálenými částmi Země (Allen 2017).

### 3.4.8 První dokumentární chronologie ENSO

První přístrojová pozorování ENSO začínají v druhé polovině devatenáctého století, což poskytuje příliš krátký záznam na to, aby bylo možné správně charakterizovat všechna časová měřítka podílející se na jeho proměnlivosti. Z tohoto důvodu byly v posledních několika desetiletích získány četné proxy záznamy ENSO, včetně letokruhů stromů, tropických korálů, tropických ledových jader a dokumentů informujících o neobvyklých srážkách nebo jiných narušených podmínkách podél severního pobřeží Peru. Mnohé z těchto proxy byly popsány a shrnuty v Diaz a Markgraf (1992, 2000). Mezi nimi jsou dokumentární chronologie El Niño založené na historických dokumentech, které jsou považovány za zástupné pro teplé fáze ENSO v pobřežní oblasti severního Peru.

Zatímco přirozené proxy záznamy byly široce prozkoumány, dokumentární chronologie ENSO jsou vzácné a podléhají určitému stupni nejednoznačnosti. Snad první historickou analýzu založenou na dokumentárních pramenech provedl peruánský geograf Eguigúren (1894), který analyzoval zprávy o deštích v severním Peru a poskytl index intenzity těchto událostí pro období 1791–1890. Eguigúren pracoval s řadou primárních a sekundárních zdrojů, včetně očitých svědectví o dobytí Peru, dějin a zeměpisných oblastí Nového světa napsaných španělskými



kolonisty a učenci a soudobých popisů pobřežních oblastí severního Peru. Jeho index intenzity byl tedy subjektivní, protože byl založen na vnímané intenzitě a vytrvalosti srážek v těch letech, o nichž se zmiňují zdroje, které měl k dispozici. Nicméně Eguigúrenova práce byla průkopnická, předjímala řadu důležitých myšlenek a metod vyvinutých o mnoho let později. Kromě svého pokusu o seřazení dešťových srážek Eguigúren také navrhl souvislost mezi srážkami a teplým proudem El Niño (existence tohoto proudu byla místním rybářům dobře známa a byla formálně zdokumentována peruánským námořním důstojníkem Carrillem (1892), jehož zprávu cituje Eguigúren) (Garcia-Herrera et al. 2008).

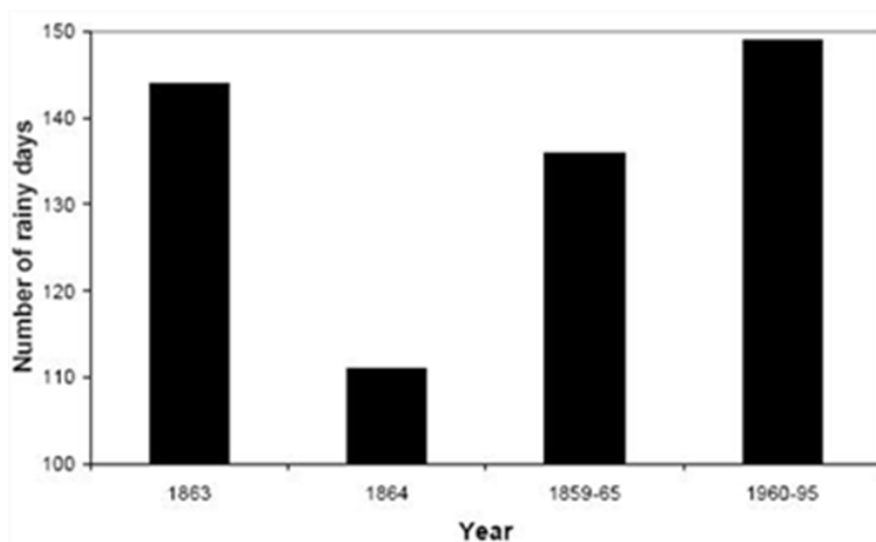
Nejčastěji odkazované dokumentární chronologie ENSO za poslední čtyři a půl století jsou ty, které publikoval William Quinn a Victor Neal. Jsou primárně založena na náznacích anomálních meteorologických a hydrologických jevů pozorovaných v Peru a sousedních oblastech, jak je popsali různí autoři a anonymní zdroje. Tato sekvence rekonstruovaných jevů El Niño, později vylepšená a upravená Quinnem (1992 a 1993) se stala hlavním zdrojem pro proxy kalibrace a pro většinu studií o proměnlivosti klimatu související s ENSO během historických, předinstrumentálních dob (Ortlieb et al. 2010).

#### 3.4.8.1 Epizoda El Niño z roku 1864

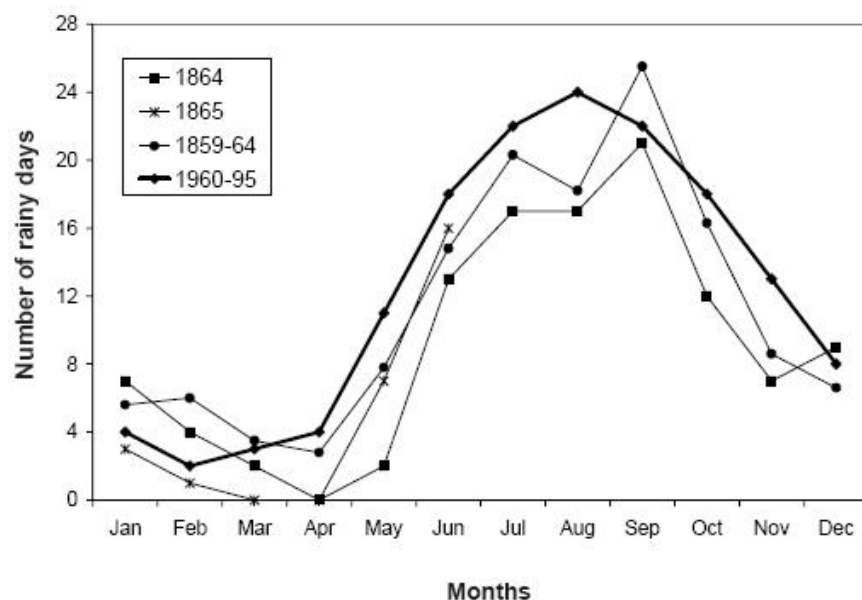
Tyto záznamy byly publikovány před 140 lety, ale až dosud byly ignorovány. Data publikovaná společností Llanos, která zaznamenal španělský mnich Antonio Llanos v období 1859-1865 na Filipínských ostrovech, jsou v podstatě informace o srážkách. Tyto údaje souhlasí s existencí epizody El Niño během roku 1864 (Obr. 30-33). Údaje o vzácných srážkách produkovaných v období 1859-1864 a zejména v roce 1864 souhlasí s proxy daty nabízenými Quinnem a Nealem (1992).

Quinn a Neal provedli rekonstrukci jevu El Niño z údajů o záplavách, suchu, ztrátě úrody, moru atd. na různých místech Jižní Ameriky (mimo jiné v Peru, Bolívii a Brazílii) a z hladiny Nilu. Tyto úrovně závisí na deštích nad etiopskými náhorními plošinami, které zaznamenávají hodnoty nižší než střední hodnota, když je produkována epizoda El Niño. Podle Quinna a Neala byly v letech 1857-58, 1860, 1862 vyprodukované mírné jevy El Niño s hladinami spolehlivosti 5, 4 a 4 (maximální úroveň spolehlivosti je rovna 5) a v roce 1864 byl vytvořen jev El Niño se silným charakterem. Llanosova data, stejně jako většina starověkých meteorologických záznamů, jsou neúplná a částečná, proto je třeba je vykládat opatrně. Nicméně i neinstrumentální údaje otce Llanose, jako počet deštivých dnů, souhlasí s existencí jevu El Niño, který nastal v roce 1864, jak poznamenali Quinn a Neal (Vaquero et al. 2005).

Obr. 30 ukazuje roční počet deštivých dnů v letech 1863-864, v obdobích 1859-64 a 1960-1995. Údaje z období 1960-1995 odpovídají meteorologické stanici Science Garden v Manile. Llanos (1866) si všiml, že v období 1859-1864 byl rokem s nejvyšším počtem deštivých dnů rok 1863 (144 deštivých dnů) a nejnižší rok 1864 (111 deštivých dnů). Za tyto dva roky jsou k dispozici také měsíční údaje (Vaquero et al. 2005).

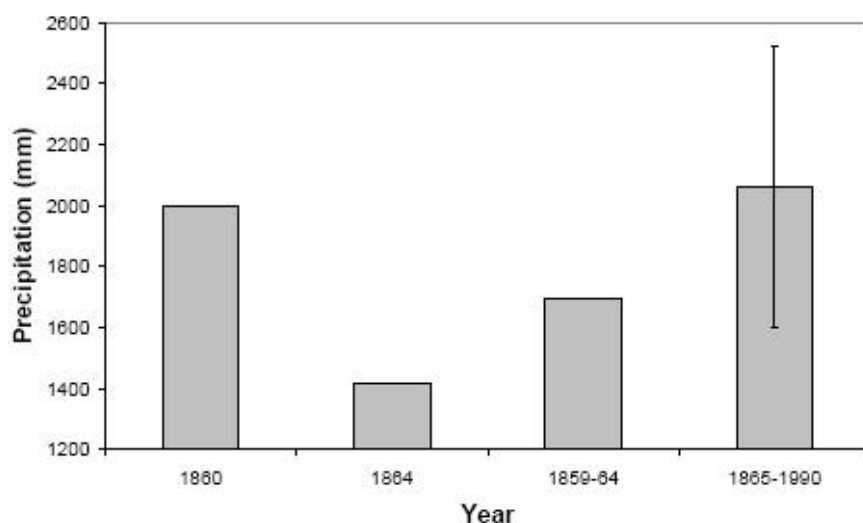


Obr. 31 ukazuje dostupný měsíční počet údajů o deštivých dnech. Nejvýznamnějším údajem je vzácný počet deštivých dnů po většinu roku 1864. Llanos (1867) uvádí, že v období 1859-1864 byl měsícem s nejvyšším počtem deštivých dnů červenec 1862 (26 deštivých dnů). Měsíci s nejnižším počtem deštivých dnů byly duben 1862 a duben 1864, ve kterých nepršelo (Vaquero et al. 2005).



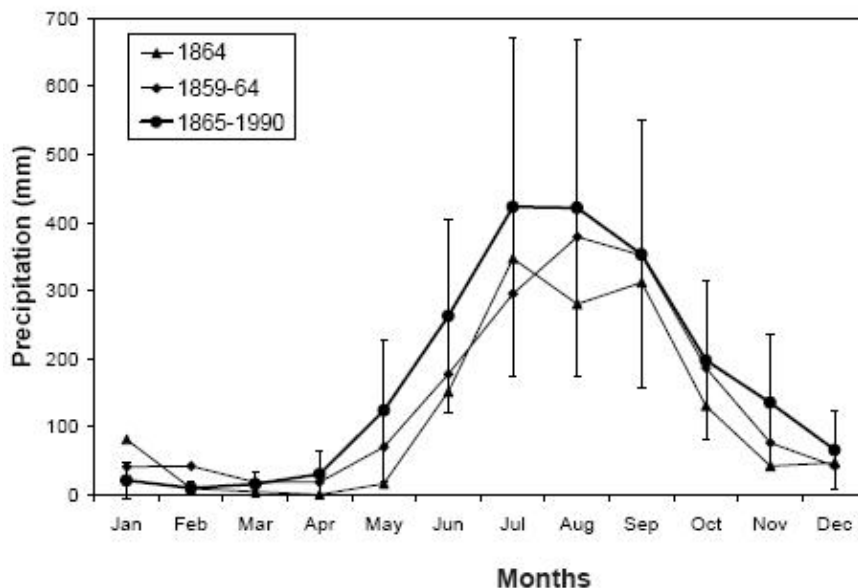


Na Obr. 32 jsou znázorněny roční srážky v Manile v obdobích 1860, 1864, 1859-1864 a 1865-1990.



Zdroj: Vaquero et al. 2005

Obr. 33 ukazuje dostupná měsíční data. Období pozorování Llanů (1859-1864) bylo ve srovnání s údaji z období 1865-1990 suché. Kromě toho v roce 1864 tvořily srážky pouze 69 % průměrné roční hodnoty v období 1865-1990. Hodnota ročních srážek za rok 1864 navíc nedosahuje intervalu vymezeného jednou směrodatnou odchylkou klimatologického průměru období 1865-1990.



Zdroj: Vaquero et al. 2005

### 3.4.9 Zima 1812 a 1942-43

Zima se několikrát ukázala být největším ruským spojencem. Na vlastní kůži se o tom přesvědčil Napoleon Bonaparte a po něm i Adolf Hitler. Z 424 000 mužů císaře Napoleona, kteří v roce 1812 vyrazili dobýt Moskvu, se jich na konci roku vrátilo jen 10 000. Vojáci Wehrmachtu obléhali Stalingrad víc než 5 měsíců, jen aby se po obrovských ztrátách, čítajících více než 800 000 mrtvých, zraněných či zajatých byli nuceni se z města stáhnout. Ukázala se ale jako vítězná ruská strategie, nebo zima? Meteorolog Klaus Fraedrich z Freie Universität Berlin studoval důsledky extrémních fází ENSO v klimatických anomáliích Evropy. Jeho meteorologické analýzy demonstrují, že v Evropě způsobuje El Niño studenější a vlhčí zimní podmínky, vycházející z vyšší cyklonické aktivity, zatímco La Niña je zodpovědná za mírnější a sušší zimy kvůli anticyklonické dominanci. Tento systém přinesl mrazivé deště a těžké sněhové pokrývky i během obléhání Stalingradu. Začátkem 19. století zase tendence k chladnějším globálním teplotám umocnily prachové clony v atmosféře z vulkanických erupcí na ostrově Svatý Vincenc v Karibiku a Sulawesi v Indonésii. Stažení Napoleona z Moskvy mezi říjnem a prosincem 1812 doprovázely mrazivé teploty, klesající ke 35 °C pod bod mrazu, sněhové vánice a bouře čili ledovcové víchry, které umocňovaly nedostatek potravin a fatální chřadnutí koní. U obou případů se v rámci několika týdnů podzim rychle zvrátil do rané a obzvláště brutální zimy, což je jeden z globálních důsledků rychlé tranzice z El Niño do La Niña (Tyrková 2023).

### 3.4.10 Super El Niño

Podle názoru některých klimatologů existuje také Mega El Niño, kdy klimatické anomálie trvají po celá desetiletí. Zatímco vysychá horská krajina na jihu, na severu pobřeží Peru a Ekvádoru se desítky let zaznamenávají mimořádně velké srážky.

Nejzajímavějším rysem těchto případů Super El Niño je, že neovlivňují jen klima na východním pobřeží Jižní Ameriky, ale na celé jižní polokouli a na části severní. Obvykle klima se všude mění v důsledku ENSO v pravý opak. Když na východním pobřeží Jižní Ameriky proudí teplá voda, panuje na značné části kontinentu teplejší klima než obvykle a v mnohých oblastech se zvyšuje vzdušná vlhkost. V severoaustralských tropech, v Oceánii, Indonésii, na Filipínách a na indickém subkontinentu je naopak sucho. Monzun nezbytný pro zdar úrody přichází později nebo se vůbec nedostaví. Také podnebí na Madagaskaru a ve východní Africe bývá sušší a teplejší než za jiných podmínek. V rovníkových oblastech Afriky a na jihu Severní Ameriky vládne naopak vlhčí a v zimě chladnější klima. Klimatologové zastávají názor, že v peruánských vrtech do ledovcového jádra Quelccaia lze dokonce zachytit stopy někdejších Mega El Niño. Vzhledem k celkovému dálkovému působení El Niño lze kombinovat jihoamerická data s údaji z asijských vrtů. Podobný pokus se uskutečnil na tibetském ledovci Dunde.

Srovnávací výzkum vrtů v ledovcích v Peru a v Číně prokázal, že mezi lety 1610 a 1980 probíhal v obou zemích růst ledovců po téměř 400 let podobným způsobem, ačkoli se ledovec Dunde nachází na sever a Quelccaia na jih od rovníku.

Rovněž byl podán důkaz, že ENSO ovlivňovala i rozsah záplav v údolí Nilu. Tento vývoj je možno dodatečně sledovat až do 7. století po Kristu. Vzestup vod Nilu souvisí v závislosti na množství spadlé vody ve východní Africe s děním spojeným s ENSO. Již na počátku 20. století bylo zjištěno, že suchým létům v Indii a v Austrálii odpovídala v Egyptě období, kdy tam bylo málo vody, zatímco v letech silných monzunů také docházelo k velkým záplavám. Záznamy na nilometru, který se nachází v blízkosti Káhiry, jsou zřejmě relevantní pro všechny regiony, kam zasahuje El Niño. První záznamy pocházejí z doby přibližně před 5000 lety a byly vedeny s velkou přesností, počínaje pozdním starověkem. Zpravují nás, že k událostem spojeným s ENSO nejčastěji docházelo v raném středověku, přičemž se s největší intenzitou projevíly kolem roku 800. Stejně často a s neměnnou silou probíhaly během tzv. malé doby ledové (přibližně 1300 až 1900). Naopak k nim docházelo jen zřídka v průběhu vrcholně středověkého teplého období (Behringer 2010).

### 3.4.11 Walkerova cirkulace

V roce 1904 se britský klimatolog Sir Gilbert Walker rozhodl určit souvislosti mezi asijským monzunem a dalšími klimatickými výkyvy po celém světě ve snaze předpovědět neobvyklé monzunové roky, které přinášejí sucho a hladomor do asijského sektoru. Aniž by si byl vědom jakékoli souvislosti s El Niño, zjistil, že atmosférický tlak kolísá nad tropickou indo-pacifickou oblastí, kterou nazval Jižní oscilace. Během let se sníženými srážkami nad severní Austrálií a Indonésií byl tlak v této oblasti (např. v dnešním Darwinu a Jakartě) anomálně vysoký a větrné vzorce se změnil. Současně byly na východě jižního Pacifiku tlaky neobvykle nízké, negativně korelovaly s tlaky v Darwinu a Jakartě. Index jižní oscilace SOI, založený na tlakových rozdílech mezi dvěma oblastmi (východ versus západ), vykazoval v takových časech nízké, záporné hodnoty, které byly označovány jako "nízká fáze" jižní oscilace. Během normálnějších "vysokofázových" let byly tlaky nízké nad Indonésií a vysoké ve východním Pacifiku, s vysokými, kladnými hodnotami SOI. V článcích publikovaných ve 20. a 30. letech 20. století Walker poskytl statistické důkazy o rozsáhlých klimatických anomáliích po celém světě, které jsou spojeny s tlakovou "houpačkou" Jižní oscilace (Young 2012).

Trvalo další čtyři desetiletí, než Jacob Bjerknes – vědec norského původu, který pomáhal založit katedru meteorologie na Kalifornské univerzitě v Los Angeles – učinil konečné spojení mezi střídajícími se teplými a chladnými vzorci ve vodách Tichého oceánu a atmosférickou cirkulací popsanou Walkerem (Carlowicz a Schollaert 2017).

Na základě pozorovaných údajů v kontextu dřívějších studií, které se datují od Walkera z roku 1924 a Bjerknese z roku 1966 a 1969, poskytl důkaz, že dlouhodobé přetrvávání klimatických anomálií spojených s Walkerovým SO úzce souvisí s pomalu se vyvíjejícími anomáliemi SST v rovníkovém východním a středním Pacifiku. Bjerknes si uvědomoval význam interakce oceánu a atmosféry nad východním tropickým Pacifikem. Předpokládal, že za oteplování SST pozorované v rovníkovém východním a středním Pacifiku je zodpovědná pozitivní

zpětná vazba mezi oceánem a atmosférou zahrnující Walkerovu cirkulaci. Ve svém zásadním článku z roku 1969:

„Pokles rovníkových východních větrů oslabuje rovníkové vzestupné proudění, čímž se východní rovníkový Pacifik otepluje a dodává teplo i do atmosféry nad ním. Tím se zmenšuje teplotní kontrast mezi východem a západem v rámci Walkerovy cirkulace a tato cirkulace se zpomaluje. Tato pozitivní zpětná vazba mezi oceánem a atmosférou neboli spojená nestabilita oceánu a atmosféry vede rovníkový Pacifik k nekonečnému oteplování.“ V té době však Bjerknes nevěděl, co způsobuje obrat z teplé fáze do fáze studené: „Existuje tedy dostatek důvodů pro nikdy nekončící posloupnost střídajících se trendů v důsledku interakce vzduchu a moře v rovníkovém pásu, ale jak přesně dochází k obratu mezi trendy, není zcela jasné.“ (Rasmusson a Carpenter 1982).

V průběhu let bylo navrženo několik hypotéz, které měly vysvětlit individuální cyklus ENSO, tj. od stavu La Niña ke stavu El Niño a zpět. Raná práce Klause Wyrtkiho z roku 1975 se pokusila vrhnout trochu světla na tuto otázku tím, že přinesla roli dynamiky oceánu prostřednictvím objemu teplé vody, který může v podstatě otáčet ENSO z jednoho stavu do druhého prostřednictvím procesů dobíjení (hromadění) a vybíjení (uvolňování) (Behera et al. 2021).

Intenzivní teplá epizoda El Niño v letech 1982-1983, která byla rozpoznána až v době, kdy byla již značně rozvinutá, podnítila komunitu vědců zabývajících se tropickým klimatem k pochopení ENSO, a nakonec i k předpovědi ENSO. El Niño v letech 1982-1983 neodpovídalo s "nahromaděním" mořské hladiny v západním Pacifiku silnějšími pasáty než obvykle před rokem 1982, o němž se předpokládalo, že je nezbytným předchůdcem El Niña. Na počátku roku 1982 také nedošlo k oteplení u západního pobřeží Jižní Ameriky, které je považováno za součást normálního sledu událostí charakterizujících vývoj El Niña (Rasmusson a Carpenter 1982).

V letech 1982-83 navrhl Mark Cane na základě pozorování mořského počasí, které vedlo k silnému El Niňu, se svým tehdejší studentem Stephenem Zebiakem počítačový model, o kterém se domnívali, že by mohl předpovídat El Niño měsíce dopředu (Krajick 2017). Jednalo se o spřažený model atmosféry s oceánem, kdy se teplé fáze v nepravidelných intervalech opakují po dobu tří až čtyř let. Střední teplota povrchu moře, vítr a pole oceánských proudů určují charakteristickou prostorovou strukturu anomálií ENSO. Tendence k fázovému uzamykání anomálií je vysvětlena pomocí variace vazební síly spojené s ročním cyklem ve středních polích. Studie citlivosti ukazují, že jak amplituda, tak doba rozsahu oscilace jsou citlivé na několik parametrů, které ovlivňují sílu vazby mezi atmosférou a oceánem. Silnější vazba znamená větší oscilace s delším časovým měřítkem. Kritickým prvkem oscilace modelu je variabilita rovníkového tepelného obsahu horního oceánu. Rovníkový obsah tepla se zvyšuje před teplými událostmi a prudce klesá během událostí (Zebiak a Cane 1987).

Když v roce 1986 Cane se Zebiakem předpověděli další El Niño, starší vědci se tomu vysmáli, ale to přišlo ještě téhož roku. Model, který od té doby upravili jiní, od té doby předpověděl téměř všechny události, včetně silného El Niña v letech 2015-16. Tento pokrok vedl k vytvoření

sítě pacifických bójí, které registrují oceánské teplo a atmosférické podmínky, a k vytvoření předpovědních středisek v půl tuctu zemí (Krajick 2017).

Ve 20. století bylo zaznamenáno nejméně 26 jevů El Niño a každý z nich přinesl své vlastní vrásky, které vzbudily zájem vědců a vyvolaly vlny v ekonomikách. Například El Niño v letech 1957-58 způsobilo vážné škody chaluhoým lesům u Kalifornie. Další událost v letech 1965-66 způsobila krach trhu s guanem (hnojivem) v Peru a také podnítila používání sójových bobů jako krmiva pro zvířata (místo rybí moučky). V letech 1972-73 se populace sardele obecné zhroutila, což vedlo ke smrti milionů mořských ptáků a k destabilizujícím účinkům na peruánskou ekonomiku a vládu.

V letech 1982-83, kdy bylo El Niño poprvé významně studováno v reálném čase, mořští ptáci na Vánočním ostrově opustili svá mláďata a odletěli nad Tichý oceán v zoufalé snaze hledat potravu. Téměř 25 % populací lachtanů u Peru zemřelo hladu (Carlowicz a Schollaert 2017).

### 3.5 Definice ENSO

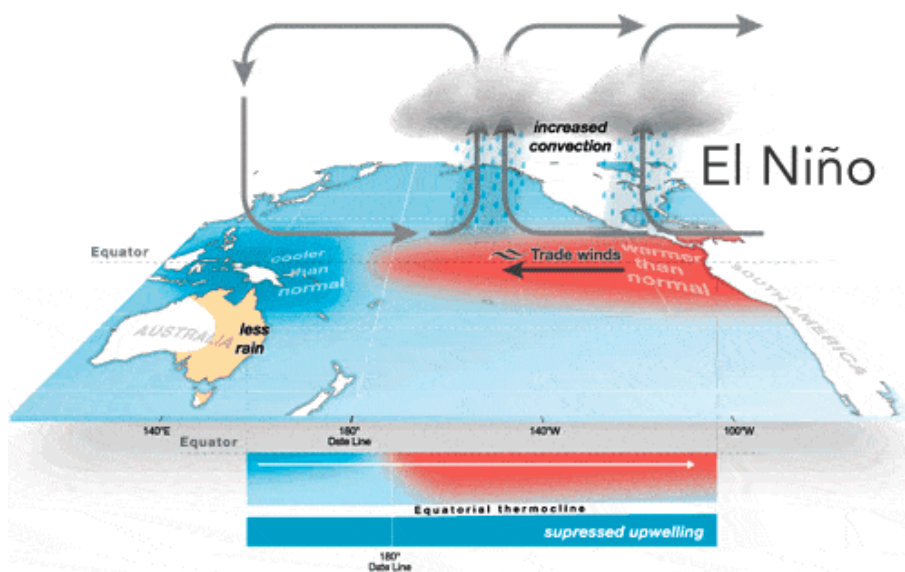
Jak uvádí Trenberth (1997), neexistuje žádná univerzální jednotná definice. To je třeba si uvědomit pro vědecké použití a přesnosti lze dosáhnout pouze tehdy, když se při každém použití určí konkrétní definice, aby se snížila možnost nedorozumění.

Ačkoli jsou primární klimatické účinky ENSO soustředěny v tropickém Pacifiku, má kaskádové účinky, které se často rozšiřují do oblasti Atlantského oceánu, do vnitrozemí Evropy a Asie a do polárních oblastí. K těmto efektům, nazývaným telekonexe (telespojení), dochází, protože změny ve vzorcích atmosférické cirkulace v nízkých zeměpisných šířkách v oblasti Tichého oceánu ovlivňují atmosférickou cirkulaci v přilehlých a navazujících systémech. V důsledku toho jsou bouřkové dráhy odkloněny a hřebeny atmosférického tlaku (oblasti vysokého tlaku) a koryta (oblasti nízkého tlaku) jsou posunuty ze svých obvyklých vzorů (Jackson 2024).

Přestože je ENSO kontinuální proces, obvykle jsou definovány tři odlišné stavy: El Niño (teplá fáze), neutrální a La Niña (chladná fáze). V první řadě ENSO zahrnuje "šplouchání" teplé povrchové vody tam a zpět přes rovníkový Tichý oceán (Wood a Sreckovic 2013). Za normálních podmínek, které nejsou El Niño, pasáty vanou směrem na západ přes tropický Pacifik. Teplejší voda u hladiny oceánu, ohřátá sluncem, je pasáty odváta na západ. Teplejší voda se "hromadí" v západním Pacifiku (mořská hladina je v Indonésii asi o jeden a půl metru výše než v Ekvádoru), protože chladnější voda stoupá z hlubin oceánu ve východním Pacifiku, aby nahradila vodu, která byla odnesena větry. Povrchová teplota moře je na západě asi o 8 °C vyšší, ve východním Pacifiku je chladnější v důsledku proudění chladnější vody z hlubin oceánu. Srážky se vyvíjejí mnohem častěji ve stoupajícím vzduchu nad teplou vodou, takže normální množství srážek je vyšší nad západním Pacifikem a oblast východního Pacifiku je relativně suchá.

Během jevu El Niño se pasáty v Pacifiku uvolňují. To vede k vyšším teplotám vody ve východním a zejména středním Pacifiku, protože se snižuje vzestupné proudění. S tím, jak se zásobárna teplejší vody posouvá na východ, se na východ posouvají i oblasti s nejlepším vývojem srážek, s čímž jsou spojeny záplavy v Peru a sucho v Indonésii a Austrálii. Posun tohoto zdroje tepla (nejteplejší vody) na východ má za následek velké změny v globální atmosférické cirkulaci, což si následně vynucuje změny počasí v oblastech vzdálených od tropického Pacifiku (Obr. 34).

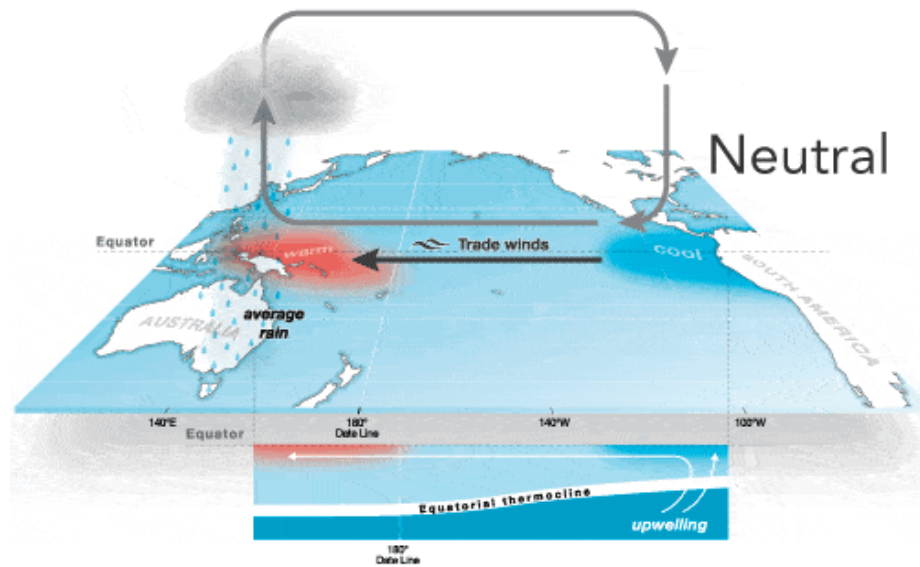
Obr. 34: Teplá fáze El Niño



Zdroj: MSMOcean ©2024

ENSO-neutrální označuje období, kdy není přítomen ani El Niño, ani La Niña. Tato období se a často se shodují s přechodem mezi těmito jevy. Během ENSO neutrálních období se teploty oceánů, vzorce tropických srážek a atmosférické větry nad rovníkovým Tichým oceánem blíží dlouhodobému průměru (Obr. 35).

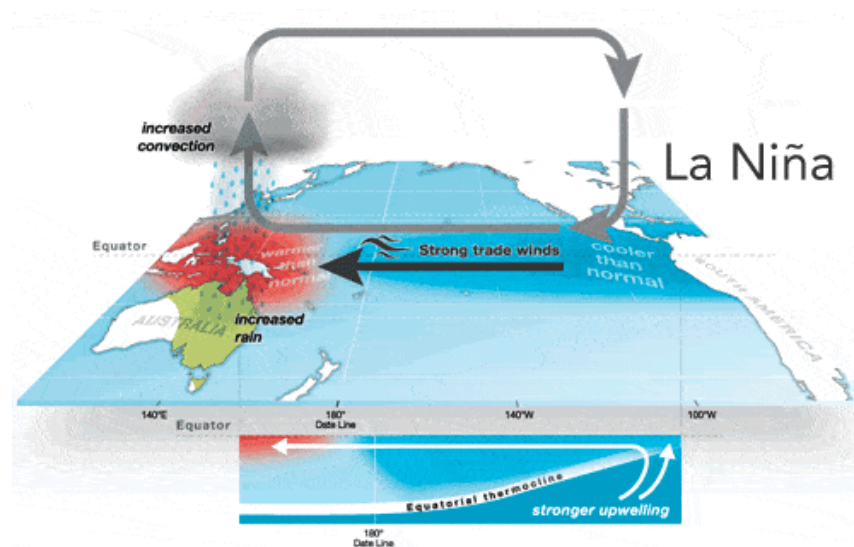
Obr. 35: Neutrální fáze ENSO



Zdroj: MSMOcean ©2024

La Niña je charakterizována silnějšími pasáty, které vanou z východu na západ přes Tichý oceán. Jak je teplejší voda v blízkosti hladiny oceánu odváta na západ, chladnější voda stoupá z hlubin oceánu ve východním Pacifiku, aby nahradila vodu, která byla odplavena. Chladnější voda ochlazuje nadloží vzduch, což brání tvorbě mraků a tropických bouřek ve středních a východních oblastech Tichého oceánu (Obr. 36). Toto potlačení mraků produkujících déšť vede k suchým podmínkám od blízkosti mezinárodní datové hranice na východ až po Jižní Ameriku (NWS Jackson 2024).

Obr. 36: Studená fáze La Niña



Zdroj: MSMOcean ©2024

Časové signatury ENSO jsou proměnlivé, ale existují některé konzistentní vzorce. Jednotlivé jevy El Niño a La Niña obvykle trvají 6–9 měsíců, ale v některých případech mohou zůstat v jedné fázi až několik let, přičemž ENSO je obecně popisován jako kvaziperiodický a působící v časovém měřítku přibližně 2–6 let. Po většinu PNW (Severozápadní Pacifik) poskytuje La Niña v průměru chladnější zimní a jarní teploty. Má také tendenci přinášet vyšší zimní srážky, ale tento signál je méně konzistentní, a to jak meziročně, tak mezi lokalitami. Účinky El Niño jsou zhruba opačné. Z hlediska vodních zdrojů je nejdůležitější, že každá daná událost ENSO může vykazovat místní dopady, které se odchyľují – někdy podstatně – od průměru pro daný typ události (Wood a Sreckovic 2013).

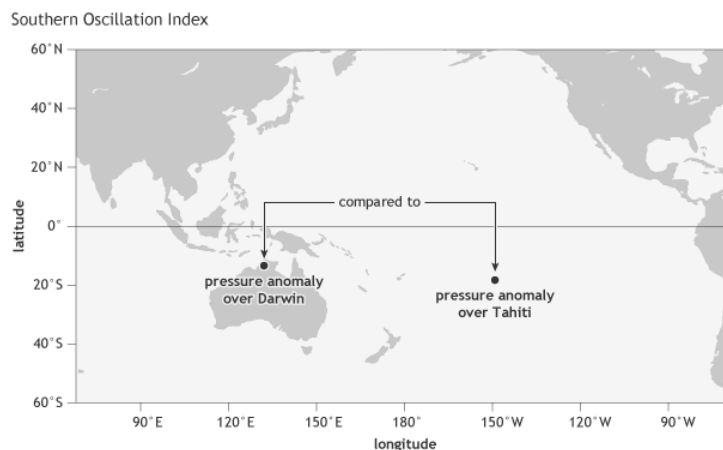
### 3.5.1 Indexy monitorování Pacifiku

Oceanic Niño Index (ONI) a Southern Oscillation Index (SOI) jsou dva běžné indexy používané k identifikaci událostí El Niño (teplé) a La Niña (chladné). Oba indexy vypovídají o vývoji a intenzitě jevů El Niño nebo La Niña v Tichém oceánu (Ropelewski a Halpert 1987).

Index jižní oscilace (SOI) je časová řada používaná k charakteristice velkorozměrových vzorců tlaku na hladinu moře (SLP) v tropickém Pacifiku. Používají se měsíční průměrné SLP na Tahiti ve Francouzské Polynésii [T] a Darwinu v Austrálii [D]. Tyto stanice se používají kvůli jejich dlouhým datovým záznamům (Obr.37). Lze také zkonstruovat optimální SOI. Skládá se z [T-D], což je míra jevů velkého měřítka, zatímco [T+D] je míra malých jevů a/nebo přechodných jevů, které nejsou součástí rozsáhlé jižní oscilace. SOI je spojena s rozsáhlou variabilitou tropického SST (povrchové teploty moře) a jako taková je měřítkem "SO" části jevu ENSO. Delší období negativního SOI korespondují s jevy El Niño, charakterizovanými teplými SST ve východním a středním tropickém Pacifiku. Hodnoty SLP pro Tahiti před rokem 1935 je třeba posuzovat s náležitou opatrností. Doporučuje se, aby se pro velmi dlouhodobé studie používala verze SOI "pouze Darwin". To je vysoce korelováno s (Tahiti-Darwinovým) záznamem (Schneider et al. 2013).



Obr. 37: Umístění dvou stanic, jejichž pozorování tlaku na hladinu moře přispívá k indexu jižní oscilace (SOI): jedna nad Tahiti ve Francouzské Polynésii a druhá nad Darwinem v Austrálii.



Zdroj: NOAA Climate 2015

Prahová hodnota je dále rozdělena na slabou (s anomálií 0,5 až 0,9 SST), střední (1,0 až 1,4 SST), silnou (1,5 až 1,9 SST) a velmi silnou ( $\geq 2,0$  SST) pro události El Niño a naopak pro události La Niño. Událost, která má být kategorizována jako slabá, střední, silná nebo velmi silná, musí se rovnat nebo překračovat prahovou hodnotu po dobu nejméně 3 po sobě jdoucích překrývajících se 3měsíčních období (L'Heureux 2016).

Číslo regionů Niño 1, 2, 3 a 4 odpovídají štítkům přiřazeným trasám lodí, které tyto oblasti protínaly. Data z těchto stop umožnila, aby se historické záznamy o El Niño vrátili v čase až do roku 1949 (Obr. 38).

**Niño 1+2** ( $0^{\circ}$ – $10^{\circ}$ S,  $90^{\circ}$ W– $80^{\circ}$ W): Region Niño 1+2 je nejmenší a nejvýchodnější z regionů Niño SST a odpovídá oblasti pobřeží Jižní Ameriky, kde byl El Niño poprvé rozpoznán místním obyvatelstvem. Tento index má tendenci mít největší rozptyl indexů Niño SST.

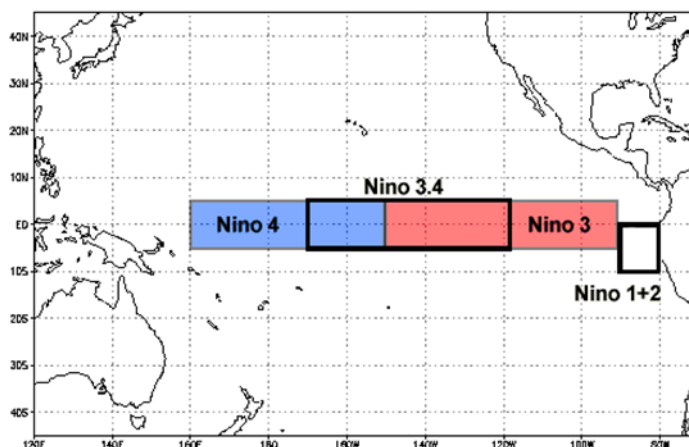
**Niño 3** ( $150^{\circ}$ W– $90^{\circ}$ W,  $5^{\circ}$ S– $5^{\circ}$ N): Tato oblast byla kdysi hlavním cílem monitorování a předpovídání jevu El Niño, ale vědci později zjistili, že klíčová oblast pro interakce oceánu a atmosféry pro ENSO leží dále na západ.

**Niño 3.4** ( $170^{\circ}$ W– $120^{\circ}$ W,  $5^{\circ}$ S– $5^{\circ}$ N): Anomálie Niño 3.4 mohou být považovány za reprezentanty průměrných rovníkových SST napříč Pacifikem přibližně od datové hranice k jihoamerickému pobřeží. Index Niño 3.4 obvykle používá 5měsíční klouzavý průměr a události El Niño nebo La Niña jsou definovány, když Niño 3.4 SST překročí  $\pm 0,4$  °C po dobu šesti měsíců nebo déle.

**ONI** ( $170^{\circ}$ W– $120^{\circ}$ W,  $5^{\circ}$ S– $5^{\circ}$ N): ONI používá stejnou oblast jako index Niño 3.4. ONI používá 3měsíční klouzavý průměr, aby mohly být klasifikovány jako plnohodnotné El Niño nebo La Niña, musí anomálie překročit  $+0,5$  °C nebo  $-0,5$  °C po dobu nejméně pěti po sobě jdoucích měsíců. Index Niño 3.4 a Oceanic Niño Index (ONI) jsou nejčastěji používané indexy k definování jevů El Niño a La Niña.

**Niño 4** (160°E–150°W, 5°S–5°N): Index Niño 4 zachycuje anomálie SST v centrálním rovníkovém Pacifiku. Tato oblast má tendenci mít menší rozptyl než ostatní regiony Niño (Trenberth 2023).

Obr. 38: Regiony Niño



Zdroj: NOAA.GOV©2024

Jak uvádí Trenberth a Stepaniak, k definování jedinečného charakteru každého jevu El Niño nebo La Niña by měl být použit index Niño 3.4 v kombinaci s indexem, který zavádějí, nazývaným Trans-Niño Index (TNI). TNI je definován jako rozdíl v normalizovaných anomáliích SST mezi oblastmi Niño 1+2 a Niño 4. TNI tedy měří gradient anomálií SST mezi středním a východním rovníkovým Pacifikem. Když je gradient SST obzvláště velký (řekněme kvůli pozitivním anomáliím v oblasti Niño 4 a negativním anomáliím v oblasti Niño 1+2), někteří badatelé klasifikují událost jako "centrální tichomořské El Niño" nebo "El Niño Modoki", ačkoli rozlišení tohoto typu události jako samostatného fenoménu je předmětem debaty (Trenberth 2023). Například Ashok et al. (2007) uvádí, že jeho dálkové propojení je třeba podrobněji studovat pomocí pozorovacích dat a sdružených modelů. Nicméně ENSO Modoki (pseudo-El Niño), stejně jako další režimy klimatických prvků, jako jsou ENSO, se zdá být důležitý pro prohloubení našeho chápání globální variability klimatu. Důvod, proč se ENSO Modoki v posledních desetiletích vyskytuje častěji a trvaleji, je také třeba důkladně prozkoumat z hlediska trendu globálního oteplování. Dalším zajímavým směrem výzkumu je zkoumání potenciální role vnitrosezónních větrných vln, které mohou spouštět tyto klimatické režimy odlišným způsobem za různých podmínek pozadí tím, že ovlivňují šíření spojených sestupných Kelvinových vln. Vezmeme-li v úvahu rostoucí význam jevu ENSO Modoki v nedávné variabilitě tropického Pacifiku, měly by být také zahájeny pokusy o předpovídání tohoto jevu; To povede k lepším sezónním předpovědím a určitě to prospěje naší společnosti.

Studie také ukázaly, že nezbytnou podmínkou pro rozvoj a přetrvávání hluboké konvekce (zvýšená oblačnost a srážky) v tropech je, aby místní SST byla 28 °C nebo vyšší. Jakmile je vzorec

hluboké konvekce změněn v důsledku anomálních SST, tropická a subtropická atmosférická cirkulace se přizpůsobí novému vzorci tropického ohřevu, což má za následek anomální vzorce srážek a teploty, které sahají daleko za oblast rovníkového Pacifiku. Anomálie SST +0,5 °C v oblasti Niño 3.4 je dostatečná k dosažení této hranice od konce března do poloviny června. Po zbytek roku je zapotřebí větší anomálie SST, až +1,5 °C v listopadu, prosinci a lednu, aby bylo dosaženo prahu pro podporu přetrvávající hluboké konvekce v této oblasti. (NCEI/NOAA ©2024a).

### Index Niño 3.4 a ESOI v kontextu globálního oteplování

V posledním desetiletí se vedla značná debata o reakci tropického Pacifiku na zvyšující se koncentraci skleníkových plynů v atmosféře. Jedna z teorií, mechanismu "oceánského termostatu", založený na modelu oceán-atmosféra Zebiak-Cane, předpovídá reakci podobnou La Niña. Konkrétně východní větry a sklon termokliny v Tichém oceánu zesilují a SST ve východním rovníkovém Pacifiku klesá. Na druhé straně Vecchi a Soden (2007) analyzovali odezvu tropické atmosférické a oceánské cirkulace na skleníkové plyny ve 22 modelových experimentech Čtvrté hodnotící zprávy (AR4) Mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC). Jak poznamenali Vecchi a Soden, scénář modelů "zhruba odpovídá zdvojnásobení ekvivalentního CO<sub>2</sub> mezi lety 2000 a 2100, po této době jsou radiační síly udržovány konstantní s některými integracemi modelů pokračujícími dalších 100 až 200 let." Zjistili, že ve všech 22 modelech, jak se klima otepluje, atmosférická a oceánská cirkulace nad rovníkovým Pacifikem připomíná podmínky podobné El Niño v omezeném smyslu, že Walkerova buňka, gradient SLP a sklon termokliny v rovníkovém Pacifiku slábnou a konvekční oblast se posouvá na východ (Bunge a Clarke 2009).

### 3.5.2 Pozorování ENSO

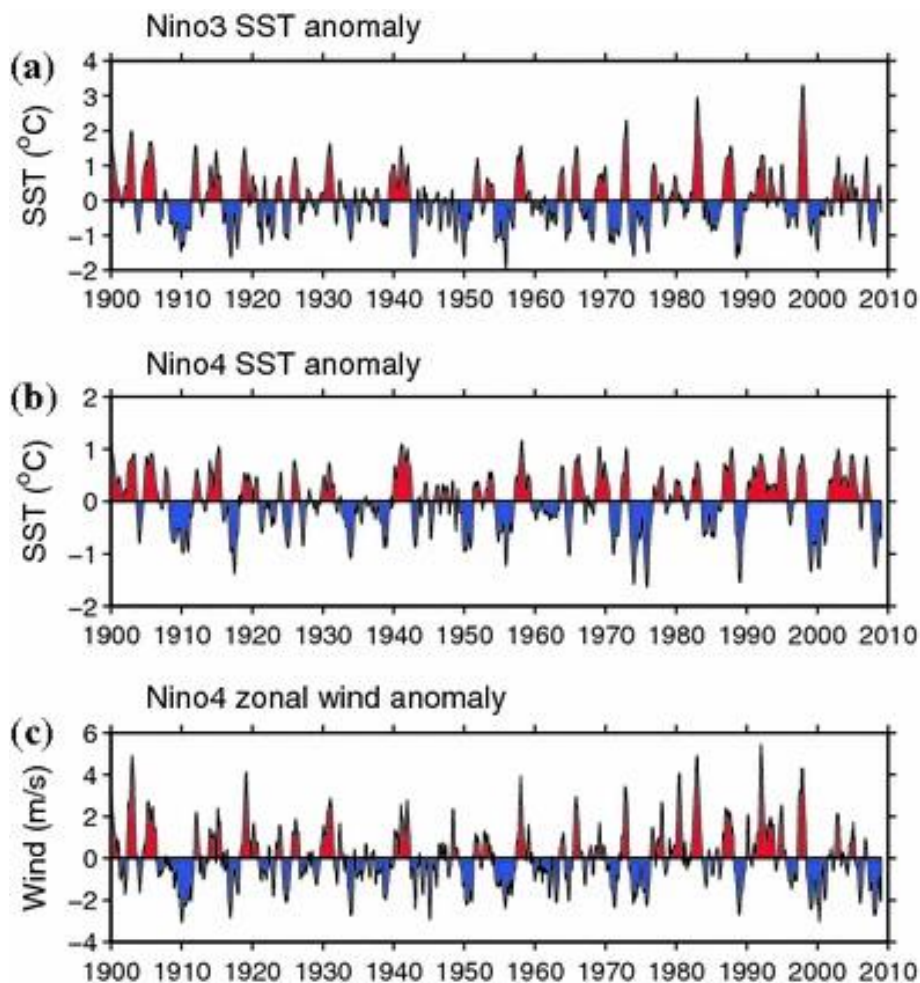
Moderní pozorovací data spojená s ENSO mohou sahát až do konce 19. století. Vzhledem k tomu, že skutečná pozorování jsou v tropickém Pacifiku v raných obdobích řídká, jsou soubory dat obvykle vytvářeny pomocí řídkých pozorování, modelů a statistických metod. Obr. 39a – c ukazuje indexy ENSO z počátku 20. století:

Anomálie SST v oblastech Nino3 (150°W–90°W, 5°S–5°N) a Nino4 (160°E–150°W, 5°S–5°N) a zonální anomálie větru v oblasti Nino4. S odkazem na obrázek lze uvést několik bodů:

1. Anomálie SST a zonální větrné anomálie jsou vysoce korelované, což naznačuje, že ENSO je spojený jev oceán – atmosféra.
2. Tyto indexy ENSO vykazují oscilační chování s preferovaným časovým horizontem 3–5 let, a to i přes značnou nepravidelnost oscilace.
3. Události ENSO ukazují asymetrii mezi teplými událostmi El Niño a chladnými událostmi La Niña, přičemž anomálie El Niño jsou větší než anomálie La Niña.
4. Obr. 39b ukazuje, že teplé události ve středním Pacifiku (reprezentované indexem Niño4) se v posledních několika desetiletích vyskytují častěji. Další rys, který není na obrázku

jasně vidět je, že ENSO je fázově vázán na sezónní cyklus. To znamená, že události ENSO mají tendenci dozrávat v boreální zimě. V rovníkovém východním Pacifiku (např. Kostarika, Panama, Kolumbie a Ekvádor) je to v období sucha s nízkou oblačností a vysokým slunečním zářením (Wang et al. 2017).

Obr. 39a, b, c: Indexy ENSO: Zobrazeny jsou anomálie SST v oblasti Niño 3 ( $5^{\circ}\text{S}$ – $5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}$ – $90^{\circ}\text{W}$ ), anomálie b SST v oblasti Niño 4 ( $5^{\circ}\text{N}$ – $5^{\circ}\text{S}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$ – $150^{\circ}\text{W}$ ) a c zonální anomálie větru v oblasti Niño 4. Všechny časové řady jsou tříměsíční průběžné průměry.



Zdroj: Wang et al. 2017

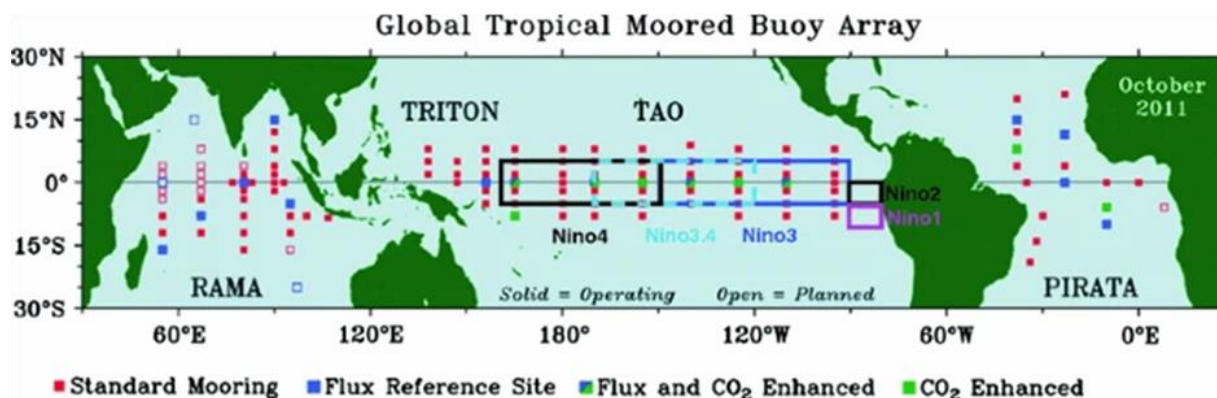
### 3.5.2.1 Vybudování pozorovacího systému ENSO v tropickém Tichém oceánu

Změny v termoklině jsou velmi důležité při událostech ENSO, ale měření podpovrchové teploty oceánů byla v minulosti ojedinělá. Jedním z plánovaných úspěchů mezinárodního programu TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) bylo vybudování pozorovacího systému ENSO v tropickém Tichém oceánu (McPhaden 1995).

Vývoj pole Tropical Atmosphere Ocean (TAO) byl motivován jevem El Niño v letech 1982-1983, do té doby nejsilnějším v minulém století. Tato událost upozornila na potřebu sbírání dat z tropického Pacifiku v reálném čase (pro monitorování, předpovídání a lepší pochopení El Niña). Díky této události byla v roce 1984 zahájena výstavba kotviště ATLAS. Toto nízkonákladové hlubinné oceánské zařízení bylo navrženo k měření povrchových meteorologických a podpovrchových oceánských parametrů a k přenosu všech údajů na pobřeží v reálném čase prostřednictvím satelitního přenosu. Upevňovací zařízení bylo rovněž navrženo tak, aby vydrželo ve vodě jeden rok, než bude nutné jej vytáhnout kvůli údržbě. K Dalšímu rozmístění bójí došlo v roce 1985 mezinárodním programem TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) a tato soustava byla pojmenovaná TAO (Tropical Atmosphere Ocean). Kompletní soustava téměř 70 kotvících stanic byla dokončena v roce 1994. Během 10 let, kdy se systém vyvíjel, bylo rozmístěno více než 400 bójí při 83 plavbách s využitím 17 různých lodí ze 6 různých zemí. K dosažení tohoto úspěchu byla nezbytná spolupráce z institucí v USA, Japonsku, Francii, Tchaj-wanu a Koreji.

Po ukončení programu TOGA v roce 1994 pokračovala soustava TAO pod záštitou mezinárodního programu CLIVAR (Proměnlivost a předvídatelnost klimatu), GOOS (Globální systém pro pozorování oceánů) a GCOS (Globální systém pozorování klimatu). V roce 1997 schválil Kongres USA dlouhodobou a trvalou podporu soustavy TAO jako součásti operačního systému pozorování El Niño / Jižní oscilace (ENSO). Dne 1. ledna 2000 se soustava TAO oficiálně změnila na soustavu TAO/TRITON a v současné době je podporováno USA (NOAA), Japonsko (JAMSTEC) a Francie (IRD) (NDBC 2013). Úspěch kotvících polí v tropickém Tichém oceánu vedl k následnému rozmístění podobných bójí v tropickém Atlantiku a Indickém oceánu (Obr. 40) (McPhaden et al. 1998).

Obr. 40: Globální pole tropických kotvících bójí. Pole pozorované ENSO v tropickém Pacifiku se nazývá TAO/TRITON array. Přístroje poskytují téměř v reálném čase data o povrchové a podpovrchové teplotě a slanosti, rychlosti a směru větru, rychlosti proudu a tocích vzduch-moře. Rámečky znázorňují oblast Niño 3 150°W–90°W, 5°S–5°N, oblast Niño 4 160°E–150°W, 5°S–5°N, oblast Niño 3.4 170°W–120°W, 5°S–5°N, oblast Niño1 90°W–80°W, 5°S–10°S a oblast Niño 2 90°W–80°W, 0°–5°S.



Zdroj: Wang 2017

Na pozorování oceánu se také podílí společnosti Argo, která je součástí mezinárodního programu GOOS a GCOS. Součástí projektu je sběr dat o oceánských proudech v hloubce asi 1000 m. Vlastnosti vody se měří pomocí flotily robotických přístrojů, které se pohybují s oceánskými proudy nahoru a dolů mezi hladinou a střední hladinou vody. Každý nástroj (plovák) stráví téměř celý svůj „život“ pod hladinou. Název Argo byl vybrán proto, že řada plováků pracuje ve spolupráci s družicemi pro pozorování Země Jason, které měří tvar hladiny oceánu.

Data, která Argo shromažďuje, popisují teplotu a slanost vody a některé plováky měří další vlastnosti, které popisují biologii/chemii oceánu. Hlavním důvodem pro sběr těchto dat je pomoci pochopit roli oceánů v zemském klimatu, a tak lépe odhadnout, jak se bude v budoucnu měnit. Například změny hladiny moří (po zprůměrování přílivu a odlivu) závisí částečně na tání ledovců a částečně na množství tepla uloženého v oceánech. Měření teploty umožní vypočítat, kolik tepla je uloženo, a sledovat, jak se rozložení tepla mění s hloubkou a z oblasti do oblasti. Se zvyšujícím se obsahem tepla v oceánech stoupá hladina moří, stejně jako rtuť v teploměru.

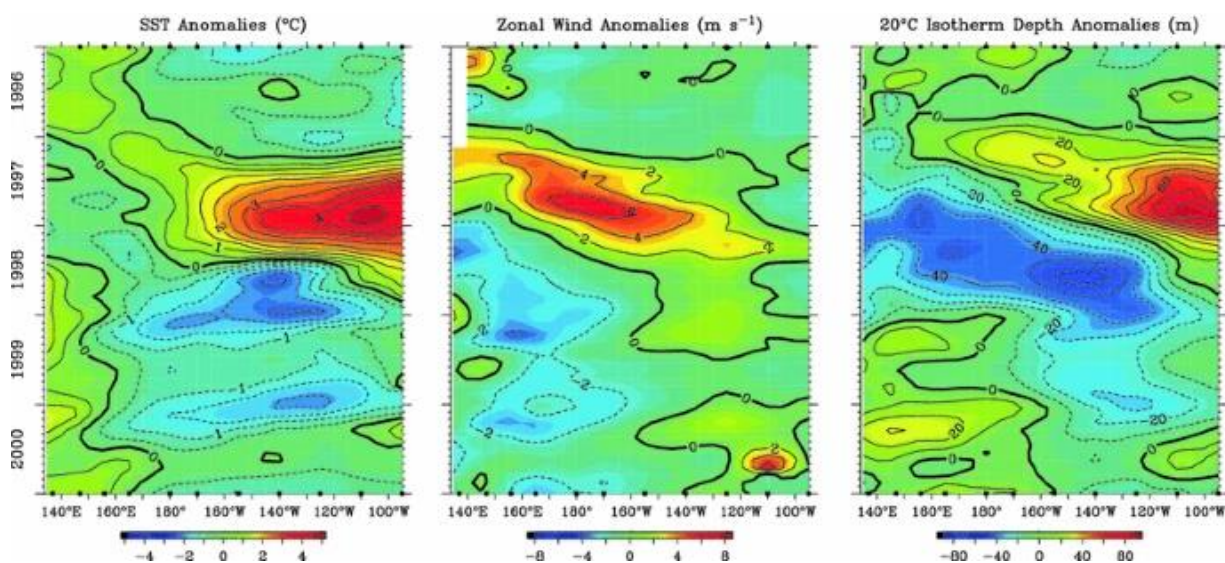
Argo shromažďuje 12 000 datových profilů každý měsíc (400 denně). To výrazně převyšuje množství dat, která lze shromáždit zpod hladiny oceánu jakoukoli jinou metodou. Plovoucí měření jsou odesílána do regionálních datových center, kde jsou podrobena přísným kontrolám kvality, a poté jsou předávána do dvou globálních datových center, odkud k nim má přístup každý, kdo je chce používat (ARGO ©24).

Jako příklad na datech soustavy TAO/TRITON si můžeme uvést vývoj jevů El Niño a La Niña, které lze pozorovat v anomáliích SST, zonálního větru a izotermie 20 °C (proxy pro hloubku termokliny). K demonstraci vývoje teplé fáze ve východním Pacifiku byla použita událost El Niño z let 1997/98. Údaje o kotvení TAO/TRITON (Obr. 41) ukazují, že existuje úzký vztah mezi zonálními anomáliemi větru, anomáliemi SST a anomáliemi hloubky termokliny. Důležitost



podpovrchových variací je jasně vidět. Dokonce i rok před maximálním oteplením povrchu je předchůdce El Niña viditelný pod povrchem v západním Pacifiku (s pozitivními termoklinálními anomáliemi) spojenými se západními větrnými anomáliemi. Deprese termokliny se pomalu táhne od západu k východu podél rovníku. Když teplé podpovrchové teplotní anomálie způsobené prohlubováním termokliny dosáhnou východu, jsou přenášeny rovníkovým vzestupným prouděním na povrch. Jakmile se SST anomálně zahřeje, začne zpětná vazba definovaná Bjerknesem. Anomálie západního větru v centrálním Pacifiku způsobují, že se termoklina ve východním Pacifiku dále prohlubuje, což vyvolává další oteplování. Když je však povrchová voda teplá ve východním Pacifiku, mělká termoklina je vnímána jako podpovrchové chladné anomálie v západním Pacifiku. Dokonce i během vývoje jevu El Niño jsou v západním Pacifiku vidět počátky jeho destrukce. Rozšíření podpovrchových chladných anomálií směrem na východ způsobuje postupnou erozi povrchových teplých anomálií. To iniciuje obrácení řetězce událostí Bjerknesovy zpětné vazby, která působí tak, že přivádí spřažený systém do události La Niña (Wang et al. 2017).

Obr. 41: Časově-dlouhé úseky měsíčního SST, zonálního větru a izotermických anomálií 20 °C mezi 2° S až 2° N od ledna 1996 do prosince 2000. Data poskytnutá polem TAO/TRITON.



Zdroj: Wang 2017

### 3.5.3 Mechanismy ENSO

**Teoretická vysvětlení ENSO lze volně definovat takto:**

1. El Niño je jednou z fází soběstačného, nestabilního a přirozeně oscilujícího režimu propojeného systému oceán-atmosféra.
2. El Niño je stabilní (nebo tlumený) režim spouštěný nebo interagovaný se stochastickým působením nebo šumem, jako jsou západní větrné nárazy a události Madden-Julianovy oscilace a vlny tropické nestability ve východním Tichém oceánu. V obou rámcích ENSO zahrnuje pozitivní zpětnou vazbu mezi oceánem a atmosférou.

#### 3.5.3.1 Samonosné oscilátory ENSO

Jak již bylo uvedeno v předešlé kapitole, Bjerknes poprvé vyslovil hypotézu, že interakce mezi atmosférou a rovníkovým východním Tichým oceánem způsobuje El Niño. Uvedl, že počáteční pozitivní anomálie SST v rovníkovém východním Pacifiku snižuje gradient SST ve směru východ-západ a tím i sílu Walkerovy cirkulace, což má za následek slabší pasáty kolem rovníku. Slabší pasáty zase pohánějí změny oceánské cirkulace, které dále posilují anomálii SST. Tato pozitivní zpětná vazba mezi oceánem a atmosférou vede rovníkový Pacifik k nikdy nekončícímu teplému stavu. K tomu, aby se propojený systém oceán-atmosféra obrátil k lepšímu, je zapotřebí negativní zpětná vazba. V době Bjerknese se však nevědělo, co způsobuje přechod z teplé fáze do studené.

Při hledání potřebných negativních zpětných vazeb pro spřažený systém byly navrženy čtyři koncepční modely oscilátorů ENSO. Tyto oscilátorové modely zdůrazňovaly negativní zpětné vazby odražených Kelvinových vln na západní hranici oceánu, proces vypouštění způsobený Ekmanovým transportem (větrem poháněné proudy), Kelvinovy vlny vynucené větrem v západním Pacifiku a anomální zonální advekci. Tyto negativní zpětné vazby mohou společně ukončit oteplování způsobené jevem El Niño, jak naznačuje sjednocený oscilátor (Wang 2001).

#### 1. Zpožděný oscilátor

Na základě modelu spřaženého oceánu a atmosféry Suarez a Schopf v roce 1988 formulovali a odvodili verzi zpožděného oscilátoru. Pozitivní zpětná vazba oceán-atmosféra se vyskytuje v rovníkovém východním Pacifiku, což vede k anomálii Nino3 SST do teplého stavu. Zpožděná negativní zpětná vazba je způsobena volnými Rossbyho vlnami generovanými ve východní pacifické spojovací oblasti, které se šíří a odrážejí se od západní hranice oceánu a vracejí se jako Kelvinovy vlny, aby zvrátily anomálie Nino3 SST ve východní pacifické spojovací oblasti. Zpožděný oscilátor předpokládá, že západní Pacifik je neaktivní oblastí pro interakci vzduch-moře a že odraz vln na východní hranici oceánu je nedůležitý, a zdůrazňuje význam odrazu vln na západní hranici oceánu.



## 2. Dobíjecí oscilátor

Předpokladem pro vznik El Niño je podle Wirtkiho (1975, 1985) nahromadění teplé vody v západním Pacifiku. Před El Niño má tepelný obsah v horní části oceánu nebo objem teplé vody nad celým tropickým Pacifikem tendenci se postupně hromadit (nebo nabíjet) a během El Niño je teplá voda splachována směrem k vyšším zeměpisným šířkám (nebo do nich odváděna). Po výboji se tropický Pacifik ochladí (La Niña) a poté se teplá voda opět pomalu nahromadí (dobije) před výskytem dalšího El Niña. Koncept procesů dobíjení a vybíjení je dále zdůrazněn Jinem (1997). Na základě spřaženého modelu Zebiak a Canea formuloval a odvodil model dobíjecího oscilátoru. Jak uvádí, během teplé fáze ENSO dochází k transportu tepla, které je spojené s anomáliemi západního větru v rovníkovém centrálním Pacifiku a teplými anomáliemi SST v rovníkovém východním Pacifiku, což vede k vypouštění obsahu tepla v rovníku. Následně dochází k přechodné fázi, ve které je celá hloubka rovníkové pacifické termokliny anomálně mělká. Tato anomální mělká termoklina v přechodné fázi umožňuje čerpání anomálních studených vod do povrchové vrstvy klimatologickým vzestupným prouděním, které vede ke studené fázi. Opak nastává během studené fáze ENSO. Je to proces dobíjení a vybíjení, který vytváří propojený systém oceán-atmosféra oscilovat na meziročních časových měřítcích.

## 3. Západopacifický oscilátor

Pozorování ukazují, že ENSO vykazuje jak východní, tak západní Pacifické meziroční anomálie. Během teplé fáze ENSO jsou teplé anomálie SST v rovníkovém východním Pacifiku doprovázeny studenými SST a mělkými anomáliemi hloubky termokliny v rovníkovém západním Pacifiku. Zatímco zonální větrné anomálie nad rovníkovým centrálním Pacifikem jsou západní, anomálie nad rovníkovým západním Pacifikem jsou východní. V souladu s těmito pozorováními Wang et al. (1999) vyvinuli koncepční model západopacifického oscilátoru pro ENSO. Tento model zdůrazňuje roli západního Pacifiku v ENSO, která byla ve zpožděném oscilátoru přehlížena. Zejména mimorovníkové anomálie SST (a mimorovníkové anomální anticyklóny) v západním Pacifiku vyvolávají rovníkové anomálie větru a ovlivňují vývoj ENSO. Kondenzační ohřev v důsledku konvekce v rovníkovém centrálním Pacifiku indukuje dvojici mimorovníkových cyklón s anomáliemi západních větrů na rovníku. Tyto anomálie rovníkového západního větru působí na prohloubení termokliny a zvýšení SST v rovníkovém východním Pacifiku, čímž poskytují pozitivní zpětnou vazbu pro růst anomálií. Naproti tomu mimorovníkové cyklóny v daném místě zvyšují termoklinu pomocí Ekmanova čerpání. Mělká mimorovníková termoklinální anomálie se tedy rozšiřuje nad západním Pacifikem, což vede k poklesu SST a zvýšení SLP (tlaku na hladinu moře) v rovníkovém západním Pacifiku (Wang a Weisberg 2000).

## 4. Advektivně-reflexní oscilátor

Tento model popisuje pozitivní zpětnou vazbu zonálních proudů, které během El Niña posouvají teplý bazén západního Pacifiku směrem na východ. Tři negativní zpětné vazby mají tendenci tlačit teplý bazén zpět do jeho původní polohy v západním Pacifiku:

- Anomální zonální proudy spojené s odrazem vln na západní hranici;

- Anomální zonální proudy spojené s odrazem vln na východní hranici;
- Střední zonální proudy sbíhající se na východním okraji teplého bazénu.

Během teplé fáze ENSO vytvářejí rovníkové západní větrné anomálie v centrálním Pacifiku vzestupné Rossbyho a sestupné Kelvinovy vlny. Západně se šířící vzestupné Rossbyho vlny se odrážejí jako vzestupné Kelvinovy vlny poté, co dosáhnou západní hranice. Zatímco východně se šířící sestupné Kelvinovy vlny odrážejí jako sestupné Rossbyho vlny na východní hranici. Vzhledem k tomu, že jak stoupající Kelvinovy vlny, tak sestupné Rossbyho vlny mají západní zonální proudy, mají tendenci tlačit teplý bazén zpět do jeho původní polohy v západním Pacifiku. Tyto negativní zpětné vazby, spolu s negativní zpětnou vazbou středního zonálního proudu, nutí propojený systém oceán-atmosféra oscilovat (Picaut et al. 1997).

### **Sjednocený oscilátor**

S několika různými koncepčními modely oscilátorů schopnými produkovat oscilace podobné ENSO může v přírodě fungovat více než jeden. Motivován existencí výše uvedených oscilátorových modelů, Wang (2001) formuloval a odvodil jednotný model oscilátoru ENSO z dynamiky a termodynamiky spřaženého systému oceán-atmosféra který je podobný spřaženému modelu Zebiak a Canea. Vzhledem k tomu, že ENSO vykazuje jak východní, tak západní pacifické anomálie, je tento oscilátorový model formulován a konstruován tak, aby zohledňoval anomálie SST v rovníkovém východním Pacifiku, zonální anomálie napětí větru v rovníkovém centrálním Pacifiku, termoklinální hloubkové anomálie v mimorovníkovém západním Pacifiku a zonální anomálie napětí větru v rovníkovém západním Pacifiku. Tento model může oscilovat v meziročních časových měřících. Sjednocený oscilátor zahrnuje fyziku všech výše diskutovaných modelů oscilátorů. Všechny výše uvedené modely ENSO oscilátorů jsou speciálními případy unifikovaného oscilátoru. Jak naznačuje unifikovaný oscilátor, ENSO je multimechanický jev pro pozorování různých mechanismů ENSO a relativní důležitost různých mechanismů je závislá na čase (Wang 2017).

#### **3.5.3.2 Stabilní režim spouštěný stochastickým vynucením**

Jiný pohled na ENSO prezentuje Philander a Fedorov (2003), podle kterých je El Niño sérií nenápadných teplých událostí, které přerušují období neutrálních nebo chladných podmínek (La Niña). To znamená, že ENSO lze charakterizovat jako stabilní (nebo tlumený) režim spouštěný stochastickým atmosférickým/oceánským působením. Tato hypotéza předpokládá, že poruchy vně spřaženého systému jsou zdrojem náhodného působení, které pohání ENSO. Atraktivním rysem této hypotézy je, že nabízí přirozené vysvětlení nepravidelného chování proměnlivosti ENSO pomocí šumu. Vzhledem k tomu, že tento pohled na ENSO vyžaduje přítomnost "šumu", snadno vysvětluje, proč je každé El Niño odlišné, a tak obtížně předvídatelné.

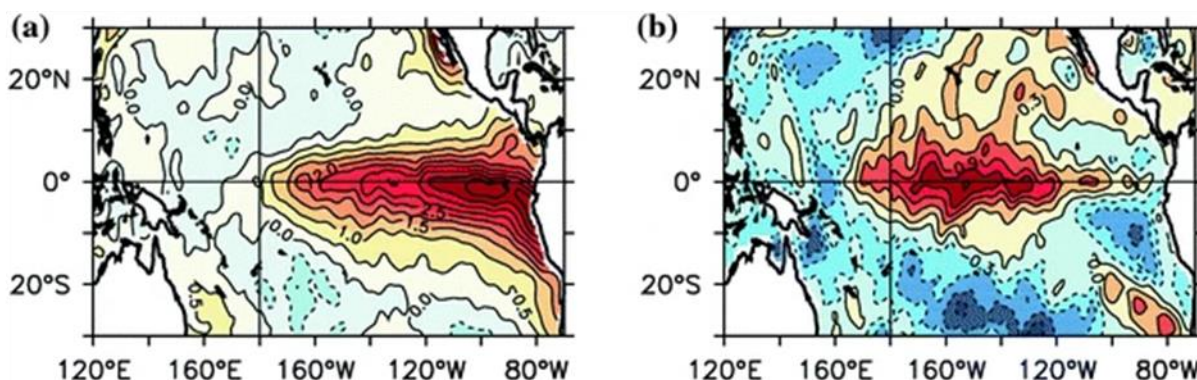
### 3.5.4 Typy ENSO

Kug et al. (2009) předpokládá, že existuje několik různých typů jevů El Niño. Největší pozornost se věnuje kanonickému typu Eastern-Pacific (EP), který má maximální anomálie SST soustředěné nad oblastí studeného jazyka východního tropického Pacifiku. Naproti tomu El Niño, které se vyskytuje ve středním Pacifiku, různě označované jako El Niño Modoki (japonské slovo znamenající pseudo), teplý bazén El Niño nebo datová linie El Niño, je charakterizováno slabým anomálním oteplením SST podél západního pobřeží Jižní Ameriky a maximálním anomálním oteplením SST v centrálním tropickém Pacifiku (CP).

Výzkumy také ukazují, že centrální (CP) a východní (EP) pacifické jevy El Niño mají zřetelné signatury, ale odlišné znaky SSS. Během události CP El Niño se v západním rovníkovém Pacifiku objevují záporné anomálie SSS a na východě pozitivní anomálie SSS. Během události EP El Niño se velké záporné anomálie SSS objevují ve středním rovníkovém Pacifiku a kladné anomálie SSS na západě, přičemž jádro záporných anomálií SSS je ve srovnání s událostí CP El Niño posunuto přibližně o 25° východní délky. Složená analýza ukazuje, že velké rozdíly v anomáliích SSS mezi oběma typy El Niña jsou omezeny na oblasti čerstvého bazénu a Niña 3.4. Povrchový tok sladké vody a horizontální advekce jsou zde dva hlavní faktory modulující SSS, ale jejich relativní význam se v obou oblastech liší. V oblasti sladkého bazénu jsou pozitivní anomálie SSS během EP El Niño mnohem větší než během CP El Niño. Jejich rozdíly jsou způsobeny především anomáliemi povrchového toku sladké vody a anomálie horizontální advekce hrají druhotnou roli. V oblasti Niño 3,4 jsou anomálie SSS během CP El Niño kladné, ale během EP El Niño záporné. Tyto rozdíly jsou způsobeny především anomáliemi horizontální advekce, nikoliv anomáliemi toku sladké vody spojenými s jevem El Niño (Qi et al. 2019).

Typickým příkladem CP El Niño (Obr. 42b) je událost z let 1977/78. Během tohoto jevu El Niño se anomálie SST většinou soustředily v rovníkovém centrálním Pacifiku od 160°E do 120°W, pokrývající oblasti Nino3.4 a Nino4. Naproti tomu během jevu El Niño v letech 1997/98 (Obr. 42a), což je typický EP jev El Niño, se anomálie SST většinou nacházely ve východní části tropického Pacifiku. Rozprostíraly se od jihoamerického pobřeží kolem 80°W-160°W a pokrývaly oblasti Nino1+2 a Nino3 (Wang et. al 2017).

Obr. 42 a, b: Vzorce anomálií SST pro El Niño v letech 1997-98 (anomálie zprůměrované od listopadu 1997 do ledna 1998); b: El Niño v letech 1977-78 (anomálie zprůměrované od listopadu 1977 do ledna 1978).



Zdroj: Wang et al. 2017

V atmosféře se liší také vzorce větru a srážkové anomálie spojené s těmito dvěma typy ENSO. Zatímco EP El Niño je spojeno s významnými západními anomáliemi pokrývajícími velkou část tropického Pacifiku, západní anomálie spojené s CP El Niño mají menší prostorové měřítko a jsou soustředěny v rovníkovém středním až západním Pacifiku. Významné východní anomálie se objevují také nad tropickým východním Pacifikem během CP El Niño. Pokud jde o srážky, pozitivní anomálie spojené s EP El Niño se obvykle rozprostírají od rovníkového východního do středního Pacifiku, kde se vyskytují největší anomálie SST. Pro CP El Niño jsou srážkové anomálie charakterizovány dipólovým vzorem s pozitivními anomáliemi umístěnými hlavně v západním Pacifiku a negativními anomáliemi ve východním Pacifiku. Rozdílné srážkové charakteristiky těchto dvou typů ENSO naznačují, že související místa konvekčního ohřevu a telekonexe ve středních šířkách mohou být také odlišné (Kug et al. 2009).

Dle výzkumu Ashok et al. (2007) se CP El Niño, vyskytlo od 60. let 20. století v letech: 1968-69, 1977-78, 1986-87, 1991-92, 1994-95, 2002-03, 2004-05 a 2009-10. Přičemž El Niño v letech 2009-2010 je známé jako jedno z nejsilnějších jevů CP El Niño v posledních desetiletích. Yeh et al. (2009) porovnali poměr událostí El Niño typu CP k EP v modelových simulacích a všimli si, že tento poměr se bude pravděpodobně zvyšovat podle scénáře globálního oteplování. Uvedli, že nedávný nárůst výskytu CP El Niño souvisí se oslabením střední Walkerovy cirkulace a zploštěním střední termokliny v rovníkovém Pacifiku, což může být důsledkem globálního oteplování. Newmann et al. (2011) naopak argumentovali tím, že zvyšující se výskyt CP El Niño v posledních desetiletích může být výrazem přirozené multidekadové variability a nemusí být nutně důsledkem antropogenního působení.

#### 3.5.4.1 Dynamika El Niña ve středním Pacifiku

Názory jsou zcela odlišné a probíhají diskuse o tom, zda by měl být CP ENSO považován za zcela odlišný subjekt od EP ENSO, nebo jednoduše za jiný výraz stejné dynamiky EP ENSO. Jak poukazuje Ashok et al. (2007) termoklinální variace vyvolané tímto vzorem anomálie větru jsou zodpovědné za vznik CP ENSO. Rovníkové západní anomálie vyvolávají klesající Kelvinovy vlny šířící se na východ a rovníkové východní anomálie vyvolávají sestupné Rossbyho vlny šířící se na západ a společně prohlubují termoklinu v centrálním Pacifiku za vzniku CP El Niño. Naopak Kug et al. (2009) zdůraznili skutečnost, že rovníkové východní anomálie mohou potlačit oteplování ve východním Pacifiku během události CP El Niño tím, že zesílí vzestupné proudy a povrchové vypařování. Tvrdili však také, že střední hloubka termokliny v centrálním Pacifiku je relativně hluboká a větrem vyvolané termoklinální variace nemusí být účinné při vytváření anomálií CP SST. Místo toho navrhli, že advekce oceánů je zodpovědná za rozvoj oteplování centrálního Pacifiku.

#### 3.5.5 Tichomořská dekadová proměnlivost

Kromě meziročních variací spojených s fenoménem ENSO kolísají SST v tropickém Pacifiku také na časových škálách desetiletí a déle (Zhang et al. 1997). Tyto tropické pacifické dekadické variace SST, dále označované jako "pacifická dekadová variabilita" nebo PDV (v literatuře také nazývané Pacifická dekadová oscilace nebo PDO), jsou organizovány do velkorozměrových prostorových vzorců s vazbami na jiné oceánské pánve a na další klimatické parametry, jako jsou srážky, vítr a oblačnost. Existuje mnoho nejasností ohledně fyzického původu PDV a toho, zda je oddělitelná od ENSO. Některé studie naznačují, že:

- PDV, na rozdíl od ENSO, není jediným fyzikálním jevem nebo "režimem", ale superpozicí několika jevů včetně ENSO, náhodné atmosférické variability a oceánských procesů (Newman et al. 2003).
- PDV je výsledkem deterministických interakcí mezi oceánem a atmosférou mezi tropickým Indo-Pacifikem a vyššími zeměpisnými šířkami Tichého oceánu, které vytvářejí preferovaný časový rámec, i když předložené mechanismy se liší v tom, která zeměpisná šířka je klíčová (Liu 2012).
- Pro PDV neexistuje žádná preferovaná časová osa, a místo toho navrhuje, aby odrážela autoregresní (nebo "červený šum") proces prvního řádu, který je stochasticky řízen buď z mimotropického Pacifiku, tropického Pacifiku, nebo z obou (Clement et al. 2011).

Vzorci ENSO a PDV jsou velmi podobné, a to nejen v tropickém Indo-Pacifiku, ale i globálně. Konkrétně, když jsou anomálie SST pozitivní v tropickém východním Pacifiku, jsou negativní na západě a nad centrálním severním a jižním Pacifikem a pozitivní nad tropickým Indickým oceánem a severovýchodními částmi Tichého oceánu ve vysokých zeměpisných šířkách. Hlavní rozdíl mezi vzory PDV a ENSO spočívá v tom, že PDV postrádá úzké rovníkové pacifické maximum, které je charakteristickým znakem ENSO. Z tohoto důvodu je PDV často označována jako "rozšířený vzor ENSO" (Zhang et al. 1997).

### 3.5.6 ENSO v rámci globálního oteplování

Paleoklimatické záznamy naznačují, že silný východo-západní SST kontrast ročních průměrných podmínek v rovníkovém Pacifiku nemusí být stabilním a trvalým rysem. Průměrný kontrast SST v rovníkovém Pacifiku byl asi 2 °C, podobně jako během moderního jevu El Niño (Wara et al. 2005) a během teplého raného pliocénu (před ~4,5–3,0 miliony let). Tento průměrný stav mohl nastat během posledního období s klimatem teplejším než dnes, což naznačuje, že rovníkový Pacifik by mohl projít podobnými změnami, jak se Země otepluje v reakci na zvyšující se skleníkové plyny (Wang et al. 2017).

Teorie předpokládají buď silnější, nebo slabší kontrast SST mezi východem a západem v reakci na oteplování. Východní Pacifik by se mohl více ohřát v důsledku zpětné vazby oblačnosti, zpětných vazeb vypařování nebo oslabení Walkerovy cirkulace. Oceán by však také mohl posouvat oteplování na východě, protože zvýšená stratifikace zvyšuje ochlazující účinek vzestupných proudů. Rovnováha mezi těmito procesy není známa, proto není jasné, zda změna teploty SST v budoucnu posílí nebo zeslábně. Moderní pozorování neukazují velký nárůst oteplování podobného El Niño, a to navzdory důkazům o oslabení tropické atmosférické cirkulace. Existují však přesvědčivé důkazy o oteplování východního rovníkového Pacifiku během 20. století. Tropický trend SST ve východním Pacifiku může být také způsoben oteplováním Atlantiku prostřednictvím mechanismů Walkerovy cirkulace napříč rovníkovou Jižní Amerikou nebo změnou teploty SST mezi pánvemi a dynamikou oceánů (Wang a Fiedler 2006; Wang et al. 2009).

Klimatické modely předpokládají slabou redukci teploty SST do 21. století. Nedostatek spolehlivých důkazů o oteplování podobném El Niño v modelech a pozorováních by mohl být způsoben zvýšením oteplování v důsledku pomalejších proudů poháněných slabší Walkerovou cirkulací a zvýšeného ochlazování v důsledku stratifikovanějšího oceánu. Z tohoto důvodu je "trvalé El Niño" v reakci na globální oteplování velmi nepravděpodobné, a to i v případě, že Walkerova cirkulace zeslábně. Místo toho klimatické modely naznačují, že rovníkový Pacifik se může ohřát o něco více než tropy (Wang 2017).

## 3.6 Regionální dopady

### ENSO vyvolané anomálie v počasí a podmínkách prostředí po celém světě.

Jižní oscilace El Niño (ENSO) je hlavním rysem variability tropického klimatu a spouští atmosférické dálkové spojení, které má přímý dopad na zdraví, zdroje a životy milionů lidí po celém světě. Předvídání jednotlivých událostí ENSO s dostatečným předstihem má proto velký význam pro subjekty s rozhodovací pravomocí, které jsou odpovědné za plánování katastrof souvisejících s klimatem a přípravu na ně (Petrova et al. 2019).

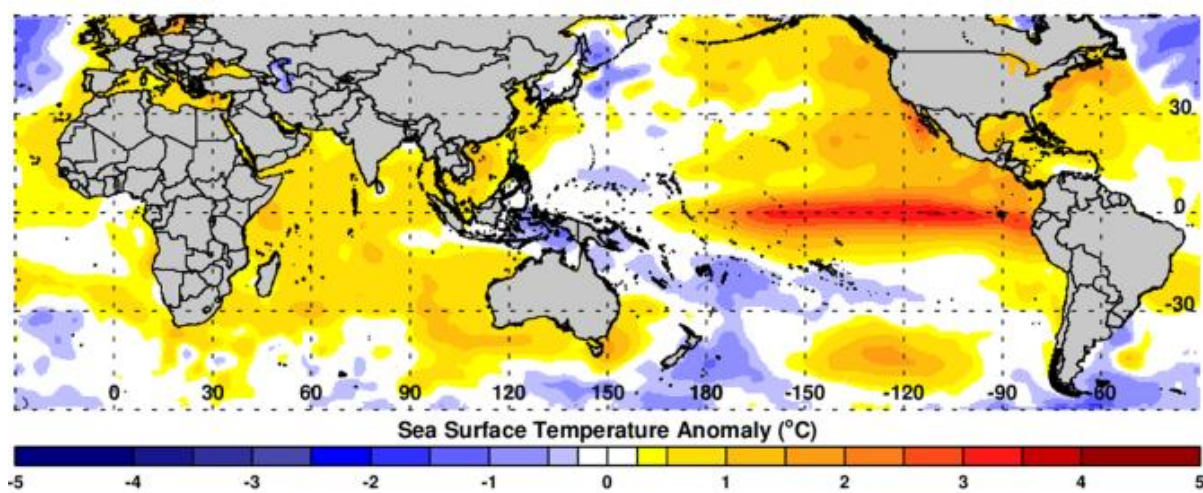
Extrémní jevy El Niño v letech 1982–83, 1997–98 a 2015–16, byly zodpovědné za několik přírodních katastrof. Anomální klimatické podmínky spojené s extrémními jevy El Niño způsobily celosvětové narušení životního prostředí, a to i v Jižní Americe. V JAR zažila Amazonie a severovýchodní Brazílie velká sucha a v Peru došlo ke katastrofálním záplavám. Například jen



extrémní události v letech 1997–98 způsobily celosvětově škody ve výši 36 miliard USD a odhadem zemřelo 22 000 lidí. Kromě závažných změn klimatu má El Niño vliv na atmosférické změny, jako jsou srážky, teplota, vlhkost atd. Tyto změny mění ekosystémy, narušují zemědělství, způsobují hurikány a rozšiřují místa rozmnožování přenašečů nemocí. (Rao et al. 2019).

ENSO, které probíhalo v letech 2015–2016, se podle hodnocení Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA) řadí mezi tři nejsilnější od roku 1950. První náznaky silných podmínek ENSO se objevily na jaře 2015 a začaly se rozvíjet na konci podzimu, jak dokládá v té době stále vyšší teplota povrchu moře (SST) v oblasti NINO 3.4. Měření SST překračovalo prahovou hodnotu +0,5 °C od dlouhodobého průměru v oblasti NINO 3.4. Tato vyšší, než normální anomálie SST dosáhla svého maxima v prosinci 2015 až únoru 2016 (Obr. 43) (Anyamba 2019).

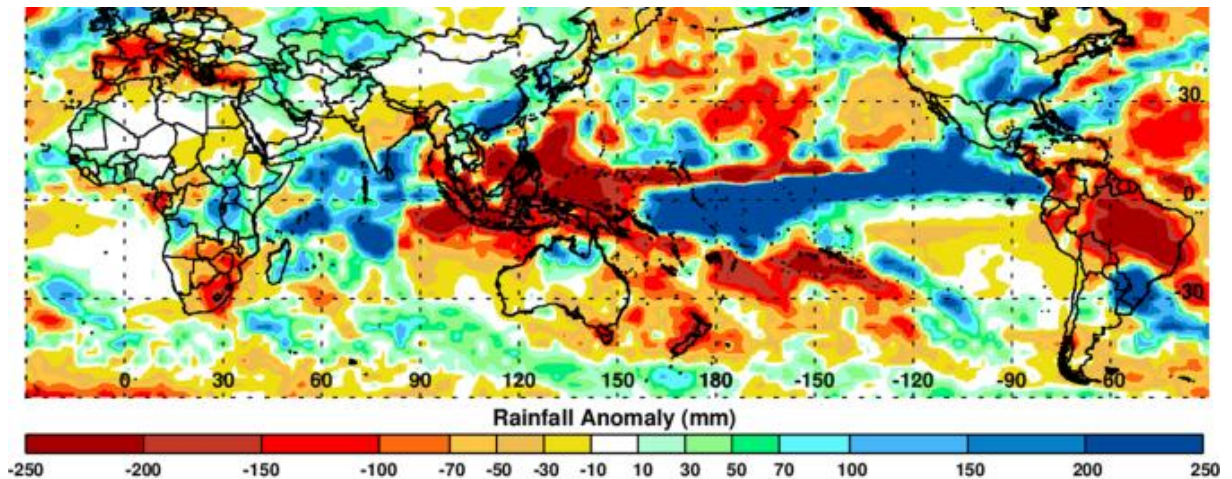
Obr. 43: Globální průměrné anomálie SST za prosinec až únor 2015/16 během hlavní sezóny ENSO.



Zdroj: Anyamba 2019

Tato událost rychle zasáhla regiony spojené s ENSO po celém světě. Extrémní srážkové podmínky, které následně přinesly povodně nebo sucha, přetrvávaly i v podzimních a zimních měsících. Významné nadnormální srážkové anomálie byly zaznamenány během jara a na začátku léta 2015 ve střední a jihozápadní části USA (+30 až +250 mm nad normálem v květnu–červenci), východní Indii a následně v srpnu v Bangladéši (~+200 mm nad normálem v květnu–srpnu); Nadnormální srážkové anomálie byly pozorovány také během podzimu a zimy (říjen–prosinec) 2015 v jižní oblasti Brazílie-Uruguay-Argentina a nad oblastmi středního až východního rovníkového Tichého oceánu, západního Sahelu a východní rovníkové Afriky. Naopak sever Jižní Ameriky, Střední Ameriky – karibské ostrovy, jihovýchodní Asie, pobřeží Guinejského zálivu a také jižní Afrika zaznamenaly v období od října do prosince podnormální srážky kumulativně s deficitem až ~-200 mm, což naznačuje silné sucha (Obr. 44) (Anyamba 2019).

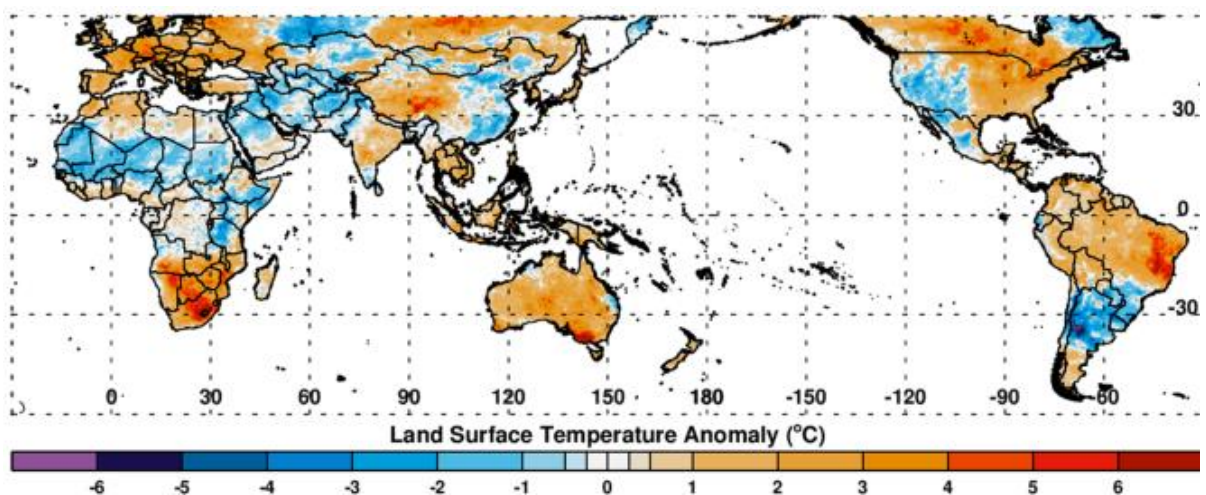
Obr. 44: Kumulativní srážkové anomálie z října až prosince 2015 směrem k vrcholné fázi ENSO



Zdroj: Anyamba 2019

Srážkové podmínky způsobené ENSO dále podpořily anomálie ve dvou dalších klíčových environmentálních parametrech, teploty zemského povrchu (LST) a vegetaci. Mezi říjnem a prosincem 2015 byly pozorovány vysoké LST v jihovýchodní Asii, Austrálii, jižní Africe, Brazílii a nejsevernější části Jižní Ameriky. Naopak anomálně chladné LST byly pozorovány během tohoto období v rovníkové východní Africe, jižní Brazílii, Uruguayi, Argentině a na západě a jihozápadě Spojených států, zejména v Texasu a mezihorských státech (Obr. 45) (Anyamba 2019).

Obr. 45: Anomálie průměrné teploty zemského povrchu (LST) za říjen až prosinec 2015. Anomálie ve srážkách a LST zvyrazňují několik regionů spojených s ENSO, včetně jihovýchodu Spojených států, severovýchodní Brazílie, východní rovníkové Afriky, jižní Afriky a jihovýchodní Asie.



Zdroj: Anyamba 2019



Bylo zjištěno, že spojení anomálních srážek, teploty a vývoje vegetace, ať už nadnormálního nebo podnormálního, vytváří soubor atributů stanoviště, které vedou k neobvykle vysokému výskytu a přežití vektorů patogenů, a tím ke zvýšení vektorové kapacity a rizika přenosu chorob na člověka (Anyamba 2019).

### 3.6.1 Onemocnění přenášená vektory

Onemocnění přenášená vektory, tedy onemocnění přenášená na lidi a mezi lidmi prostřednictvím řady nejrůznějších organismů, jako jsou komáři, písečné mušky a další členovci, zodpovídají přibližně za 17 % všech ztrát na životech. Mezi hlavní onemocnění přenášená vektory patří malárie, horečka dengue, horečka Rift Valley, a nemoci způsobené jinými arboviry než dengue, včetně chikungunya („čikunguňa“). Jelikož teplota na celém světě roste, onemocnění přenášená vektory se postupně rozšiřují do částí světa, kde se původně nevyskytovaly, a znovu se objevují v oblastech, kde ustoupily již před desetiletími. Kupříkladu malárie se přesouvá do oblastí s vyšší nadmořskou výškou v Africe, protože klima v těchto oblastech se stalo pro přenos tohoto onemocnění vhodnějším (Colón-González 2022).

Zkoumání vlivu proměnlivosti klimatu na intenzitu onemocnění je zásadní zejména v regionech, kde je nemoc již globální pandemií. Epidemie malárie v afrických vysočinách způsobují vysokou úmrtnost a silně souvisí s klimatem spojeným s jevy El Niño. Například epidemie malárie v hornaté oblasti u jihozápadní Ugandy v roce 1998 byla spojena s extrémním jevem El Niño v letech 1997–1998. (Rao et al. 2019). Ve studii, kterou provedla Světová zdravotnická organizace, se konzervativně odhaduje, že změna klimatu může být v letech 2030 až 2050 příčinou dalších 60 000 úmrtí na malárii, a to i při zohlednění vlivu dalších opatření ke snížení šíření této nemoci (Ghebreyesus 2022).

Horečka Rift Valley (RVF), se v průběhu minulého století stala jednou z nejvýznamnějších zoonóz (*onemocnění přenášené ze zvířete na člověka*) subsaharské Afriky, která má devastující zdravotní a ekonomické dopady na domácí přeživkavce a lidi. V poslední době způsobuje závažné epizootie (*hromadná nákaza zvířat*) i mimo Afriku (Saúdská Arábie a Jemen). RVF je také potenciální hrozbou pro Evropu a USA. Předpokládá se, že většina epidemií RVF je vyvolána výskytem neobvykle velkého množství dospělých komárů přenášejících virus, zejména rodu *Aedes* a *Culex*. Rozšíření a výskyt komárů zase silně souvisí s ekologickými a klimatickými podmínkami, jako jsou vydatné deště a záplavy, nebo s lidskou činností, která zvyšuje množství stojaté vody, jako je zavlažování a stavba přehrad. Zdá se, že k přenosu a šíření nemoci přispívají také společenské aktivity, jako je shromažďování lidí a zvířat během náboženského svátku Íd al Adhá. Jak se RVF udržuje během interepidemických období, je méně jasné. Nejčastěji přijímanou teorií je, že RVF se může udržovat po dobu několika let vertikálním přenosem u komárů *Aedes* v záplavových oblastech během období sucha a v místech napájení zvířat horizontálním přenosem mezi hospodářskými zvířaty a komáry během období dešťů.

Riziko RVF má zřetelný sezónní prostorový vzorec ovlivněný klimatickými změnami, přičemž většina případů se vyskytuje v Jižní Africe a Keni v první polovině roku El Niño. Klíčové faktory se

však budou pravděpodobně lišit v mírných oblastech od těch, které jsou důležité v tropickém monzunovém podnebí. Je nepravděpodobné, že by dopady byly prostorově a časově heterogenní. Například silné jevy El Niño způsobují vysoké srážky v Africkém rohu, zatímco současně generují nižší než průměrné srážky v Malawi a Jižní Africe (Redding et al. 2017).

Jak ve své studii uvádí Guzman a Harris (2015), v celé Latinské Americe a Karibiku je horečka dengue hlavní příčinou horečnatých onemocnění přenášených komáry *Aedes aegypti* a *Aedes albopictus* na člověka. Ukázalo se však, že většina zemí dosud nevyvinula systémy včasného varování před tímto onemocněním, které by využívaly informace o klimatu k přípravě a reakci na tuto epidemii (Rao et al. 2019). Onemocnění dengue je charakterizováno horečkou a bolestmi kloubů, které způsobují velkou zátěž, zejména u dětí.

V roce 2010 provincie El Oro v jižním pobřeží Ekvádoru zažila nejzávažnější zaznamenanou epidemii horečky dengue s přibližně 4008 podezřelými případy. Bylo zjištěno, že ONI, srážky a minimální teplota byly pozitivně spojeny s tímto onemocněním, přičemž více případů horečky dengue se očekává během událostí El Niño. Terénní studie ve stejné oblasti také zjistily, že srážky a minimální teplota byly klíčovými hnacími silami dynamiky *Aedes aegypti*, což poskytlo mechanistické důkazy o vlivu místního klimatu na přenos horečky dengue. Vyšší teploty zvyšují riziko nákazy až do optimálního teplotního rozmezí 26 °C až 29 °C. V důsledku nárůstu teplot dochází k rychlému vývoji komárů, reprodukci, přežití, míry kousnutí a replikaci viru v komárech. Nad touto hranicí mají přenosové rychlosti tendenci klesat. Přenos horečky má dobře definovaný sezónní vzorec a většina případů je hlášena od února do května. Toto období roku je charakterizované teplejším a deštivějším počasím, což usnadňuje rozmnožování komárů (Petrova et al. 2016).

### 3.6.2 Podmínky prostředí na severním pobřeží Peru

Navzdory zdánlivé stabilitě prostředí severního pobřeží prochází region téměř neustálými vnitroročními a meziročními změnami. Kvůli sezónním deštům v sousedních vysokých Andách zažívají říční systémy na severním pobřeží každoročně "mokrú" a "suchú" období: Průměrný měsíční průtok řeky Chicama může být pouhých 10,25 m<sup>3</sup>/s v měsíci září, zatímco v březnu může objem dosáhnout 469,84 m<sup>3</sup>/s. Tyto výkyvy průtoků v kombinaci s krátkodobými a dlouhodobými antropogenními procesy v krajině ovlivňují mikroprostředí každého údolí, což má za následek období silné oblačnosti, vysoké vlhkosti a zvýšené biotické aktivity. Kromě sezónních posunů zažívá severní pobřeží účinky El Niño-Jižní oscilace každých 6 až 20 let. I když ke změně objemu řek dochází pravidelně, ENSO se může projevit různými způsoby, které je obtížné předvídat (Caramanica et al. 2020).

Zcela abnormálně se El Niño projevilo v letech 1982-1983, kdy záplavy trvaly pouze 20 dní. Např. hladina v jezeře Titicaca stoupla během nich o 3 centimetry. Celý hydrologický rok se však projevil výrazným suchem a poklesem hladiny v jezeře o 82 centimetrů. K velmi kurióznímu jevu došlo při El Niño z roků 1997-98. Uprostřed pouštní oblasti zvané „Sechura“ v Peru, které je

považované za jedno z nejsušších míst na naší planetě, vzniklo jezero o rozloze 2400 km<sup>2</sup> s průměrnou hloubkou tři metry (Horský 2014).

Podél severního pobřeží Peru a jižního pobřeží Ekvádoru má fáze El Niño za následek jak snížené oceánské vzestupné proudy, které způsobují masové úhyny mořských a pobřežních živočichů, tak intenzivní srážky. Srážky mají mnoho účinků, které částečně závisí na tom, kde se vyskytují. Dešťové srážky podél západních svahů And se shromažďují a odtékají do pobřežních řek, což způsobuje rychlý vzestup hladiny vody a vylévání řek z břehů, ničení přítoků kanálů a zemědělské půdy nacházející se v záplavové oblasti nebo v její blízkosti. Mezitím, když se na pobřežní planině a blízkém andském úpatí objeví srážky, vysokoenergetický tok se rychle pohybuje suchými roklemi, což vyvolává bleskové povodně, poškozují zavlažovací kanály, pole a všechna městská sídla. Sekundárními účinky jsou rozšířené nemoci, jako je horečka dengue, ztráta úrody, nebo transport sedimentů ve velkém měřítku.

I se sofistikovanou předpovědní technologií je obtížné předpovědět polohu, načasování a rozsah jevů El Niño. V roce 2017 probíhala ojediněle lokalizovaná událost známá jako "El Niño Costero" z velké části neodhalená, dokud se teplé vody neobjevily podél pobřeží Peru a Ekvádoru. Mezi březnem a květnem 2017 byly účinky El Niña rozloženy nerovnoměrně a často asynchronně napříč údolními severního pobřeží Peru (Caramanica et al. 2020).

#### 3.6.2.1 Porozumění El Niño Costero v roce 2017: Problém definice a předpovídání klimatu

El Niño Costero se vyvinulo v polovině ledna a odeznělo v květnu 2017. Bylo prostorově omezeno podél pobřeží Peru a Ekvádoru, na rozdíl od El Niño, kdy expanze teplých vod přicházejí ze západního a středního rovníkového Pacifiku. Některé studie naznačují, že El Niño Costero není novým typem, ale spíše se jedná o jiný druh El Niño, jako je ten, který byl zdokumentován v roce 1925, který si Peruánci pamatují jako katastrofickou událost velkého rozsahu. Vývoj a dopady El Niño Costero jsou stále předmětem zkoumání.

Dopady El Niño Costero na ekosystémy a společnosti v Peru v roce 2017 byly významné. Podobně jako u jiných mimořádných El Niño, jako byly epizody z let 1982–1983 a 1997–1998, které byly považovány za nejsilnější události dvacátého století.

Předběžné vládní odhady škod způsobených jevem El Niño Costero zdokumentovaly devastaci, kterou Peruánci zažili, pokud jde o ztráty na životech a infrastruktuře po celé zemi. Ekonomické ztráty způsobené přivalovými dešti souvisejícími s jevem El Niño byly ke dni 28. března 2017 odhadnuty na 3,1 miliardy USD. Počet postižených osob se k 12. květnu 2017 blížil 1,1 milionu. Účinky jevu El Niño byly nerovnoměrně rozloženy napříč geografickými regiony Peru a nejzávažnější dopady (na základě procenta postižených osob v Peru) byly hlášeny ve městech v severních pobřežních departementech Piura (32 %), Lambayeque (16 %) a La Libertad (5 %), jakož i v centrálním pobřežním departementu Lima (5 %), kde se nachází hlavní město. Z postižené populace bylo postiženo přibližně 284 790 dětí (24 %), včetně 90 úmrtí. Byla také

hlášena řada epidemií infekčních onemocnění, včetně horečky dengue, chikungunya, zika a leptospirózy, což naznačuje nárůst výskytu v roce 2017 ve srovnání s předchozím rokem.

Výzkumníci jevu El Niño v Americe, včetně těch ve Spojených státech a v Peru, nezaznamenali vývoj pobřežního jevu, a to navzdory monitorovacímu systému v celém Pacifiku. Vládní agentury, socioekonomické sektory, úředníci v oblasti veřejného zdraví ani občané tak nebyli předem varováni před potenciálními riziky souvisejícími s klimatem a životním prostředím, mezi něž patří sucha, záplavy, bleskové povodně, sesuvy půdy a požáry, jakož i bouřkové přílivy a změny hladiny moří.

Jedním z možných důvodů je inherentní problém definice El Niño, která je široce používána pro výstražný systém ENSO Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA). Podle tohoto systému varování ENSO jsou El Niño a La Niña hodnoceny indexem 3.4, kdy kladné a záporné anomálie povrchové teploty moře (SST) překračují prahovou hodnotu  $\pm 0,5$  °C po dobu pěti po sobě jdoucích tříměsíčních období a zaměřuje se na střední a východní rovníkový Pacifik.

Ačkoli je tento index důležitý pro předpovědi a monitorování, není vždy nejlepší pro pozorování dalších typů El Niño, které se vyvíjejí podél pobřeží severního Peru a jižního Ekvádoru. Například podle indexu ONI byly podmínky oceánu a atmosféry během období Costero v přechodu z La Niña (5 měsíců, srpen–prosinec 2016) do neutrální fáze ENSO. Diagnostické diskusní zprávy NOAA ENSO proto nebraly na vědomí jev El Niño, který se rychle vyvíjel podél peruánského a ekvádorského pobřeží, ačkoli v únorové zprávě je zmínka o anomálii SST 1,5 °C v oblasti Niño 1+2.

Vzhledem ke geografické blízkosti rovníkových a pobřežních oblastí, vzestupných proudů k peruánskému pobřeží a k jejich environmentálnímu a hospodářskému významu (například rybolov) používají Peruánci vlastní index nazvaný "Indice Costero El Niño" (ICEN). Vychází z regionu Niño 1 + 2 SST, který definuje teplé a studené události na asymetrické stupnici a upravuje prahové rozdíly odhadované pro El Niño a La Niña. Například El Niño jsou kategorizovány jako anomálie SST  $> 0,4$  °C po dobu tří po sobě jdoucích měsíců; La Niñas jsou kategorizovány jako anomálie  $< -1,0$  °C po dobu tří po sobě jdoucích měsíců. Index ICEN také poskytuje kritéria pro kvalifikaci síly extrémní fáze ve spektru od slabé po silnou. Ačkoliv index ICEN dokázal zachytit období El Niño Costero, přesně necharakterizoval jeho skutečnou velikost (to znamená, že index ICEN kvalifikoval událost jako slabou ve srovnání se silnými anomáliemi sledovanými blíže k pobřeží), ani neidentifikoval El Niño Costero dostatečně brzy, aby poskytl čas na včasné varování.

Situaci v oblasti monitorování a definice dále komplikuje skutečnost, že mnoho zemí, včetně Peru a Ekvádoru, se spoléhá na výstražný systém NOAA ENSO a předpovědní modely, které odhadují pravděpodobnost výskytu El Niño. Podle peruánského Multisektorového výboru pro studium jevu El Niño (ENFEN 2016) prognózy k 9. prosinci 2016 pro oba regiony předpovídaly, že podmínky SST se silně přiklánějí k ENSO-neutrální až do konce léta na jižní polokouli (zima na severní polokouli), ačkoli ENFEN také poznamenal, že podél peruánského pobřeží byly SST mírně nadprůměrné, ale v neutrálním rozmezí. K 16. lednu 2017 hodnocení ve

východním Pacifiku (Niño 1 + 2) naznačovalo 30% pravděpodobnost, že se vyvine slabé El Niño, ale šance na ENSO neutrální byly ještě vyšší, 66 %, což ovlivnilo konsensus prognostiků, že ENSO-neutrální je nejvhodnější, a to navzdory přetrvávajícím pobřežním anomáliím SST. Pokud jde o NOAA, teprve 9. února 2017, nyní uprostřed vyvíjejícího se El Niño Costero, meteorologové hlásili anomální podmínky v dálném východním Pacifiku, i když také uvádí, že ENSO-neutrální bude pokračovat až do jara na severní polokouli (60 %), a předpovídá El Niño pro pokles severní polokoule (50 %). V březnu Mezinárodní výzkumný institut pro klima a společnost ohlásil pobřežní El Niño v Peru a Ekvádoru, i když závěr, stejně jako diskuse z předchozího měsíce byl, že ENSO-neutrální je přítomen v oblasti Niño 3.4 a bude přetrvávat až do května.

Předběžné hodnocení El Niño Costero naznačuje, že vnímání rizika mohlo být zmatené vzhledem k protichůdným předpovědím, včetně těch ze spolehlivých mezinárodních zdrojů. Země se také potýkala s velkým suchem, a proto byly deště vítány znepokojenými zemědělci. Vnímané riziko (a následná nečinnost nebo neadekvátní reakce vlády na katastrofy) mohlo být ovlivněno skutečností, že dopady jevu El Niño byly v letech 2015–2016 menší, což mohlo snížit důvěryhodnost následných informací o klimatu. Na případ El Niño Costero by se mělo pohlížet jako na ponaučení pro vlády a prognostiky, aby věnovali pozornost nejen klimatickým informacím generovaným předpověďmi, ale také kontextu předpovědi a nastavení katastrofy, což je stejně důležité a může ovlivnit společenské reakce na hydrometeorologické hrozby (Ramírez a Briones 2017).

### 3.6.3 Dominantní povětrnostní systémy v subsaharské Africe

Africký kontinent má širokou škálu klimatických režimů od vlhkého podnebí v tropech až po suché a polosuché klima v subtropích. Poloha, velikost a tvar Afriky hrají hlavní roli při určování jejího klimatu. Sezónní průběh srážek je určen severojižní sezónní migrací intertropické konvergenční zóny (ITCZ) v návaznosti na polohu maximálního povrchového ohřevu spojeného s meridionálním posunem polohy Slunce nad hlavou. Rovníkové regiony zažívají bimodální období dešťů, zatímco regiony dále k pólům zažívají monomodální období srážek. Délka období dešťů, které zase určuje délku vegetačního období, se zkracuje, jak se vzdalujeme od rovníku. Načasování postupu a ústupu ITCZ určuje délku a kvalitu období dešťů v dané lokalitě (Haile 2005).

Ropelewski a Halpert (1989) ve své studii poukazují na nejdůležitější jev zodpovědným za meziroční variabilitu klimatu nad východní a jižní Afrikou, kterým je El Niño-Jižní oscilace (ENSO). Přesněji řečeno, období silných teplých a chladných fází ENSO byla spojena s rozsáhlými srážkovými anomáliemi v mnoha částech Afriky včetně oblasti Sahelu, východní Afriky a jižní Afriky. Rozsah vlivu ENSO na místní variabilitu klimatu se však v jednotlivých lokalitách, v jednotlivých ročních obdobích, a i v letech výrazně liší.

Sahel je jedinečná oblast, která se nachází mezi jednou z nejsušších oblastí planety, Saharskou pouští, a bujnými tropickými deštnými pralesy rovníkové Afriky. Táhne se napříč

kontinentem, od Etiopie na východě až po Senegal na západě. Celkový úhrn srážek za celý rok nastává během jediného období od července do září. Jeho proměnlivost, známá jako západoafrický monzun, byla pro vědce náročná na pochopení a předpověď. Například v letech 1950-1960 zaznamenaly části Sahelu letní úhrny srážek přesahující 700 mm. V letech 1970-1980 klesly letní úhrny až na 300 mm. Takový posun nebyl nikde jinde na světě pozorován, a to jak z hlediska prostorového rozsahu, tak i velikosti (Pomposi 2016).

Ačkoli panuje shoda na tom, že Sahel je regionem, ve kterém jsou srážky skutečně citlivé na odchylky v podmínkách na hranicích pevniny, z atmosférického modelování a pozorovacích analýz započatých v 80. letech 20. století vyplynulo, že mnoho aspektů proměnlivosti sahelských srážek je ve skutečnosti řízeno teplotou povrchu moře (SST). Některé studie poukázaly na antisymetrické anomálie SST vzhledem k rovníku jako na klíčový význam pro srážky v Sahelu, přičemž teplejší SST na severní polokouli (zejména v severním Atlantiku) a chladnější SST v Guinejském zálivu a jižní polokouli pozitivně korelovaly s deštěm v Sahelu (Held et al. 2005).

Chování Tichého oceánu – a zejména jevu El Niño – není jedinou oceánskou hnací silou variability srážek v Sahelu. Studie ukazují, že stav nedalekého Atlantského oceánu také hraje roli při určování, zda je období srážek silnější nebo slabší než obvykle (Pomposi 2016). Vědci zkoumali mnoho teorií o příčině sucha v letech a desetiletích od jejich vzniku. Zpočátku to sváděli na degradaci půdy v důsledku desetiletí špatného hospodaření s půdou, kterou ještě zhoršil rychlý růst populace. Nejnovější studie však ukazují, že odpověď leží v severním Atlantiku – přesněji řečeno v tom, jak se chová ve srovnání s tropickými oceány jinde. Zjistili, že to, co dělají povrchové teploty moře v severním Atlantiku ve srovnání s teplotami ve zbytku tropických oceánů světa, mohou vysvětlit nejen klimatické výkyvy v Sahelu ve 20. století, ale také souvislost s pozorovaným trendem zvyšujících se srážek v regionu a s projekcemi vlhčích podmínek.

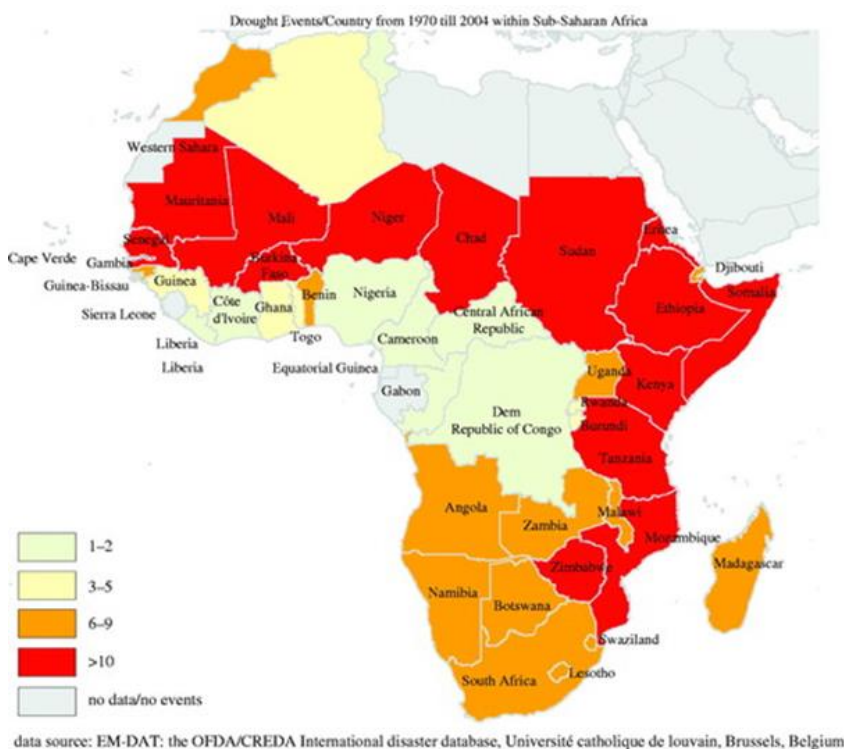
Zatímco ve 20. století se globální tropické oceány neustále oteplovaly kvůli emisím skleníkových plynů, severní Atlantik se změnil jen málo a v některých oblastech se dokonce ochladil. Sulfátové aerosoly – v podstatě znečištění ze spalování fosilních paliv v Severní Americe a Evropě – zastavily sluneční záření, aby se dostalo na tamní povrch. Za normálních okolností bude severní Atlantik přivádět vlhký vzduch v monzunovém proudění na africký kontinent, který je nakonec přenášen přes Sahel a dává mu své dešťové srážky. Od 60. do 80. let 20. století však aerosoly nad severním Atlantikem významně snížily odpařování, přerušily přísun vláhly do Sahelu a uvrhly region do stavu trvalého sucha. Od přijetí amerického zákona o čistotě ovzduší a dalších právních předpisů v oblasti životního prostředí v USA a západní Evropě se koncentrace aerosolů neustále snižují. V důsledku toho se severní Atlantik otepluje, což ve skutečnosti předstihuje oteplování, ke kterému dochází v globálních tropických oceánech. S opětovným zprovozněním vláhly se průměrné roční srážky v Sahelu opět zvýšily (Fiondella 2013).

Teplejší, než normální podmínky ve vodách u západního pobřeží Afriky mohou pomoci zmírnit případné sucho v západní Africe. Protože vzduch, který leží přímo nad teplou hladinou oceánu, bývá také anomálně teplý a teplý vzduch může zadržovat více vlhkosti, může atmosféra v této oblasti zadržovat více vodní páry. Nakonec se tyto vzduchové masy dostanou až na

kontinent, kde vlhkost pravděpodobně vypadne na pevninský povrch v podobě monzunových dešťů. Zvýšený obsah vlhkosti v severním Atlantiku, který je teplejší než obvykle, by mohl zajistit více srážek (Pomposi 2016).

Jak uvádí Haile (2005), v průběhu africké historie se sucha vyskytovala s různou mírou četnosti a intenzity a postihovala mnoho zemí. Četnost sucha od roku 1970 do roku 2004 (Obr. 46) vykazovalo Somálsko, Etiopie, Eritrea, Súdán, Čad, Niger, Burkina Faso, Mali, Senegal, Mauritánie, Keňa, Tanzanie, Mosambik a Zimbabwe. Většina těchto zemí se nachází v suchých a polosuchých oblastech Afriky, kde jsou srážky nejdůležitějším faktorem, protože většina obyvatel je zde závislá na zemědělské činnosti. Pomposi (2016) zmiňuje zemědělce a pastevce, kteří jsou odkázáni na monzunové deště (července až září), aby mohli plánovat a udržovat v dané sezóně své zemědělské činnosti. Výsadba a pěstování plodin během období dešťů zajišťuje většinu ročního výnosu zemědělců, a právě tyto zdroje plodin jsou čerpány až do doby, než se v následujícím období dešťů opět začne s výsadbou. Jakákoli změna srážek může mít velké a trvalé dopady na potravinovou bezpečnost a hospodářskou infrastrukturu.

Obr. 46: Zprávy o suchu podle zemí od roku 1970 do roku 2004



Zdroj: Haile 2005

Většina velkých období sucha byla spojena s událostmi ENSO. Například Wolde-Georgis (1997) srovnává události ENSO s historickým výskytem sucha v Etiopii od roku 1539 a nachází pozoruhodnou souvislost. Celkově byla sucha v letech 1983/1984 nejzávažnější, jakých jsme byli svědky za poslední čtyři desetiletí, a způsobila rozsáhlý hladomor v Sahelu a Africkém rohu. Velká část domácího dobytka zahynula a miliony lidí byly nuceny odejít z venkovských oblastí do



větších měst nebo táborů, kde se spoléhaly humanitární potravinovou pomoc. Například v Etiopii byla zřízena komise pro prevenci katastrof a připravenost na ně a v Súdánu komise pro humanitární pomoc, která se zabývá potravinovou krizí (Haile 2005).

Potenciální využití ENSO, teploty povrchu Indického moře (SST) a SST v Atlantiku při předpovídání sezónních srážkových anomálií v Africe bylo v posledních několika letech klíčovou oblastí výzkumného zájmu (Goddard et al. 2001). To je posíleno rozšířením meteorologických pozorovacích sítí a také schopností počítačových modelů poskytovat obratné předpovědi informací souvisejících s ENSO na několik měsíců dopředu. Předpovědi ENSO v kombinaci s tradičně existujícími předpovědními metodami přizpůsobenými danému regionu nebo lokalitě mohou poskytnout užitečné předpovědi sezónních srážkových anomálií, které mohou být vstupem do národních a regionálních systémů včasného varování v oblasti potravinového zabezpečení (Cane et al. 1994).

#### 3.6.4 Posouzení dopadů El Niño a La Niña na pěstování plodin

V roce 2014 zveřejnila Organizace OSN pro výživu a zemědělství (FAO) studii, jejímž cílem je porozumět dopadu sucha El Niño na globální zemědělské oblasti (Rojas et al. 2014). Jevy El Niño a La Niña mohou mít zásadní důsledky pro produkci potravin na celém světě, přičemž jejich dopady se liší v závislosti na zeměpisné oblasti. Lizumi et al. (2014) poskytli globální hodnocení a dospěli k závěru, že El Niño pravděpodobně zlepšuje globální průměrný výnos sóji mezi 2,1 % a 5,4 %, ale zdá se, že mění výnosy kukuřice, rýže a pšenice mezi -4,3 a + 0,8 %. Globální průměrné výnosy všech těchto čtyř plodin během let La Niña mají tendenci být pod normálem (-4,5 až 0,0 %).

Příkladem přizpůsobení měnícímu se podnebí je postup zemědělců v Peru, kteří vybírají pěstované plodiny podle předpovědi klimatu na příští rok. Peru je zemí, jejíž klima je silně ovlivněno jevem El Niño. Rýže a bavlník, dvě nejdůležitější plodiny pěstované v Peru, jsou velmi citlivé na množství a období dešťů. Rýže potřebuje velké množství vody; bavlník má hlubší kořeny, a proto poskytuje větší úrodu i během let s menším množstvím dešťových srážek. V roce 1983, bezprostředně po jevu El Niño, klesla zemědělská produkce o 14 %. Do roku 1987 byly předpovědi začátku jevu El Niño dostatečně zpřesněny, takže je peruánští zemědělci mohli vzít předem v úvahu. Po jevu El Niño v letech 1986-1987 produkce díky spolehlivé předpovědi stoupla o 3 % (Houghton 1998).

Státem nejen s největším počtem obyvatel, ale také s největší produkcí potravin a poptávkou po nich je Čína (Rojas et al. 2014). El Niño spočívá v trvalém oteplování středního a východního tropického Tichého oceánu a poklesu síly tichomořských pasátů, což přináší do Číny horký vzduch a vysoké teploty. To může částečně vysvětlovat jeho negativní dopad na podmínky pěstování plodin, vyvolaný obdobím sucha. Zdůvodnění je stejné pro pozitivní dopad (studený vzduch a srážky), který přináší událost La Niña (Barlow et al. 2015). V posledních několika letech zažívá Čína velmi vysoké teploty, které se většinou koncentrují v jihovýchodní části země. V červnu 2023 zasáhla několik regionů v Číně, zejména provincii Yunnan, obří vlna veder s maximy



přesahujícími 40 stupňů. Mnoho oblastí zaznamenalo nejvyšší zaznamenané teploty od roku 1961, kdy Čína začala s meteorologickými pozorováními. Náhlá vlna veder způsobila vážné škody na ekosystému, zničila pole s obilím a způsobila odhadovanou ztrátu přibližně 2,73 miliardy RMB (400 milionů USD).

Dopad jevu El Niño na Čínu vyvolal obavy z potenciální potravinové krize, která měla zemi zasáhnout mezi červnem a srpnem 2023. Tato katastrofa však byla odvrácena. V červenci 2023 vydalo čínské ministerstvo pro krizové řízení varování pro hlavní provincie produkující obilí, což naznačuje riziko vážného sucha a silných dešťů. Jak bylo předpovězeno, na začátku srpna 2023 zažil Peking nejsilnější srážky za posledních 140 let, kdy za zhruba 4 dny spadlo 744 milimetrů srážek (Linguerra 2023).

Podrobná studie, kterou vypracoval Yanyun Li et al. (2019), se zabývá dopady ENSO na čínskou zemědělskou produkci a její výnosy. Na základě vývoje měsíčních hodnot ONI, které uvedl Rojas et al. (2014), byla identifikována následující posloupnost cyklů: devět let dominantní fáze El Niño (1984–1992), následovaných osmi lety (1993–2000) dominantní fáze La Niña, poté opět sedm let (2001–2007) dominantní fáze El Niño a nakonec osm let (2008–2015) dominantní fáze La Niña. Zjistil, že na globální úrovni se neutrální roky a roky La Niña během dominance El Niño chovají jako roky El Niño, což způsobuje dlouhotrvající sucha v zemědělství na globální úrovni. Naproti tomu rok El Niño, který nastává během dominance La Niña, má na osevní plochy menší dopad. Tyto cykly mohou mít určitou souvislost s Pacifickou dekádoovou oscilací (PDO).

Je třeba poznamenat, že v Číně je procento orné půdy, která je negativně ovlivněna La Niña, poměrně vysoké (13,5 %) a dokonce vyšší než u El Niño (10,9 %). Možným vysvětlením je, že plodina může utrpět poškození chladem a mrazem, způsobené chladem La Niña, což pak může způsobit například potíže s klíčením rostlin, poranění rostlin a pomalý růst. Když k tomu dojde, je ve srovnání se suchem často obtížnější zavést účinná zmírňující opatření ve velkém měřítku (Shuai et al. 2013).

Posouzením srovnávacích dopadů jevů El Niño a La Niña na produkci obilí v Číně bylo možné prokázat, že jevy La Niña mají tendenci přinášet čistý pozitivní dopad na celkovou produktivitu zrna, protože na rozdíl od jevů El Niño na tuto událost reaguje pozitivně více oblastí plodin. Zároveň se tyto dopady liší i velikostí. Například plochy orné půdy se silným pozitivním účinkem a silným negativním účinkem způsobeným jevy La Niña jsou o něco větší než plochy zasažené jevem El Niño. Kromě toho tato studie potvrdila obecnou hypotézu Rojas et al. (2014) pro pevninskou Čínu. Průměrná produkce obilovin během dominantního cyklu se snižovala nebo zvyšovala v závislosti na dominanci jevu El Niño nebo La Niña (Li et al. 2019).

### 3.6.5 Tryskové proudění mění klima Severní Ameriky

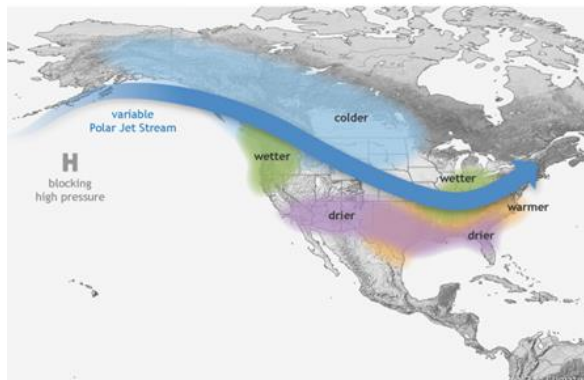
Klima Severní Ameriky ovlivňují odchylky teplot povrchu moře (SST) v severním Tichém oceánu vyvolané ENSO a v severním Atlantském oceánu popisované jako AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation). AMO popisuje střídání kladných a záporných odchylek teploty povrchu moře (SST) napříč severním Atlantským oceánem, ke kterému dochází s periodou 60–80 let. Záporné anomálie teploty povrchu moře (SST) v severní polovině Atlantiku vedou k navýšení srážkových úhrnů nad většinou území Spojených států s výjimkou jihovýchodu USA a severní částí Velkých prérií. Naopak kladné odchylky teploty povrchu moře (SST) v severním Atlantiku způsobují sušší období, hlavně v centrální a jižní oblasti amerického „středozápadu“ (např. v Texasu), která mohou znamenat až katastrofální sucha. Tato vlhčí a sušší období přetrvávají s celou periodou AMO odpovídající několika desetiletím. Některé studie ukázaly, že velká sucha v létě 2010 a 2011 na jihu Spojených států (např. sucha a časté prachové bouře v Arizoně a lesní požáry v Texasu) se vyskytovala během La Niñas v pokračující teplé fázi AMO.

Vliv AMO na anomálie klimatu v Severní Americe je v této práci zmíněn také proto, že doplňuje vliv ENSO na klimatické anomálie v této oblasti. Vliv ENSO je však silnější, neboť se neomezuje jen na 1roční období, ale při vyvinuté fázi ENSO působí celoročně. Přesto zima na severní polokouli je označována za období nejsilnějšího vlivu ENSO na klima Severní Ameriky. Pro celkový popis je však na místě vnímat působení ENSO a AMO současně, neboť jedna složka (resp. její aktuální fáze) může zejména v rozsahu a intenzitě ovlivňovat druhou (Hu a Feng 2012).

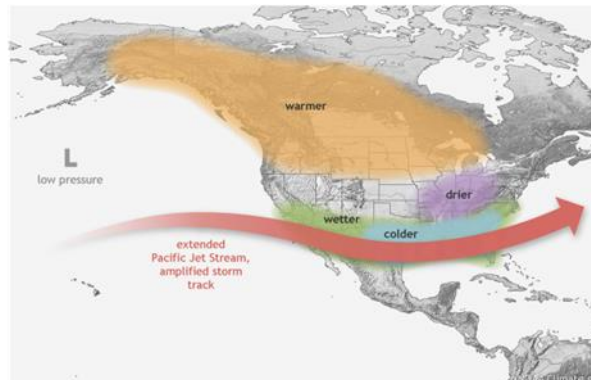
Počasí na severoamerickém kontinentu ovlivňuje ENSO, které mění směr tryskového proudění a tím působí na dráhy bouří. El Niño způsobuje pokles polohy tryskového proudění ve východním Pacifiku, což má za následek teplejší zimy v západní Kanadě, na jihu Aljašky a na severovýchodě Spojených států. Zatímco na jihu Spojených států je chladnější a vlhčí počasí, během léta se jižní část Mexika stává teplou a suchou. V průběhu fáze La Niña se pokles tryskového proudění posouvá na západ od své normální polohy směrem k centrálnímu Pacifiku. To přináší chladnější zimy ve východní Kanadě, zatímco jih Spojených států – od Kalifornie po Karolínu – se stává teplým a suchým. Dále na sever mohou být údolí řek Ohio a Upper Mississippi vlhčí než obvykle. Vliv na USA je nejsilnější během zimy (prosinec–únor), ale může přetrvávat až do časného jara (Obr. 47a, b) (Khedun et al.2014).

Obr. 47 a, b: El Niño a La Niña mají nejsilnější vliv na sezónní klima USA v zimě. Proti proudu Spojených států pacifické tryskové proudění zesiluje a přenáší více bouří přes jih USA, což podporuje chladnější a vlhčí zimy. Od západního pobřeží až po Velká jezera mají severní státy často teplejší než průměrné zimy.

a) Účinky jevu La Niña v zimě



b) Účinky jevu El Niño v zimě



Zdroj: NOAA Climate ©2024

Posun tryskového proudění během teplých událostí ENSO tlačí bouře jižně, od jejich normální polohy na severozápadě Tichého oceánu, směrem do Kalifornie. Silnější jevy El Niño mohou zatlačit bouře ještě dále na jih do jižní Kalifornie a severozápadní Pacifik se poté stává sušší. Kalifornie tak během El Niño těží z nadprůměrných srážek, ale velmi často dochází k bleskovým povodním. Tento příliv vláhy také zvyšuje sněhové srážky v pohoří Sierra Nevada. Ve Skalistých horách se účinek ENSO liší, přičemž na severním a jižním konci je opačný (Khedun et al. 2014).

Letní srážky v Severní Americe poskytují dle Hu et al. (2011) většinu vody potřebné pro přírodní i obhospodařované ekosystémy v regionu. Tyto ekosystémy však trpí, když dochází k velkým, anomálním výkyvům letních srážek. Několik z těchto anomálií bylo pozorováno v po sobě jdoucích letech 2000–2005 ve středních a západních Spojených státech. V roce 2008 také došlo k záplavám v údolí řeky Ohio a v roce 2010 (květen až v červen) ve středních a jižních Spojených státech.

Typický rok je co do plošného rozložení srážek vysoce variabilní na regionální i místní úrovni a rok 2015 nebyl výjimkou. Srážkové extrémy se vyskytly během jevu El Niño v mnoha oblastech po celém světě. V některých případech vedly k záplavám, v jiných k suchu. Historicky nejdeštivějším měsícem byl ve Spojených státech měsíc květen, kdy za 121 let bylo naměřeno nejvíce srážek. Květnové deště fakticky ukončilo suchu, které trvalo na jižních pláních od roku 2011. Státy Colorado, Oklahoma a Texas postihly přívaly dešťů, ale dlouhodobé suchu pokračovalo dále na západ. Zasaženy byly pánevní oblasti západu USA, které jsou závislé na sněhové pokrývce jako zdroji vody. Dne 1. dubna dosahovala vodní hodnota sněhu na západě jen 5 % normálu – nejméně od začátku měření v roce 1950.

Podle Globální sněhové laboratoře při Rutgerově univerzitě v USA dosahovala na jaře rozloha sněhové pokrývky na severní polokouli plochy 28,5 milionu km<sup>2</sup>. To je hluboko pod dlouhodobým průměrem a je to osmá nejmenší rozloha sněhu v historii měření. Severní Amerika měla dokonce čtvrtou nejnižší jarní rozlohu sněhu. Nicméně zde také řádila sněhová bouře s velkými přívaly sněhu, bylo to v únoru na severovýchodu USA. Ve státě Massachusetts byly, co do množství sněhu, překonány měsíční i sezonní zimní rekordy.

Na začátku října 2015, v souvislosti s tlakovou níží, se pohyboval od východního pobřeží hurikán Joaquin, který přinesl vlhký tropický vzduch do Severní a Jižní Karolíny. Pětidenní úhrny srážek dosahovaly 360 až 630 mm. V celém regionu byly významné záplavy, které zabily 16 lidí. Extrémní srážky a přívalové povodně, některé spojené s pozůstatky hurikánu Patricia, rovněž ovlivnily části Texasu. Byl to tak nejvlhčí a nejteplejší prosinec v záznamech Spojených států. Mexiko zažilo nejdeštivější březen od začátku měření v roce 1941.

El Niño také přispěl k trendu oteplování Země, přičemž rok 2015 patřil podle meteorologických záznamů k jedním z nejteplejších. Západ Kanady a USA byl neobvykle teplý, přičemž se celkově jednalo o druhý nejteplejší rok v historii pro Spojené státy americké. Další čtyři státy zaznamenaly absolutně nejteplejší rok. Rekordně vysoká zimní průměrná teplota byla hlášena také podél tichomořského pobřeží Kanady. A i když byl únor druhý nejchladnější v některých státech USA, prosinec měl rekordně vysokou teplotu ve 29 státech. Nízký úhrn srážek, spojený s El Niña, se projevil v celé Střední Americe a Karibiku (chmi 2016).

#### 3.6.5.1 El Niño a La Niña ovlivňují hurikánovou sezónu v Atlantiku

Hurikány jsou jedním z nejnebezpečnějších meteorologických jevů, které můžeme na planetě potkat. Ovlivňuje klimatická změna ale i tropické cyklóny? Paradoxně se počet tropických cyklón na světě nemění, roste ale jejich intenzita. Hlavní hnací silou tropických cyklón je totiž teplota samotného oceánu (Vítek 2022).

Velice zajímavá vazba je mezi La Niňou a hurikány v Atlantiku, kde panují vhodnější podmínky pro jejich vývoj. Souvisí to jednak s teplejší vodou v Atlantiku a jednak se zmenšením takzvaného stříhu větru, který je naopak nepřítelem vývoje hurikánů. Nejdříve El Niño vyvolá silnější západní vítr ve vyšších vrstvách atmosféry v tropickém Atlantiku než v běžných obdobích bez El Niña. To zvyšuje celkový vertikální stříh větru, který v podstatě stříhá vrcholky vyvíjejících se bouří dříve, než se může vytvořit zdravá cirkulace. Případy El Niño obecně potlačují hurikánovou aktivitu v Atlantiku, takže v období od srpna do října, kdy vrcholí hurikánová sezóna, se jich tvoří méně než obvykle.

Během La Niña západní větry vysoko v atmosféře slábnou. To má za následek rozšíření oblasti s nízkým vertikálním stříhem větru, což umožňuje vznik většího počtu hurikánů v Atlantiku. Pravděpodobnost, že kontinentální USA a Karibské ostrovy zažijí hurikán, se výrazně zvyšuje během La Niña a snižuje se během El Niña. Oba jevy také ovlivňují, kde se tvoří atlantické hurikány. Během La Niña se v hlubokých tropech tvoří více hurikánů z povětrnostních

poruch, které vznikají nad severní Afrikou. Tyto systémy mají mnohem větší pravděpodobnost, že se stanou velkými hurikány, a nakonec dosáhnou USA a Karibských ostrovů.

Ačkoli se hurikány vyskytují častěji během epizod La Niña, významné tropické povětrnostní jevy se vyskytly během neutrální fáze. Například rekordní hurikánová sezóna v roce 2005, která zahrnovala hurikány Katrina a Rita, se odehrála během neutrální fáze. Hurikán Andrew, nejničivější zaznamenaný hurikán Spojených států, zasáhl pobřeží Mexického zálivu během neutrální fáze El Niño v roce 1992 (NWS Jackson ©2024).

V letech 1944–1970, v teplé fázi AMO, byl průměrný počet velkých hurikánů 2,7, zatímco v letech 1971–1994, během studené fáze AMO, byl průměrný počet velkých hurikánů 1,5. Od roku 1995, kdy se teploty v Atlantiku opět oteplily, došlo k vyššímu výskytu hurikánových sezón. Odezva ve srážkách je nejsilněji pociťována na Floridě což má dopad na hospodaření s vodou v jezeře Okeechobee (Curtis 2008).

#### 3.6.5.2 Nárůst srážek a záplav v důsledku tropických cyklón v Severní Karolíně (USA)

Od poloviny 90. let 20. století bylo pobřeží Severní Karolíny v USA zasaženo 36 tropickými cyklónami (TC), což svědčí o nedávném nárůstu takových událostí. Zdá se, že tento nárůst odráží regionální a globální vzorce, neboť četnost a rozsah událostí se v průběhu několika desetiletí zvýšily. Nízko položená, snadno zaplavitelná pobřežní oblast Severní Karolíny je na "prahu" těchto nárůstů se souběžnými biogeochemickými a trofickými dopady. Počet TC dopadajících na pevninu v Severní Karolíně je rok od roku velmi proměnlivý, zatímco se předpokládá, že intenzita TC a množství srážek se budou zvyšovat s oteplujícím se klimatem. Tato nízko položená oblast je také ovlivněna vzestupem hladiny moře, což v kombinaci s častými TC činí pobřežní Severní Karolínu a sousední středoatlantickou oblast vysoce zranitelnou vůči záplavám.

V posledních dvou desetiletích (1999–2019) zažila pobřežní Severní Karolína tři velké povodně způsobené TC, které byly považovány za 50leté události: Floyd (1999), Matthew (2016) a Florence (2018). Tyto události způsobily katastrofální záplavy a zásadní změny kvality vody, rybářského stanoviště a ekologických podmínek v Albemarle-Pamlico Sound (APS), druhém největším komplexu ústí řek ve Spojených státech. Zkoumání velkých bouří, které zasáhly pobřeží Severní Karolíny od roku 1898, ukázalo, že 6 ze 7 událostí s nejvyššími srážkami se vyskytlo během posledních dvou desetiletí, což je trend v souladu se zvýšeným úhrnem srážek spojeným s TC na celém světě. Tyto bouře vedly k bezprecedentním povodňovým škodám, doprovázeným velkými anorganickými a organickými změnami (uhlíkem a živinami, tj. dusíkem a fosforem) ve sladkovodních tocích, které ovlivnily ústí řek a pobřežní vody. Zdá se, že stále častější extrémní jevy v posledních letech mění hydrologickou a biogeochemickou dynamiku ústí řek a pobřežních vod.

Hurikán Floyd udeřil na východní část Severní Karolíny v září 1999, zaplavil ústí řeky Neuse extrémně vysokým průtokem sladké vody a v podstatě ji proměnil v "potrubí", které se vlévalo do APS. Tato událost vedla k velmi rozsáhlému vypouštění sladké vody nad hustší slanou vodou,

což mělo za následek silnou, přetrvávající vertikální stratifikaci a rozsáhlou hypoxii ve spodních vodách APS, s masivním úhynem ryb a měkkýšů a náhlým nárůstem onemocnění ryb. Převládající hydrologické podmínky v daném roce silně ovlivnily celkové dopady TC na ústí řek a pobřežní vody. Například hurikán Matthew v roce 2016 se vyskytl během "vlhkého" roku s nadprůměrným průtokem od zimy do jara.

Některé TC, jako například Ernesto (2006), generovaly velké pulzní zatížení živinami ve sladkovodních tocích, čímž vytvářely optimální podmínky pro rozvoj škodlivého kvetení řas (HAB – toxického dinoflagelátu *Karlodinium veneficum*). Jiné vody v ústí řek a pobřežní vody, které se potýkají se zvýšeným průtokem a záplavami v souvislosti s vyšší frekvencí velkých bouří a dešťových srážek, vykazují důkazy o podobné reakci fytoplanktonu na kvetení. Například v deltě Mississippi v severním Mexickém zálivu vytvořily zvýšené srážky a povodně v povodí Mississippi velké oblaky sladké vody bohaté na živiny, které se rozšířily do pobřežních zátok a zálivů. Tyto podmínky podporovaly následnou expanzi škodlivých (toxických) rodů sinic např. *Dolichospermum* a *Microcystis* (Paerl et al. 2020).

### 3.6.6 Vliv El Niño Modoki na australské srážky

Počasí v Austrálii je ovlivňováno mnoha klimatickými faktory. El Niño a La Niña mají pravděpodobně nejsilnější vliv na meziroční variabilitu klimatu. Posun srážek směrem od západního Pacifiku, spojený s jevem El Niño, znamená, že australské srážky jsou obvykle podprůměrné během zimy a jara, zejména ve východní a severní části kontinentu (Commonwealth of Australia 2021).

Předpokládá se, že tento vztah je modulován interdekádovými variacemi povrchové teploty moře v Tichém oceánu (SST). Jeden z největších zaznamenaných jevů El Niño se odehrál v letech 1997/98, ale měl jen mírný dopad na australské srážky. Naproti tomu velké sucho v Austrálii bylo důsledkem slabého jevu El Niño v letech 2002/03. Zajímavé je, že obě události se odehrály ve stejné fázi takzvané mezidekádové pacifické oscilace. Některé studie se pokusily objasnit tento výrok tím, že ukázali, že teplé anomálie SST byly lokalizovány ve východním Pacifiku během roku 1997 a na středozápadě během roku 2002, což naznačuje, že australské srážky jsou citlivé na zonální rozložení anomálií SST podél tropického Pacifiku během událostí ENSO (Taschetto a England 2009).

Taschetto a England (2009) dále uvádí, že australské srážky jsou citlivé na měnící se anomálie El Niño SST nad Tichým oceánem. Zejména umístění neobvykle nízkých srážek se zdá být citlivé na zonální polohu maximálních anomálií SST podél rovníkového Pacifiku. Zatímco tradiční jevy El Niño způsobují snížené srážky nad severovýchodní a jihovýchodní Austrálií, konfigurace Modoki má tendenci ovlivňovat srážky nad severem a severozápadem Austrálie. Kromě toho se období maximálního dopadu tradičního El Niño (září–listopad) a El Niño Modoki (březen–květen) liší o více než jednu sezónu. Během událostí Modoki způsobují teplé rovníkové anomálie SST stoupající vzduch nad středozápadním Pacifikem a pokles nad severozápadní

Austrálii. V důsledku tohoto anomálního sestupného vzduchu se v oblasti s nejsilnějším dopadem během australského podzimu (březen–květen) sníží množství srážek.

Taschetto a England (2009) také poznamenali, že v období 1979–2003 došlo k více jevům El Niño Modoki než k tradičnímu El Niño, což naznačuje tendenci konce dvacátého století k teplejšímu centrálnímu Pacifiku ve srovnání s východním Pacifikem. To by mohl být jeden z faktorů, který si vynutil snížení srážek nad severní Austrálií po roce 1970 během australského podzimního období. Dalším zajímavým rysem souvisejícím s indexem Modoki je dlouhodobá variabilita prezentovaná v časové řadě, kde je větší počet událostí soustředěn na počátku 90. let 20. století.

Vzhledem ke slabším anomáliím atmosférické cirkulace a výrazné dešťové odezvě severní Austrálie na události Modoki je pravděpodobné, že mechanismy zahrnují oceánské telespojení mezi tropickým Pacifikem a indonéskými a západními oblastmi Indického oceánu. Předchozí studie našli podobný vztah a poznamenali, že pozorované anomálie SST u západní Austrálie dosahují maxima přibližně 3 měsíce po vrcholu El Niño, a to prostřednictvím šíření Rossbyho a Kelvinových vln (Taschetto a England 2009).

V průměru se v australské oblasti během let El Niño vyskytuje méně tropických cyklón. To platí zejména v oblasti Queenslandu, kde je pravděpodobnost, že cyklóny přejdou přes pobřeží během let El Niño, o polovinu nižší než v neutrálních letech. To znamená sníženou pravděpodobnost velkých škod a záplav souvisejících se silným větrem, rozbouřeným mořem a přívalovými dešti spojenými s tropickými cyklóny. Datum nástupu monzunů v tropické Austrálii je obvykle o 2–6 týdnů později během let El Niño než v letech La Niña. To znamená, že srážky v severních tropech jsou obvykle výrazně podprůměrné během rané části období dešťů pro roky El Niño, ale blízké průměru během druhé části období dešťů (Commonwealth of Australia 2021). Například na Velkém bariérovém útesu (GBR) byly silné deště spojeny s negativními trendy v živém korálovém pokryvu a bouře se ukázaly jako hlavní hnací síla změn v dynamice pobřežních útesů (França et al. 2020).

Velký bariérový útes, který patří do seznamu UNESCO, podle studií postupně umírá. Vůbec nejhorší zprávu zveřejnila univerzita v australském Queenslandu. Podle ní je mrtvá nebo umírá už polovina korálů. Na vině je zejména oteplování oceánu, které v posledních letech ještě umocňuje jev El Niño. Nejhůře postižená je hlavně severní a střední část útesu. Jak uvedl John Pandolfi z univerzity v Queenslandu, „Za posledních 30 let jsme přišli o 25 až 35 procent korálů z Velkého bariérového útesu. Poslední zaznamenané ztráty jsou ale za jediný rok. Koráli blednou kvůli úhynu barevných řas, které fungují jako zdroj kyslíku a živin. Pokud dojde k poklesu teploty vody, mohou se ještě vzpamatovat, jinak definitivně umírají“ (ČT24 2016). Další katastrofou pro GBR je hvězdice trnitá (*Acanthaster planci*), která ho v posledních desetiletích doslova rozežírání (França et al. 2020). V oblasti GBR bylo bělení korálů posíleno specifickými místními vzorci počasí souvisejícími s El Niño v letech 1997/1998, 2002 a 2015/2016 v důsledku vln mořských veder (Heidemann a Ribbe 2019). O tomto tématu bude zmíněno v další kapitole.



V důsledku úbytku srážek a zvýšených maximálních teplot je také pravděpodobnost vysokého stupně nebezpečí požárů, jak tomu bylo např. v letech 2019 až 2020. Následky byly katastrofické, sežehly 24 milionů hektarů půdy, spálily přes tři tisíce domů a připravily o život tři desítky lidí. Podle nové studie byly tak extrémní, že zřejmě pomohly tomu, aby po tři roky vydržel klimatický jev La Niña, což je zcela výjimečné.

Australané mu říkají Black Summer neboli Černé léto. Název odkazuje nejen na jeho temné dopady, ale i na všudypřítomný černý kouř, který zahalil významnou část světadílu. Požáry křovin tehdy spálily eukalyptové lesy na jihu a východě Austrálie. V důsledku této katastrofické události zahynuly nebo byly vysídleny přibližně tři miliardy zvířat. Plameny ale měly možná dokonce takovou sílu, že ovlivnily klima na celé planetě. V nové studii vědci modelovali, jak aerosoly uvolněné z požárů buše ovlivnily další části světa. Obrovské množství kouře bylo „podobné tomu, které se uvolňuje při velké sopečné erupci, což naznačuje možnost široké škály klimatických reakcí“. Dodatečný kouř v atmosféře způsobil, že mraky kolem rovníkového Pacifiku byly jasnější, což znamenalo, že mohly odrážet více slunečního světla zpět do vesmíru (ČT24 2023). Riziko významné sezóny požárů v jihovýchodní Austrálii je vyšší po roce El Niño, zejména v kombinaci s pozitivním dipólem Indického oceánu (IOD) (Commonwealth of Australia 2021).

## 3.7 Ekologické dopady

### 3.7.1 Vliv hurikánů na korálové útesy a tropické pralesy

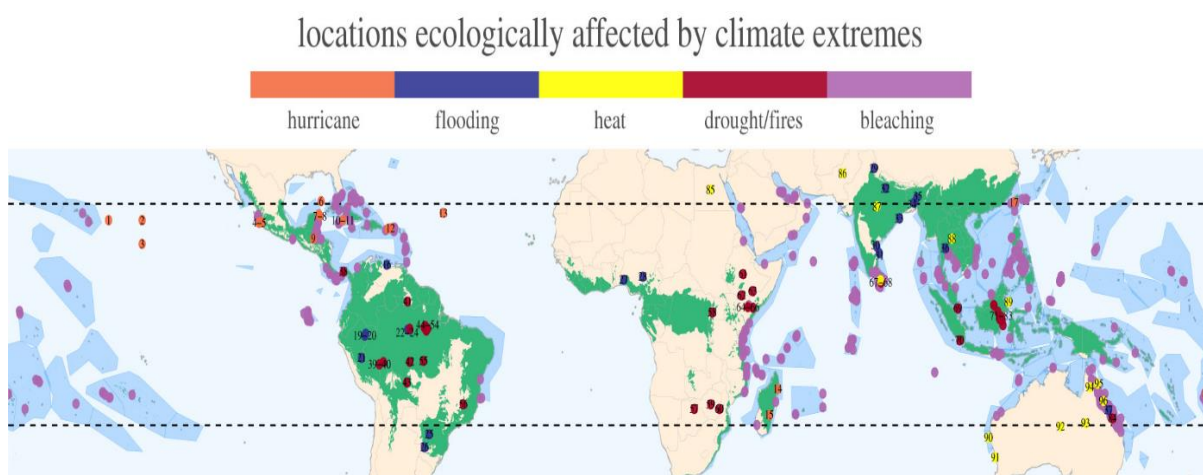
Tropy zahrnují drtivou většinu biologické rozmanitosti Země, která je disproporčně rozložena ve dvou klíčových ekosystémech: tropických pralesích a korálových útesech. Tropické pralesy pokrývají méně než 12 % povrchu planety bez ledu, ale poskytují útočiště více než dvou třetinám všech suchozemských druhů. Mají největší přínos v produktivitě Země ze všech biotů a hrají klíčovou roli v celkové regulaci klimatu tím, že ukládají 25 % uhlíku v pozemské biosféře. Neméně důležité jsou tropické korálové útesy, které pokrývají pouze 0,1 % povrchu oceánů, a přesto mají nejvyšší druhovou rozmanitost ze všech mořských ekosystémů. Udržují také klíčové ekosystémové procesy pro více než 500 milionů lidí, kteří využívají korálové útesy a produkty z nich pro zásobování potravinami, rybolov a poskytují ochranu pobřeží před přírodními riziky (França et al. 2020).

Změny klimatu způsobují intenzivnější a častější cyklonální bouřkové systémy (tj. hurikány, cyklóny a tajfuny), přičemž extrémnější události se předpokládají v regionech, které jsou již zasaženy tropickými cyklónami, včetně Střední Ameriky a Karibiku, východní Afriky, většiny Asie, jakož i v Austrálii a na tichomořských ostrovech. Přestože jsou dopady na korálové útesy primárně fyzické, například prostřednictvím strukturálního poškození útesů, bouře a hurikány mohou silně ovlivnit mořské ekosystémy.

Na pevnině hurikány často postihují tropické pralesy zejména v Karibiku a Střední Americe, kde silné bouře způsobují vážné sesuvy půdy a záplavy v povodí Amazonky (např. v Brazílii a Peru) (Obr. 48). Některé z nejextrémnějších hydrologických jevů byly spojeny se změnami srážek

a průtoku řek vyvolanými La Niña (např. 1989, 1999, 2009 a 2012). Zejména La Niña v letech 1998/1999 přinesla jednu z nejsilnějších hurikánových sezón, jaké kdy byly v severním Atlantiku zaznamenány, zatímco v Indickém oceánu bylo zaplaveno více než 50 % Bangladéše. V důsledku toho byla v tropických lesích zaznamenána řada ekologických katastrof např. lokální a globální vymírání pralesních ptáků na karibských ostrovech (França et al. 2020).

Ob. 48: Tropické pralesy a korálové útesy ekologicky ovlivněné klimatickými extrémny. Barevné kódování teček na mapě označuje různé extrémní klimatické jevy: sucho/požáry (červeně), záplavy (modře), vlny veder (žlutě) a hurikány/cyklóny (oranžově). Fialově zbarvené tečky ukazují zprávy o vysoce intenzivním bělení korálů v letech 1990 až 2010.



Zdroj: França et al. 2020

### 3.7.2 Vliv extrémních teplot na korálové útesy a tropické pralesy

Mořské vlny veder se vyznačují dlouhodobým extrémním oteplováním oceánu a mohou mít významný vliv na mořské ekosystémy. Atmosférické vlny veder byly v posledních desetiletích intenzivně studovány, protože se ukázalo, že globální oteplování zvyšuje jejich četnost a intenzitu na pevnině.

V důsledku změny klimatu se teploty horních vrstev oceánů ve většině regionů světa v posledních desetiletích výrazně oteplily. Spolu s tímto dlouhodobým signálem oteplování se zvyšuje i četnost a intenzita extrémních teplotních jevů. Ve skutečnosti se ukázalo, že počet dní postižených mořskými vlny veder se od roku 1925 zvýšil o 5,4 %, což je trend, který má tendenci se v posledních desetiletích zrychlovat (Pietri et al. 2021). Jak ve své studii zmiňují Heidemann a Ribbe (2019), události El Niño jsou jedním z faktorů, které mohou k těmto anomáliím přispět. Ukázalo se, že variabilita SST způsobená ENSO má globální dopad na struktury ekosystémů v různých prostorových měřítcích. To zahrnuje oceány obklopující Austrálii, peruánský ekosystém vzestupných proudů, Kalifornský záliv a severovýchodní Arabské moře.

V posledních desetiletích vlny mořských veder (MHW) vyvolaly rozsáhlé bělení korálů (obr. 48), které vedly k narušení jejich ekologické stability. Například v letech 1997/1998 a 2015/2016 ovlivnily přibližně 75 % dobře prozkoumaných korálových útesů po celém světě a v některých regionech vedly k více než 90% poklesu živého korálového pokryvu. Současná korálová krize je výsledkem kombinace rozsáhlých klimatických stresorů a lokalizovaných neklimatických poruch. Ekosystémy korálových útesů jsou již široce ohroženy místními stresory (např. nemoci). Změna klimatu zvyšuje četnost, trvání a intenzitu mořských vln veder, které tlačí korálová společenstva k jejich fyziologickým limitům stresu a způsobují jejich bělení. Mezi další ekologické dopady vyvolané MHW patří zploštění struktury útesů a ztráta produkce uhličitánů, vznik nových rybích společenstev, nebo posun k režimům makrořas. Některé ryby například zvyšují svůj metabolismus v teplých vodách natolik, že spalují energii rychleji, než mohou jíst, a mohou zemřít. (França et al. 2020).

Nedávná studie také zkoumala společenstva útesových ryb před, během a po El Niño v letech 2015–2016 na korálovém atolu Kiritimati v Tichém oceánu (Vánoční ostrov, je největší korálový atol na světě). Výzkum naznačuje, že krátkodobé zvýšení teploty vody může mít ničivý dopad na populace útesových ryb a místní komunity, které jsou na nich závislé.

Zatímco El Niño v letech 2015–2016 způsobil zkázu na útesech po celém světě, jeho účinky byly obzvláště katastrofální v okolí Kiritimati. Bezprecedentní úroveň tepelného stresu přetrvávající 10 měsíců v řadě vedla k více než 80% úmrtnosti korálů v okolí ostrova, ale ne dříve, než vyvolala změnu v místní rybí komunitě. Po pouhých dvou měsících tepelného stresu se populace útesových ryb v okolí atolu propadla o polovinu. Snížil se také počet druhů ryb, některé druhy zcela vymizely. Pět druhů, včetně motýlkovce chevronového (*Chaetodon trifascialis*), který se živí výhradně živými korály, nebylo od té doby spatřeno (Obr. 49). Bylo také zjištěno, že rok po vlně veder se celková biomasa a početnost útesových ryb zotavila a vrátila. Zatímco silný tepelný stres může vést ke snížení kondice, a dokonce i úmrtnosti útesových ryb, většina chybějících ryb hledá během vlny veder úkryt na hlubších a chladnějších útesech kolem ostrova. Jakmile horko opadlo, mohly se snadno vrátit na mělčinu (Magel et al. 2020).

Obr. 49: motýlkovec chevronový



Zdroj: iNaturalist ©2024

Jak ve svém příspěvku zmiňuje Amaya (2023), mořské vlny veder se odehrávají také podél mořského dna v pobřežních oblastech. Ve skutečnosti jsou tyto "vlny horka na mořském dně" někdy intenzivnější než jejich povrchové protějšky. Mohou také přetrvávat mnohem déle. Například vlna veder na mořském dně u západního pobřeží USA v letech 1997-1998 trvala o čtyři až pět měsíců později poté, co se povrchové teploty oceánů již ochladily. Události, jako je tato, mohou souviset s jevem El Niño a způsobit velký stres druhům žijícím u dna. Počet úlovků krabů sněžných (*Chionoecetes opilio*) v Beringově moři se v roce 2018 snížil o 84 % poté, co mořské dno zasáhla tato vlna.

Nedávné výzkumy byly také provedeny v oblasti jižně od GBR, kde se nacházejí dvě klíčová ekologická ohniska. Patří k nim Hervey Bay, které je jedním z biologicky nejrozmanitějších mořských prostředí v Austrálii a biosférou zapsanou na seznamu světového dědictví UNESCO. Nacházejí se zde největší louky s mořskou trávou na východoaustralském pobřeží, které jsou domovem významných populací dugongů (*Sirenia*) a mořských želv (*Testudines*). Dominantní mořskou trávou je *Halodule uninervis*, která pokrývá 81 % pastvin s mořskou trávou. K dalším oblastem patří Herveyova zátoka, která je místem odpočinku tisíců keporkaků (*Megaptera novaeangliae australis*), každoročně migrujících mezi tropickým Tichým oceánem a Jižním oceánem. Dále na jih se nachází mořská pobřežní zóna jihovýchodního Queenslandu, jenž je klíčovou oblastí pro biologickou rozmanitost i pro rybolov (Heidemann a Ribbe 2019).

Tato studie zjistila, že ENSO řízená tepelná advekce pravděpodobně ovlivňuje meziroční variabilitu SST podél jihovýchodního pobřeží Queenslandu a řídí MHW. Tento vliv je nejsilnější v uzavřené oblasti Herveyova zálivu. Velké anomálie se zde vyskytují mnohem častěji než v jiných oblastech, pravděpodobně kvůli mělkosti zálivu a jeho uzavřenému umístění, což vede k rychlejšímu zahřívání. Severní až severovýchodní větry to mohou umocnit tím, že v tomto prostředí zadržují teplé vodní masy. Heidemann a Ribbe (2019) se proto domnívají, že ENSO z hlediska tepelné advekce, ale také silným tokům vzduch-moře a místním atmosférických a místně specifickým podmínkám, má vliv na generování těchto velkých MHW.

V roce 2020 studie týmu australských vědců ukázala, že se na Velkém bariérovém útesu snížila plocha korálů o polovinu od roku 1995. Další výzkum v roce 2020, tentokrát vedený americkými vědci, zjistil, že během posledních padesáti let se většina karibských útesů transformovala v biotopy, kde dominují řasy a houbovci. Studie v roce 2021 varovala, že útesy západního Indického oceánů jsou „zranitelné vůči ekosystémovému zhroucení“. Je odhadováno, že pokud se zhroutí korálové útesy, mohou se ztráty druhů vyčíslit v miliónech (Kolbertová 2022).

Kombinace extrémně vysokých teplot s delšími a závažnějšími obdobími sucha také vedla k šíření bezprecedentních a rozsáhlých požárů v tropických lesích (Obr. 48). Například lesy v povodí Amazonky a v Indonésii zažily v posledních třech desetiletích nejméně čtyři "megasucha". Některé z těchto horkých a suchých událostí byly zhoršeny jižními oscilacemi El Niño (ENSO), jako například v letech 2015/2016, kdy požáry zdevastovaly přibližně 1 Mha amazonských pralesů a více než 4,6 Mha na Sumatře, Kalimantanu a Západní Papui. V důsledku

častějších, rozsáhlejších a intenzivnějších suchých a požárů byly tropické lesy postiženy zvýšenou úmrtností stromů, ochuzením biologických společenstev a ztrátou specifických funkčních skupin (např. stálezelených a jehličnatých dřevin). Například v Amazonii teplejší a sušší období způsobují stromům další vodní stres i ve vlhčích prostředích a nábor stromů posunul druhové složení směrem k druhům vázaným na sucho, což je doprovázeno zvýšenou úmrtností druhů přidružených k vlhkosti (França et al. 2020).

### 3.7.2.1 Aktivita požárů na Borneu způsobená přeměnou průmyslové půdy a suchem během období El Niño

Vlhké tropické lesy, které jsou přirozeně odolné vůči vypalování, jsou stále častěji vystaveny ničivým požárům v krajině způsobeným expanzí zemědělství, narušením lesních porostů a potenciálně i změnou klimatu. Borneo je v tomto ohledu příkladné, protože se zde výrazné periodické poklesy srážek během událostí El Niño spojených s pozitivní fází klimatického jevu El Niño Southern Oscillation (ENSO) opakovaně shodovaly s událostmi, které jsou obecně považovány za největší zaznamenané vypalování tropické biomasy v důsledku degradace lesů a rozvoje zemědělství.

Klimatické prognózy předpokládají proměnlivý, obecně rostoucí trend ročních srážek, ale také nárůst sezónních indexů sucha a trojnásobný nárůst počtu dnů extrémního nebezpečí požárů za rok v ohrožených oblastech Indonésie. Předpovědi stále častějších nebo extrémnějších jevů ENSO v západním Pacifiku, které se pravděpodobně rozšíří i na Borneo, by mohly tyto trendy a tím i opakující se požární aktivitu ještě umocnit. Událost El Niño 2015/16 se zařadila po bok událostí z let 1997/98 a 1982/83, pokud jde o extrémní anomálie teploty povrchu moře; přestože však byla podle všech měřítek extrémní, dosavadní pozorování naznačují, že požáry v roce 2015/16 nedosáhly bezprecedentního rozsahu těchto historických událostí.

Jako hlavní příčiny vypalování krajiny na Borneu, které se zhoršuje v důsledku jevu El Niño, se uvádějí průmyslová těžba lesů, jejich degradace a přeměna na zemědělské plochy. Navzdory výrazným suchům El Niño v průběhu 19. a 20. století a postupnému poklesu srážek od poloviny 20. století se zdá, že k větším požárům El Niño došlo na Borneu až v letech 1982/83, tedy ~10 let po zahájení průmyslové těžby dřeva a současně s "transmigračním" zemědělským osídlením. Obavy z historické, probíhající a plánované těžby a přeměny lesů zvyšuje možnost zesílení jevů El Niño. Zvláštní obavy vzbuzuje zpětná vazba mezi požáry a degradací lesů, například v důsledku těžby dřeva a zemědělské činnosti. V porovnání s nedotčenými lesy se zdá, že narušené lesy jsou náchylnější k výskytu požárů a po vypálení se stávají ještě náchylnějšími k požárům, takže stále častěji se opakující požáry v takových lesích je mohou udržovat v degradovaném stavu s nízkou vegetací. Takové zpětné vazby zřejmě od 70. let 20. století přeměnily na Borneu rozsáhlé plochy neporušených a selektivně vykácených lesů na křoviny a kapradinová pole.

Změny v aktivitě El Niño – požáry na Borneu za posledních 40 let zpochybňují historická zobecnění týkající se příčin opakovaného výskytu požárů, a tím schopnost předvídat budoucí

trendy. Po El Niño 1982/83 průzkumy v drtivé většině zjistily, že absolutně i relativně nejzrosáhleji vypalovanými půdními pokrivy jsou vytěžené nebo "narušené" nížinné lesy, u nichž shořelo 58-88 % jejich celkové plochy. Za primární zdroj zapálení bylo všeobecně považováno drobné zemědělství typu "slash-and-burn". V období El Niño 1997/98 vyvolaly novou dynamiku nově založené průmyslové plantáže olejních palem a dřeva (Sloan et al. 2017).

### 3.7.3 Voda jako limitující faktor

Nárůst srážek vyvolaný ENSO působí jako zdrojový impuls pro primární producenty v ekosystémech s nedostatkem vody. Očekávaným účinkem těchto impulsů je okamžité zvýšení hustoty efemérních rostlin a opožděné zvýšení početnosti vytrvalých rostlin a početnosti býložravců a predátorů. V krátkodobém horizontu může dojít k dramatickým změnám místní biodiverzity, jako například v květnaté poušti Copiapó v Chile. Například na obvykle suchých ostrovech v Kalifornském zálivu dochází k nárůstu pokryvnosti rostlin z 0-4 % v letech bez El Niña na 54-89 % během událostí El Niño.

Zatímco jednoleté rostliny představují většinu nárůstu pokryvnosti půdy, vytrvalé rostliny reagují na zvýšenou dostupnost vody také zvýšeným růstem a tvorbou květů a plodů. Bylo zjištěno, že v suchých a polosuchých oblastech dochází během vlhkých období vyvolaných ENSO k pěti až desetinásobnému nárůstu semenných bank. Druhové složení těchto rostlinných společenstev se během vlhkých let rovněž mění, přičemž běžně se vyskytující nebo chybějící druhy se stávají dominantními. Druhové bohatství, které je patrné během běžných suchých let, tedy nereprezentuje celkovou rozmanitost obsaženou v semenné bance.

Kromě těchto krátkodobých změn v rostlinných společenstvech může nárůst srážek spojený s ENSO napomáhat také k obnově keřů a stromů v suchých oblastech. Roky s extrémními, vlhkými událostmi ENSO mohou působit jako příležitost pro zakládání semenáčků, a tím mohou pomoci vytvořit příznivé podmínky pro budoucí generace těchto rostlin. V semiaridních ekosystémech, v nichž se střídají stabilní stavy vegetace (tj. neúrodná půda, degradovaná savana, křovinaté porosty nebo suchý les), mohou srážkové úhrny hrát roli při přechodu ekosystému z jednoho stabilního stavu do druhého. Více srážek umožní rostlinám růst rychleji, než je početní odezva býložravců, což může vést k vyššímu rovnovážnému stavu biomasy rostlin (zejména když se rostliny s větší velikostí stávají méně chutnými). Akumulace rostlinné biomasy během vlhkých let však může také vést k většímu zatížení palivem, což usnadňuje vznícení a šíření požárů v suchých letech.

Účinky zvýšených srážek mohou být ještě složitější. Například suché ekosystémy ostrovů v Kalifornském zálivu jsou ovlivňovány jak přílivem primární produktivity vyvolaným jevem El Niño, tak trofickými vstupy z přilehlého, vysoce produktivního mořského ekosystému. Mořští ptáci ukládají na ostrovech guáno, které zvyšuje nárůst primární produktivity v letech El Niño, a mršiny z krmení mořských ptáků (tj. zbytky mořských organismů) působí jako zdroj potravy pro mrchožrouty obecněji. Všežraví hlodavci na těchto ostrovech získávají mořské potravní zdroje v suchých letech, ale ve vlhkých letech se přeorientují na konzumaci semen. Na těchto ostrovech



tedy došlo u všežravých hlodavců ke čtyřnásobnému nárůstu populace v reakci na jeden impuls vyvolaný jevem El Niño a k následnému propadu, když se vrátily suché podmínky. Naproti tomu u zrnožravých hlodavců na stejných ostrovech došlo během El Niño k mírnějšímu nárůstu populace (1,6krát), pravděpodobně zprostředkovanému potravní konkurencí s všežravými druhy, ale po návratu suchých podmínek si udrželi stabilnější populaci. Význam těchto přímých (potravní zdroje) a nepřímých (živiny prostřednictvím guana) prostorových trofických událostí ukazuje na těsné propojení mezi mořskou a suchozemskou sférou v ostrovním systému Kalifornského zálivu. Tato vazba má tendenci slábnout během jevů El Niño; změny ENSO by tedy mohly mít vliv na dynamiku potravní sítě a biologickou rozmanitost těchto ostrovů.

V oblastech, kde je voda hlavním limitujícím faktorem, mohou periodické přívaly srážek spojené s událostmi ENSO působit významně směrem zdola nahoru na více trofických úrovních. Očekávaným důsledkem rychle zvýšené primární produktivity je nárůst populací býložravců, které následně pozitivně ovlivňují populace predátorů i patogenů. Například El Niño v letech 1992/1993 vedlo ke zvýšení hustoty hlodavců v Novém Mexiku v USA, což umožnilo vypuknutí epidemie hantaviru. Populace masožravých ptáků reagují na výkyvy v potravních zdrojích sledováním těchto změn v čase a na úrovni společenstva vytvářejí volnější potravní gildy. Důležité však mohou být i kaskády shora dolů, které obvykle následují se zpožděním po účincích zdola nahoru. Během události El Niño v poušti Chihuahuan v Arizoně vymizely některé dříve hojné druhy býložravců, oblast kolonizoval jeden nový druh a u jiných druhů došlo jen k malým změnám v jejich populacích, zatímco celková diverzita zůstala stabilní. To naznačuje, že účinek na populace závisí na interakcích specifických pro dané společenstvo v rámci trofických úrovní a mezi nimi. Kromě toho je pro určení vlivu této změny na společenstvo důležitý její stav před změnou srážek. Například ačkoli galapážské pěnkavy obecně zaznamenávají během vlhkých událostí ENSO nárůst populace, může být tento nárůst zmírněn vlivy závislými na hustotě, pokud byla úroveň populace předtím vysoká (Meuser et al. 2013).

### 3.8 Dopady na oceány

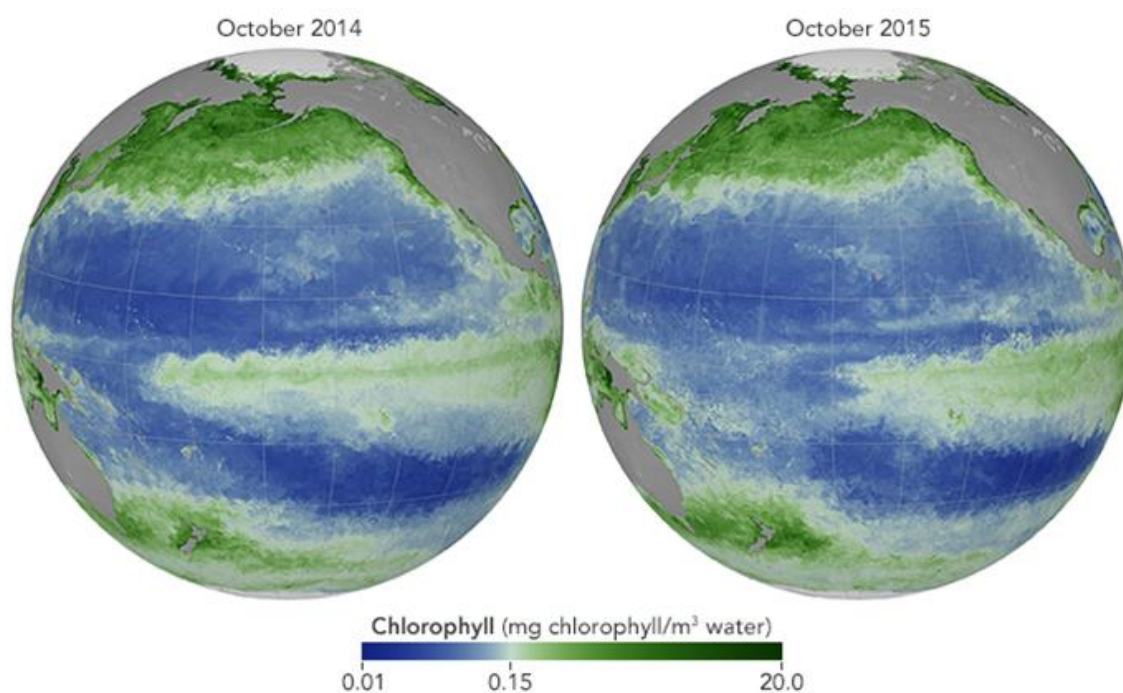
Ekosystémy a populace jsou ovlivňovány jak dlouhodobými klimatickými trendy, tak i jinými krátkodobými klimatickými režimy, jako je meziroční a desetiletá variabilita např. ENSO. Během těchto období dochází k anomálním fyzikálním podmínkám, které mají široký dopad na mořské biologické systémy a pozitivní i negativní anomálie ovlivňují celý ekosystém. V Tichém oceánu dochází ke změnám v populacích vrcholových predátorů, včetně tučňáků Adéliových (*Pygoscelis adeliae*) i tučňáků císařských, tuleňů Weddelových (*Leptonychotes weddellii*) a plejtváků malých (*Balaenoptera bonaerensis*). Zatímco v jižním Atlantiku ovlivňují teplá a chladná období biomasu krunýřovky krilové (*Euphausia superba*), v Indickém oceánu jsou anomální teploty korelovány s fluktuacemi v populačních procesech řady mořských predátorů (Trathan et al. 2007).

V celém východním Pacifiku příliv teplé vody prohlubuje termoklinu, tenkou vrstvu, která odděluje povrchové vody od hlubokomořských vod. Tato silnější vrstva teplé vody na povrchu



omezuje obvyklé vzestupné proudění chladnější vody bohaté na živiny – vody, která obvykle podporuje bohatý rybolov v regionu. Tato ztráta přísunu živin je zřejmá v klesajících koncentracích chlorofylu na povrchu moře, zeleného barviva přítomného ve většině fytoplanktonu. Mořský život také ovlivňují změny vlastností vody, jako je obsah kyslíku a uhlíku.

Obr. 50 znázorňuje koncentraci chlorofylu, která stoupá a klesá s přítomností fytoplanktonu. Během jevu El Niño v roce 2015 se teplota vody v místech, kde v Tichém oceánu kvetl fytoplankton, změnila. Snímky porovnávají hladinu chlorofylu v Tichém oceánu, jak byl pozorován v říjnu 2014 a 2015. Odstíny zelené naznačují více chlorofylu a kvetoucího fytoplanktonu. Odstíny modré znamenají méně chlorofylu a méně fytoplanktonu.



Zdroj: Carlowicz a Schollaert 2017

Historická pozorování ukázala, že s menším množstvím fytoplanktonu, který je k dispozici, mají ryby, které se živí planktonem – a větší ryby, které se živí malými rybami – značně sníženou nabídku potravy. V nejextrémnějším období El Niño vedl úbytek rybích populací k hladomoru a dramatickému poklesu populace mořských živočichů např. lachtanů galapážských (*Arctocephalus galapagoensis*) a lachtanů mořských (*Zalophus wollebaeki*) (Carlowicz a Schollaert 2017). Jak např. uvedl pro The New York Times Jon Witman, profesor biologie na Brownově univerzitě, "Galapážský mořský systém by se dal přirovnat k horské dráze". Jako důvod pro své tvrzení uvádí často se měnící teploty vody způsobené třemi mořskými proudy, které se u souostroví v Tichém oceánu setkávají. Proudů s sebou přinášejí více než potravu a teplotu vody. Kvůli nim je souostroví také náchylné k výrazným dopadům klimatických změn a zvyšující se hladině moří. To ohrožuje jedinečnou místní flóru a faunu. Na necelých osmi tisících kilometrech čtverečních, na

kterých se Galapágy rozkládají, žije nečekaně vysoký počet endemitů, která se jinde nevyskytují. Podle UNESCO jich lze na ostrovech najít až 180. Kvůli teplejším vodám zvířata, mezi kterými nechybí želvy sloní (*Chelonoidis niger*), Darwinovy pěnkavy (Geospizinae; cca 15 druhů) nebo leguáni mořští (*Amblyrhynchus cristatus*), často nemají dostatek potravy. Tento nedostatek měl v posledních 30 letech za následek vysoký úbytek živočichů např. z ostrovů zmizelo až 90 % leguánů.

S tím, jak se mění okolní prostředí, musela se i zvířata změně přizpůsobit. Své chování mění želvy, leguáni i tučňáci. Jedním z běžnějších způsobů, jakým zvířata uzpůsobila své chování, je změna jídelníčku. Lachtani, jejichž běžnou stravou byly sardinky, je museli vyměnit za tuňáky, které doteď nejedli. Počet sardiinek totiž v posledních letech klesl a lachtani, v zájmu přežití, museli změnit své návyky. V současné době patří lachtan galapážský (*Arctocephalus galapagoensis*) (Obr. 51) a lachtan mořský (*Zalophus wollebaeki*) (Obr. 52) mezi nejvýznamnější endemické druhy z hlediska ochrany na Galapágách. Obě jsou klasifikovány jako "ohrožené", protože jejich populace prošly v posledních několika desetiletích drastickým poklesem (Václavíková 2019).

Obr. 51: lachtan galapážský



Zdroj: WIKIPEDIE ©2024

Obr. 52: lachtan mořský



Zdroj: fotogaleriehasek ©2024

Předpokládá se, že populační dynamiku ploutvonožců ovlivňují faktory závislé na hustotě (ekologické podmínky) a nezávislé faktory (environmentální a antropogenní podmínky). Variabilita prostředí ovlivňuje rozšíření a početnost lachtanů, protože tyto druhy využívají při svých cestách za potravou po moři specifické oblasti. Oceánografická variabilita, kromě jiných faktorů, také ovlivňuje rychlost produkce. Například environmentální poruchy, jako je El Niño-Jižní oscilace (ENSO), snižují úroveň produktivity v mořských ekosystémech a snižují dostupnost hlavní kořisti mořských predátorů. To má za následek nutriční stres a zvýšení úmrtnosti populace, zejména u druhů, které obývají tropické systémy.

Oceánografická variabilita na Galapágách způsobuje regionální změny v mořské produktivitě, které se odrážejí v ekologických podmínkách populací lachtanů na celém

souostroví. Tyto změny jsou ovlivněny hlavními oceánskými rysy. Patří k nim často se měnící teploty vody, způsobené třemi mořskými proudy, které se u souostroví v Tichém oceánu setkávají:

- Západní oblast je vysoce produktivní díky silnému vzestupnému proudění způsobeným rovníkovým spodním proudem;
- Centrální a jihovýchodní oblasti jsou méně produktivní díky lokalizovanému vzestupnému proudění;
- Severní oblast má nejnižší úroveň produktivity díky své blízkosti k rovníkové frontě.

Ačkoli jsou oceánské vody kolem souostroví považovány za upwellingový systém v rovníkové zóně, je tato oblast zranitelná vůči oceánografickým poruchám, jako je jev El Niño, které způsobují negativní výkyvy v mořské produktivitě s následnými demografickými dopady na galapážské otariidy. Současná velikost populace byla odhadnuta na ~ 20 000 jedinců a mezi lety 2014 a 2018 se zvyšovala průměrným ročním tempem 1 %. Počet lachtanů dosáhl vrcholu v roce 2014, po němž následoval pokles populace o 23,8 % v roce 2015, což bylo spojeno se silným jevem El Niño v tomto roce. Mezi regiony souostroví docházelo k meziročním populačním výkyvům a různým růstovým trendům. Početnost mláďat lachtanů má silnou klesající tendenci s nárůstem subtermoklinální teploty (ST) a indexu El Niño 1+2. Vzhledem k tomu, že početnost a rozšíření ploutvonožců je ovlivněno jejich schopností přijímat potravu na moři, se zdá, že hlavními příčinami populačních výkyvů jsou oceánografické faktory.

Oba zmíněné druhy jsou vrcholovými predátory v regionu, dlouhodobé oteplování by proto vedlo k postupné změně stanovišť, která by ovlivnila několik generací (Páez-Rosas et al. 2021). Jak např. zmiňují Lidovky.cz (2010), kdy kolonie lachtanů galapážských musela opustit svůj dosavadní domov a přesunout se asi 1500 kilometrů dál na jih k pobřeží severního Peru. Stěhování zvířat bylo způsobeno stoupající teplotou moře spojenou s globálními klimatickými změnami. Bylo to poprvé, kdy lachtani galapážští vytvořili kolonii jinde než na Galapágách. Teplota moře u břehů severního Peru se podle odborníků zvýšila za posledních deset let ze 17 °C na 23 °C, čímž téměř dosáhla teploty moře kolem souostroví Galapágy, která se průměrně pohybuje kolem 25 °C. Experti proto předpokládají, že se k severoperuánskému pobřeží nyní budou stěhovat další lachtani i jiné živočišné druhy.

### 3.8.1 Jižní oceán

Jižní oceán je hlavní složkou globálního oceánské a klimatického systému. Nejen, že spojuje Atlantický oceán s Indickým a Tichým oceánem, ale také spojuje nízké tropické šířky s vysokými polárními šířkami. Kromě toho je Jižní oceán také zdrojem důležitých telekomunikací, které spojují celou zeměkouli přes rovník až na severní polokouli (Gille 2002). Za posledních 50 let však tato oblast prošla oteplováním, které je v předchozích dvou tisíciletích bezprecedentní, a jako takové je nepravděpodobné, že by šlo o přirozený způsob variability (Vaughan et al. 2003). Dlouhodobá pozorování naznačují, že některé oblasti Jižního oceánu mohou být

nejzranitelnějšími částmi globálního mořského systému, které mohou vést ke změnám v ekosystému. Vzhledem k propojené povaze Jižního oceánu se navíc dopady pociťované v jedné oblasti mohou rychle přenést jinam a vlastně i po celém světě. Taková zranitelnost má potenciál narušit světové oceány a způsobit dramatické biologické a ekonomické dopady (Trathan a Murphy 2002).

V polárních oblastech mohou i malé změny teploty potenciálně vést k velkým poruchám životního prostředí. V současné době tedy přibývá důkazů o tom, že maximální rozsah mořského ledu klesá. Tyto signály jsou však prostorově a časově proměnlivé, přičemž některé oblasti (např. Rossovo moře) vykazují nedávný nárůst rozlohy mořského ledu, zatímco jiné (např. Amundsenovo moře) vykazují úbytek. Pozorované vzorce úbytku mořského ledu dobře korespondují s trendy v teplotách vzduchu (Parkinson 2004).

V Jižním oceánu se v krátkých obdobích vyskytují anomálie vysoké povrchové teploty moře v reakci na El Niño (teplé) události (Trathan a Murphy 2002), které se šíří na západ rychlostí odpovídající oceánografickému transportu (Peterson a White 1998). Výzkumy ukazují, že existují korelace mezi povrchovou teplotou moře v oblastech El Niño a teplotami v jiných lokalitách Jižního oceánu (Trathan a Murphy 2002). Např. na Jižních Orknejích vedou k teplým teplotním anomáliím přesahujícím 2,0 °C. Tyto anomálie se velmi dobře srovnávají se signály regionálního oteplování na stejném místě, kde došlo od roku 1903 k nárůstu teploty asi o 2,0 °C a nejméně o 0,8 °C za posledních 50 let. Na Jižních Orknejích jsou nyní známy dopady teplých anomálií ENSO hluboké v celé řadě trofických úrovní (Forcada et al. 2006).

### **Reakce regionálních ekosystémů jako důsledek variability regionálních potravních sítí:**

Mořští savci a mořští ptáci jsou jedni z nejlépe prozkoumaných taxonů v Jižním oceánu. Tyto druhy integrují napříč prostorem a časem a jako takové jsou považovány za dobré indikátory stavu ekosystému. Jsou závislí na rozsáhlém souboru trofických vazeb v rámci širšího mořského potravního řetězce (Trathan et al. 2007).

Jižní oceán, i když je oceánograficky propojený, není jediným ekosystémem. V různých oblastech dominují různé potravní sítě. Například různé druhy korýšů rodu *Euphausia* se běžně vyskytují v Jižním oceánu. Ty mají ve svém rozložení zřetelné latitudinální gradienty, (druhová bohatost klesá se stoupající zeměpisnou šířkou), které odrážejí specifické teplotní tolerance. Například krunýřovka ledová (*Euphausia crystallorophius*) obývá jižněji položené pobřežní oblasti antarktického kontinentu, zatímco subantarktická krunýřovka (*Euphausia vallentini*) obývá severnější zeměpisné šířky severně od Antarktické polární fronty. Rozšíření těchto druhů se také liší meridiálně, pravděpodobně kvůli jejich odlišným stanovištním preferencím, regionálním rozdílům v hloubce oceánu a limitech mořského ledu (Everson 2000).

### Kde budou biologické signály nejvíce patrné?

Biologické dopady jsou nejvíce patrné v oblastech, kde je regionální oteplování nejzřetelnější. Na západ od Antarktického poloostrova, v Amundsenově moři a téměř v celém Bellingshausenově moři se v letech 1979 až 2002 zkrátila sezóna mořského ledu o více než 1 den ročně. Podobně na východ od Antarktického poloostrova přes severozápadní část Weddellova moře se sezóna mořského ledu také snížila. V důsledku toho je oblast jihozápadního Atlantiku potenciálně jednou z nejpravděpodobnějších oblastí, kde by dopady nedávného rychlého regionálního oteplování měly být pozorovatelné v rozsahu trofických úrovní. Mimo Atlantik a Indický oceán jsou pozitivní tendence v povrchových teplotách méně patrné. Obecně platí, že velká část Jižního oceánu zažila v období 1979–1999 prodloužení sezóny mořského ledu nejméně o 1 den ročně. Tyto oblasti se nacházejí především v Tichém oceánu a v Rossově moři. V těchto regionech mohou být dopady změny klimatu méně zřejmé nebo dokonce opačné než ty, které byly pozorovány v Atlantiku a Indickém oceánu (Parkinson 2002, 2004).

Vzhledem k regionální povaze oteplování klimatu, regionálním rozdílům ve společenstvech mořských potravních sítí, regionálním rozdílům v historických i současných úrovních lovu a krátké povaze mnoha biologických časových řad není možné očekávat konzistentní reakce mořských predátorů na horní trofické úrovni. Nicméně v každé z oceánských pánví jsou dopady klimatu patrné jako hnací síly v regionálních komunitách. Například biologické důsledky ENSO se projevují v každém oceánu a potenciálně poskytují určité důkazy o věrohodných scénářích budoucích změn (Trathan et al. 2007).

#### 3.8.1.1 Jihozápadní Atlantik

Potravním sítím zde dominují Krunýřovky (*Euphausia superba*), které jsou hlavním zdrojem potravy pro antarktické ryby, tučňáky, pelagické mořské ptáky, tuleně a velryby. Vypadají jako krevety, ale v dospělosti váží pouhý gram a měří asi šest centimetrů na délku. Kril se shromažďuje v superhejnech, která mohou dosáhnout hustoty 30 000 jedinců na metr čtvereční, což přitahuje velryby, které mohou sníst tři tuny krilu na jedno krmení (Gross 2005). Jedno z hlavních líní antarktického krilu se nachází na severu Antarktického poloostrova, v blízkosti oblasti nedávného rychlého regionálního oteplování. Předpokládá se, že oceánské proudy přenášejí krunýřovky z této oblasti do jiných oblastí jihozápadního Atlantiku. *E. superba* se nejčastěji vyskytuje na šelfových svazích. Rozšíření tedy potenciálně odráží teplotní toleranci druhu (latitudinální limity), modifikovanou rozsáhlou oblastí kontinentálního šelfu (King 1994).

Periodické změny v biomase krunýřovky byly pozorovány od počátku minulého století v Jižní Georgii. První analýzy naznačovaly, že značná variabilita v početnosti krunýřovky je potenciálně spojena se změnami průměrné teploty moře. Později bylo zjištěno, že hojnost krunýřovky byla spojena s chladnými a teplými obdobími, která byla zase spojena s variabilitou v rozsahu a koncentraci regionálního mořského ledu a oceánografií (Trathan et al. 2007). Nedávno byly také zdůrazněny časové vzorce v přírůstku krunýřovky a naznačují, že existuje přímá příčinná souvislost mezi variabilitou v pokrývce mořského ledu, přírůstku krunýřovky,

dostupností kořisti a ekologií predátorů při hledání potravy. Rozsáhlé působení spojené s variabilitou klimatu může řídit ekologické interakce mezi ledem, krilem a jejich predátory v oblastech západního Antarktického poloostrova a Skotského moře. Silný nárůst počtu krilu souvisí s načasováním zimního postupu mořského ledu, jeho ústupem, trváním a rozsahem. Silná souvislost mezi jevem El Niño a povrchovou teplotou moře a mezi jevem El Niño a mořským ledem vedou k vazbám mezi jevem El Niño a přírůstkem krilu (Fraser a Hofmann 2003).

Pohyby v biomase krilu pravděpodobně ovlivňují další složky mořského ekosystému. Fraser a Hofmann (2003) uvedli, že během období rozmnožování se délka cesty za potravou tučňáka Adéliina (*Pygoscelis adeliae*) měnila nelineárně, ale v souladu s rozsahem mořského ledu a změnami v početnosti krunýřovky. Dopady spojení mezi jevem El Niño, teplotou povrchu moře, mořským ledem a hojností krunýřovky jsou patrné i v jiných ročních obdobích. Například změny v populačních procesech tučňáků trpasličích jsou nyní patrné na ostrově Signy na Jižních Orknejích, kde tučňáci Adélie, (*Pygoscelis adeliae*), tučňáci podbradní (*Pygoscelis antarctica*) a tučňáci oslí (*Pygoscelis papua*) vykazují populační reakce na odtávání mořského ledu. Periodické teplé události s dálkovým spojením s tropickou oblastí El Niño způsobily cykly v mořském ledu, které potenciálně vedly ke snížení biomasy kořisti a k souběžnému meziročnímu poklesu těchto populací. S úbytkem mořského ledu se tučňáci Adélie stali méně chráněnými proti okolnímu prostředí, takže jejich početnost značně kolísala (Forcada et al. 2006).

Ačkoli jsou k dispozici jen omezené údaje o potravě velryb jižních (*Eubalaena australis*), zdá se pravděpodobné, že v jejich potravě převažuje kril, přinejmenším u velryb, které se živí jižně od polární atmosférické fronty (Tormosov et al. 1998). Údaje z nedávných průzkumů také naznačují, že oblast kolem Jižní Georgie je pravděpodobně jejich hlavní potravní oblastí v jihozápadním Atlantiku. Byla prokázána souvislost mezi úspěšností rozmnožování velryb v severním Atlantiku a množstvím kořisti (Greene et al. 2003).

Všechny tyto vztahy mezi prostředím a produktivitou predátorů vykazují vysokou míru periodicity, obvykle 3 až 4 roky; všechny jsou také shodné v určitých časových měřítcích. Tyto vzorce jsou potenciálně řízeny fyzikálními vlivy v Tichém oceánu, které vedou ke změnám ekosystému v Atlantiku. Změny teploty povrchu moře v Tichém oceánu tak vedou k podobným změnám v jihozápadním Atlantiku přibližně o 3 roky později. Atmosférické vazby mezi Pacifikem a Atlantikem navíc ovlivňují teploty i v měřítku několika měsíců. Obě tyto oceánské a atmosférické vazby ovlivňují prostředí v Atlantiku a mají vliv jak na teplotu povrchu moře, tak na rozsah mořského ledu. Změny prostředí v Atlantiku ovlivňují nárůst a biomasu krilu, který následně ovlivňuje přežívání dravců a jejich rozmnožování. Výrazné snížení reprodukční výkonnosti predátorů po teplých událostech ENSO také naznačuje, že podobné události se mohou projevit po dlouhodobé změně klimatu (Trathan et al. 2007).



### 3.8.1.2 Indický oceán

Mořský potravní řetězec v Indickém oceánu byl studován méně intenzivně než v jihozápadním Atlantiku. O potravním řetězci a predátorech na horní trofické úrovni, kteří se zde rozmnožují, a o nedávných změnách populací řady důležitých druhů souvisejících s klimatem je však stále známo mnoho. Teploty vzduchu se tedy za posledních 50 let neustále zvyšovaly (Weimerskirch et al. 2003), počínaje polovinou 60. let 20. století a byly zvláště výrazné v subantarktickém sektoru. Ve stejné době, i když se zpožděním mezi 2 a 9 lety, se výrazně snížila velikost populace většiny mořských ptáků a tuleňů sledovaných na několika hnízdištích, přičemž pouze dva sledované druhy, tučňák královský (*Eudyptes schlegeli*) a lachtan amsterdamský (*Arctocephalus tropicalis*), vykázaly ve stejném období nárůst populace. Tyto změny v podmínkách prostředí jsou potenciálně základem hlubokých funkčních změn v ekosystému na jiných trofických úrovních, jak ukazuje pokles koncentrací chlorofylu a zooplanktonu po konci 70. let 20. století (Hunt et al. 2002). Tyto změny naznačují, že snížení dostupnosti potravy na nižších trofických úrovních může být základem obecného poklesu populací vrcholových predátorů (Weimerskirch et al. 2003).

Ekosystémy a populace jsou ovlivňovány jak dlouhodobými klimatickými trendy (Thompson a Ollason 2001), tak i jinými krátkodobými klimatickými režimy, jako je meziroční a desetiletá variabilita ENSO (Trathan et al. 2003). Na základě analýzy bylo zjištěno, že došlo k dlouhodobým změnám u populací tří antarktických mořských ptáků, buřňáků jižních (*Fulmarus glacialisoides*), buřňáků sněžných (*Pagodroma nivea*) a tučňáků císařských (*Aptenodytes forsteri*) hnízdících v Terre Adélie. Za posledních 40 let populace a demografické parametry těchto tří druhů kolísaly s periodicitou 3–5 let, která byla zjištěna také v rozsahu mořského ledu a ENSO. Ačkoli hlavní signály četnosti meziroční variability se u různých druhů a proměnných prostředí lišily, pozorované cyklické vzorce odhalily od roku 1980 významnou změnu.

Za posledních 50 let se populace tučňáků císařských hnízdících v Terre Adélie snížily o 50 %, pravděpodobně v důsledku poklesu přežití dospělých jedinců na konci 70. let. V této době nastalo dlouhé abnormálně teplé období, které mělo za následek tání mořského ledu. Úmrtnost a míra trvalého vystěhování se zvýšila, když se v potravní oblasti vyskytly vysoké teploty mořské hladiny a když se snížila roční rozloha mořského ledu. To ukazuje na jejich potenciálně vysokou citlivost ke klimatickým změnám. V Indickém oceánu vykazují vztahy mezi prostředím a produktivitou predátorů vysokou periodicitu, typicky 3–4 roky. Tyto vzorce jsou potenciálně řízeny fyzickým působením z Tichého oceánu, což vede ke změnám ekosystému v Indickém oceánu. Vazby mezi nižšími a středními trofickými vrstvami jsou méně dobře známy než v Atlantiku, ale přibývá důkazů, které naznačují, že byly ovlivněny změnami povrchové teploty moře (Trathan et al. 2007).



### 3.8.1.3 Tichý oceán

Potravní síť v Tichém oceánu a v sektoru Rossova moře byla studována méně rozsáhle, než jinde v Jižním oceánu. Jedním z nejrozsáhlejších dlouhodobých monitorovacích souborů v Antarktidě je roční odhad velikosti hnízdní populace kolonií tučňáků Adéliových na Rossově ostrově (Ainley 2002). Monitorování těchto kolonií začalo na konci 50. let 20. století a od té doby byla zaznamenána významná meziroční variabilita. V poslední době Wilson et al. (2001) vyslovil hypotézu, že takové změny v počtu populací souvisejí s přírodními fyzickými faktory prostředí. Na základě dostupných satelitních snímků mořského ledu z let 1973 až 1997 dospěl k závěru, že populační růst (měřený každoročně v létě) lze nejlépe vysvětlit inverzní hodnotou rozsahu mořského ledu o pět zim dříve a také, že populační růst souvisel s ENSO. Domnívají se, že rozsáhlý (severnější) mořský led omezuje přístup tučňáků k produktivním vodám, o nichž je známo, že se vyskytují jižně od jižní hranice antarktického cirkumpolárního proudu, přičemž hladovění nebo zvýšená predace neúměrně postihují méně zkušené ptáky. Pozorované vzorce změn populace tučňáků, včetně těch, které předcházely éře satelitů, vyplývají z rozdílů v rozsahu mořského ledu, což se v posledních desetiletích výrazně změnilo.

Také v západním Pacifiku a v sektoru Rossova moře, Ainley et al. (2005) ukázaly desetileté změny v populačních trajektoriích tučňáků Adelových i tučňáků císařských na počátku 70. let 20. století a znovu na konci 80. let 20. století. Tyto populační změny odpovídaly změnám počasí a vzorců mořského ledu, které souvisely s Antarktickou oscilací (AAO). Je obdobou Arktické oscilace na severní polokouli. Střídání kladné a záporné fáze AAO se projevuje rozdíly tlaku vzduchu ve vyšších zeměpisných šířkách nad Antarktidou a oblastmi přibližně na 40. až 50. rovnoběžce. Pozorované vzorce variability také ukazují, že AAO a ENSO interagují a že existují důkazy o nedávných změnách (Gnosis 2024).

Krátkodobé změny ve struktuře a funkci ekosystémů pozorované během událostí ENSO jsou předzvěstí potenciálních, dlouhodobých změn, které mohou následovat po regionální změně klimatu. Například v jižním Atlantiku bude neúspěch přírůstků antarktického krilu nevyhnutelně předzvěstí neúspěchů přírůstků některých druhů ve vyšších trofických úrovních. Tam, kde tyto druhy predátorů nejsou schopny se přizpůsobit přechodem na jiné druhy kořisti (které již mohly být zasaženy), budou pravděpodobně následovat změny na úrovni populace (Trathan et al. 2007).

## 3.9 Teplejší oceány a vliv na stoupající moře v důsledku globálního oteplování

Oceány absorbovaly více než 90 % nadbytečného tepla, které bylo na naší planetě zachyceno stoupajícím množstvím skleníkových plynů. Není to způsobeno tím, že se oceán otepluje více než vzduch, ale tím, že ohřátí vody vyžaduje více energie než ohřátí vzduchu (voda má větší tepelnou kapacitu). Globální oteplování klimatu neodvratně způsobí zdvižení hladiny moře, a to ze dvou hlavních příčin. Zaprvé, voda v oceánu se při oteplení rozpíná a vzhledem k tomu, že oceány jsou tisíce metrů hluboké, i sebemenší procento navýšení může způsobit

několik metrů navýšení hladin moří. Zadruhé, zemské masy ledu se smršťují, což přidává do oceánů další vodu.

Oteplování oceánů způsobuje značný počet alarmujících potíží. V důsledku oteplování poskytuje více energie tropickým cyklonám, které se stávají silnějšími a intenzivnějšími. Tím se voda z oceánu vypařuje rychleji, což způsobuje navýšení v globálních srážkových úhrnech. To bohužel namísto suchu přispívá spíše k silným lijákům, které mohou způsobit záplavy. Vyšší teplota má také tendenci snižovat schopnost oceánů účinkovat jako rezervoár oxidu uhličitého, což má škodlivý dopad na mořskou biologii a způsobuje kalamity, jako bělení korálů. V neposlední řadě se voda rozpíná, když se ohřeje – což nás dostává k dalšímu problému: stoupaní hladiny moří.

Doposud pozorované zvýšení vodních hladin se shoduje s nezávislými daty týkajícími se různých přispívajících faktorů. Od roku 1993, kdy bylo zahájeno satelitní monitorování hladin moří, to byly:

- oceánská termální expanze: 42 %,
- ledovce: 21 %,
- grónský ledový příkrov: 15 %,
- antarktický ledový příkrov: 8 %.

Šestá hodnotící zpráva IPCC předpokládá, že hladiny moří stoupnou do roku 2100 o něco mezi půl metrem a jedním metrem v závislosti na emisích skleníkových plynů. Jelikož už malé zvýšení hladin, které jsme doteď pozorovali, způsobuje značné povodně, jeden metr by měl katastrofické dopady na mnoho pobřežních zón (Rahmstorf 2022). Jak např. uvádí Kolbertová (2022), v roce 2014 provedli australští vědci detailní studii na Bramble Cay, malém atolu v Torresově průlivu. Tento ostrůvek hostil svůj vlastní druh hlodavce, kryse podobné stvoření známé jako *Melomys rubicola* (Obr. 53), což byl vůbec jediný druh savce endemický pro Velký bariérový útes. Kvůli zvyšující se hladině moře se ostrůvek potápěl a vědci chtěli vědět, jestli tam *Melomys rubicola* stále žije. Nežil, a tak australská vláda prohlásila tohoto živočicha v roce 2019 za vyhynulého. Byla to první dokumentovaná extinkce připisovaná změně klimatu, přestože téměř jistě mnoho změn nedokumentovaných nastalo již v minulosti.

Obr. 53: *Melomys rubicola*



Zdroj: ATRESMEDIA ©2024

### 3.9.1 Ledovce

Na stoupající hladiny oceánů má vliv i tání ledovců, které ovlivňují čím dál víc všechny součásti zemských systémů, včetně obou ledových příkrovů na planetě v Grónsku a Antarktidě. Během uplynulých několika desetiletí ledové příkrovy a přilehlé šelfové ledovce ztrácely ve zrychlujícím se tempu svou hmotnost. V součtu bylo mezi lety 1994 a 2017 ztraceno 12,8 bilionů tun ledu. Předpokládá se, že ledové příkrovy budou v budoucnu největším zdrojem pro zvyšování hladiny moře. Kvůli jejich nesmírné velikosti mohou i jejich mírné ztráty značně zvýšit riziko záplav v příbřežních komunitách s drastickými dopady na společnost, ekonomiku a životní prostředí. Drastické změny v polárních regionech se už začínají projevovat. V roce 2020 se teploty vyšplhaly na rekordní hodnoty v obou polárních regionech +18,3 °C na Antarktickém poloostrově a +38 °C v Arktidě. V roce 2020–2021 nastaly dvě téměř rekordní tající události na grónském ledovém příkrovu – následovaly tak sérií extrémního tání v letech 2010, 2015 a 2019. Na opačné straně planety se oteplily dva největší ledovce na světě ze západní strany šelfového ledovce Filchnera-Ronneové. Analýzy satelitních snímků odhalily další velké ledovce, odlamující se z okrajů šelfového ledovce vedle ledovce Pine Island, což vede k další akceleraci už takhle rychle se pohybujících ledovců v Antarktidě (Winkelmannová 2022).

Ústup ledovců byl zaznamenán také v tropických oblastech, například vrcholová část Kilimandžára je už téměř bez ledu. Přesto ještě na světě existují oblasti, v nichž ledovce postupují nebo alespoň pulzují. Jednou z nich je jižní Patagonie, kde se nalézá ledovec Perito Moreno (o délce 30 km a šířce 4 km). Ledovec vtéká do jezera Lago Argentino a vždy po několika letech naroste natolik, že zahradí značnou část odtoku z jezera. V přehrazené části se pak vzduje voda a její tlak ledovou bariéru prolomí. Z jezera vytéká řeka Santa Cruz (po 382 km toku se vlévá do Atlantického oceánu), jejíž průtok prudce vzrůstá po každém prolomení bariéry.

Jednou z hypotéz bylo, že nárůst ledovce je spojen s jižní oscilací El Niño. Ta přináší na jihoamerické pobřeží Tichého oceánu srážky, v jižní Patagonii hlavně sněhové. Byl proveden výzkum, jestli existuje nějaký vztah mezi indexem jižní oscilace El Niño, který zahrnuje parametry jako atmosférický tlak, rychlost větru či oblačnost, a průtoky na řece Santa Cruz. Při spektrální analýze časových řad průtoku a hodnot MEI bylo zjištěno, že se maximální hodnoty v obou časových řadách opakují zhruba po 46 měsících, a to přibližně s 12měsíčním zpožděním zvýšeného průtoku za výskytem klimatických anomálií.

Tento jev byl interpretován jako důsledek zvýšených srážek, a tím i hromadění ledu v akumulační oblasti ledovce Perito Moreno, který pak začne narůstat, až uzavře jezero. V období dozívání jižní oscilace El Niño také více prší, tudíž objem vody za ledovcovou hrází narůstá. Tím stoupá tlak vody, až se nakonec prolomí ledovcové uzávěry a průtok řeky prudce stoupne (Šrámek 2007).

## 4 Metodika

### 4.1 Fyzikální a chemické ukazatele ENSO

První část metody se zabývá fyzikálními (teplota mořské vody, tlak vzduchu) a chemickými (salinita) veličinami, podle jejichž hodnot můžeme zhodnotit intenzitu již ukončených fází ENSO anebo naopak predikovat jejich následující vývoj.

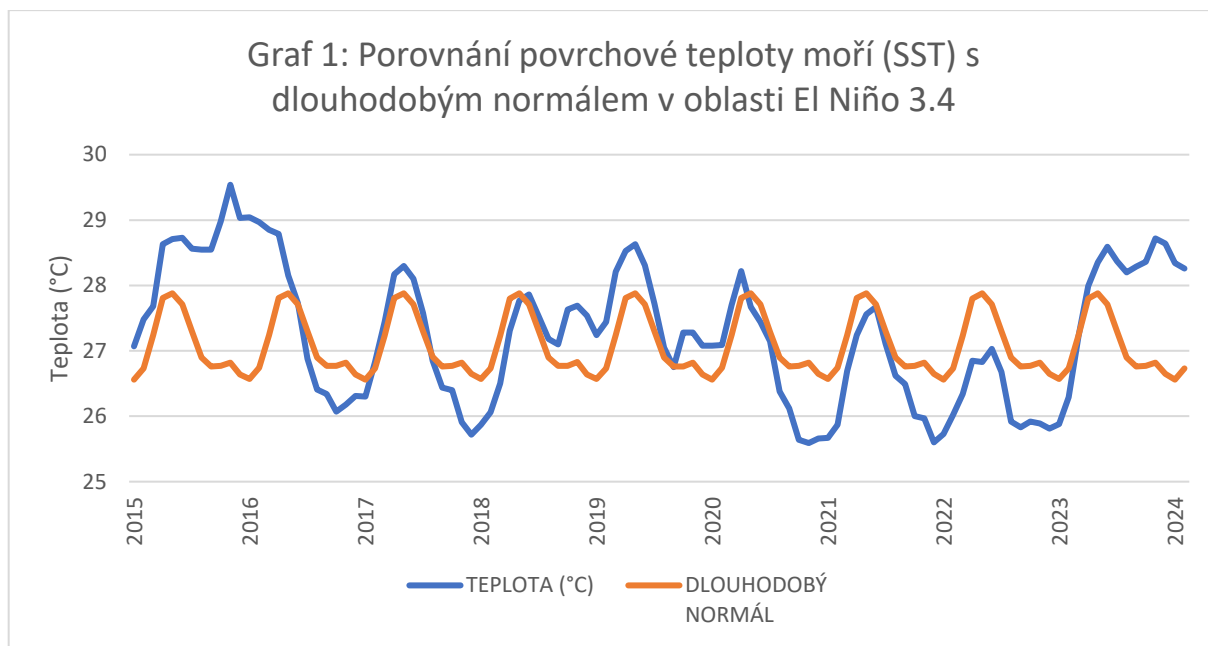
#### 4.1.1 Teplota povrchu moře (SST)

Jako první důležitý ukazatel, který bude demonstrovat probíhající fáze ENSO, je tzv. povrchová teplota moří (SST). Data k ní byla stažena z internetové stránky **Climate Prediction Center, NOAA**. Pro tuto diplomovou práci se pracovalo s hodnotami SST a jejich odchylkami za období leden 2015 až únor 2024. Hodnoty SST byly naměřeny v oblasti El Niño 3.4 (170°W–120°W, 5°S–5°N). Z odchylek byl vypočítán dlouhodobý normál (od naměřených hodnot teploty byly odečteny jejich odchylky pro každý měsíc daného roku) a následně vytvořen spojnicový graf 1, který nám představuje, jak moc se teploty během vybraného období lišily od normálních hodnot.

Největšího rozdílu si můžeme všimnout během přelomu roku 2015/2016, kdy odchylka od října 2015 do února 2016 přesahovala +2 °C. Vůbec nejvyšší nárůst teploty byl zaznamenán v listopadu 2015, kdy odchylka atakovala +2,72 °C. Toto charakteristické zvýšení teploty nám reprezentuje teplou fázi El Niño, která se podle hodnocení Národního úřadu pro oceán a atmosféru (NOAA) řadí mezi tři nejsilnější od roku 1950. K dalšímu výraznému nárůstu teploty došlo relativně nedávno, v prosinci roku 2023, kdy odchylka činila +1,99 °C. Což nám potvrzuje opět probíhající fázi El Niño, která momentálně slábne. **Dle Climate Prediction Center: ENSO Diagnostic Discussion (2024)** by měla s 83% pravděpodobností přejít během dubna až června 2024 do fáze neutrální, přičemž La Niña se potenciálně vyvine během léta 2024 (respektive s 62% pravděpodobností do června až srpna).

Pokud bychom se podívali na nejvyšší záporné odchýlení od dlouhodobého normálu, jednalo by se o období říjen 2020 až přelom 2022/2023, kdy se odehrávala dlouhotrvající studená fáze La Niña. Konkrétně nejvyšší záporná odchylka byla zaznamenána za listopad 2020, a to -1,23 °C.

Graf 1 názorně ukazuje, jak během teplé fáze El Niño dochází v centrálním Pacifiku (oblast El Niño 3.4) ke zvýšení SST, a naopak během studené fáze La Niña hodnoty teplot klesnou pod dlouhodobý normál. Důvodem takového vzorce „chování“ je, jak už bylo několikrát zmíněno, zeslabení převládajících východních pasátů, a tím pádem zeslabení Humboldtova proudu a přísun teplé vody z rovníkových oblastí západního Pacifiku směrem k západnímu pobřeží Střední a Jižní Ameriky.



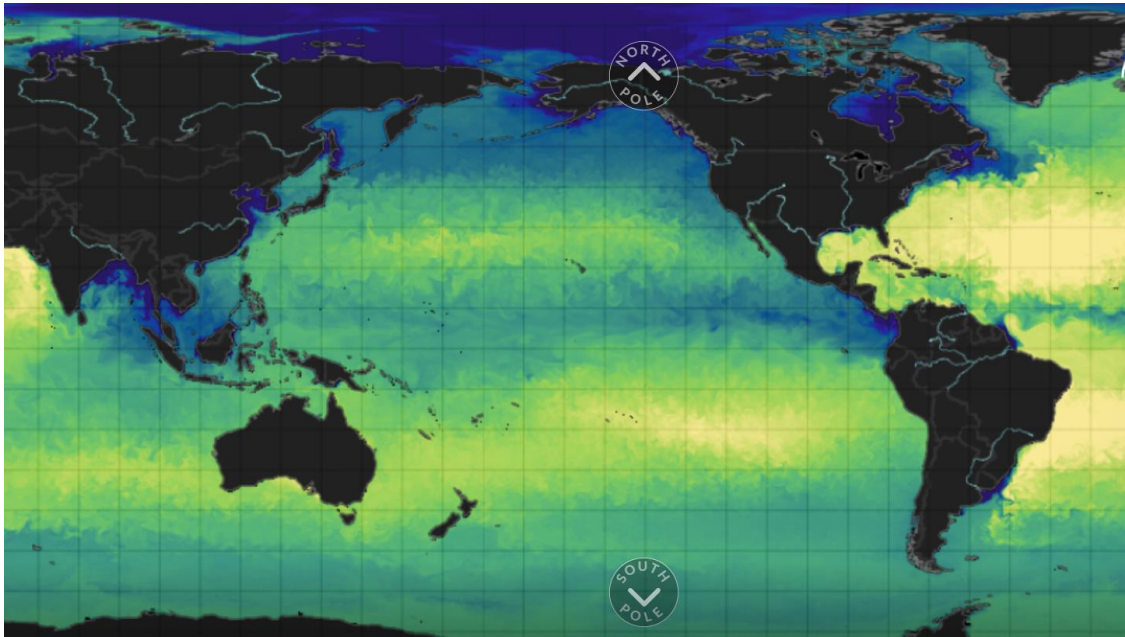
Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel

#### 4.1.2 Salinita povrchu moře (SSS)

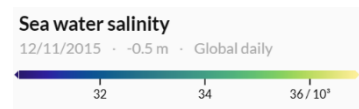
Druhým ukazatelem, jehož hodnoty odkazující na fáze ENSO a jejich vliv na něj, je salinita povrchu moře (SSS). Variabilita slanosti může hrát aktivní roli ve vývoji ENSO, a proto je důležitá při předpovídání zejména událostí El Niño. Jaký vliv mají fáze ENSO na SSS, znázorňuje převzatá mapa **Global Ocean Physics Reanalysis** (DOI: 10.48670/moi-00021) z internetové stránky **Copernicus Marine MyOcean Viewer**. Její první část (Mapa 1) uvádí koncentraci salinity ke dni 12.11. 2015, který odpovídá silnému El Niňu. Druhá část (Mapa 2) zobrazuje situaci salinity k 8.11. 2020 (fáze La Niňa). Pokud obě mapy porovnáme, zjistíme, že během epizody El Niňo se koncentrace SSS v rovníkových oblastech Pacifiku snižuje, zejména v západním Tichomoří. Naopak v období La Niňa hodnoty vykazují zvýšení SSS.



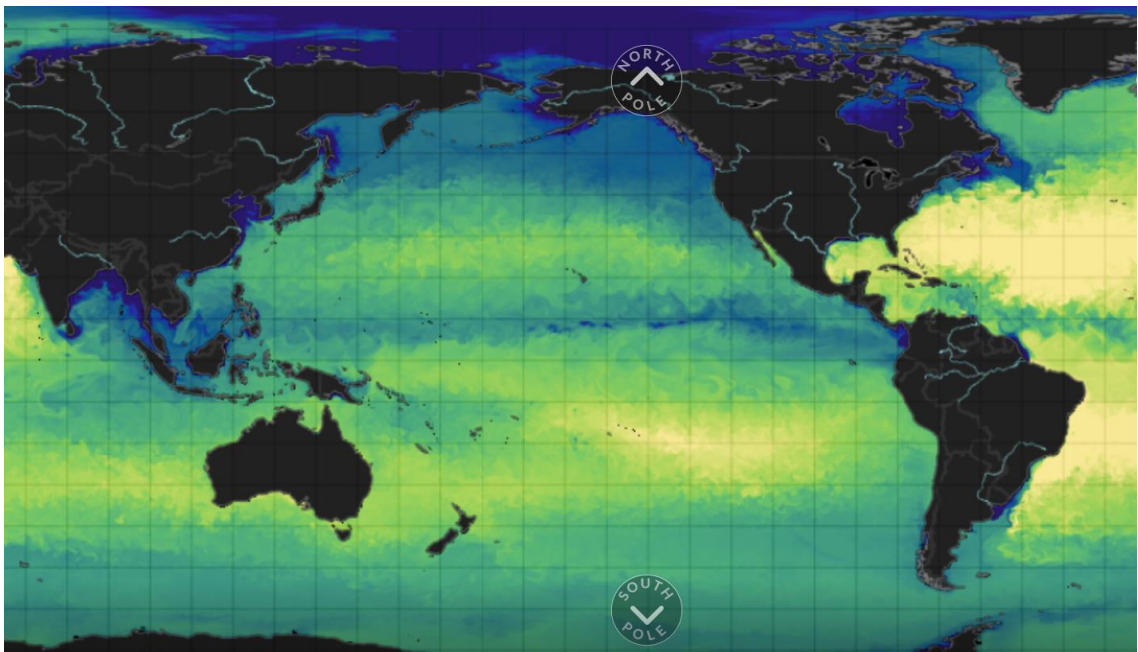
Mapa 1: Povrchová salinita mořské vody (SSS) 12.11. 2015



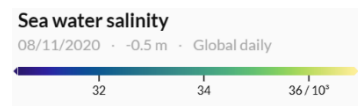
Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)



Mapa 2: Povrchová salinita mořské vody (SSS) 8.11. 2020

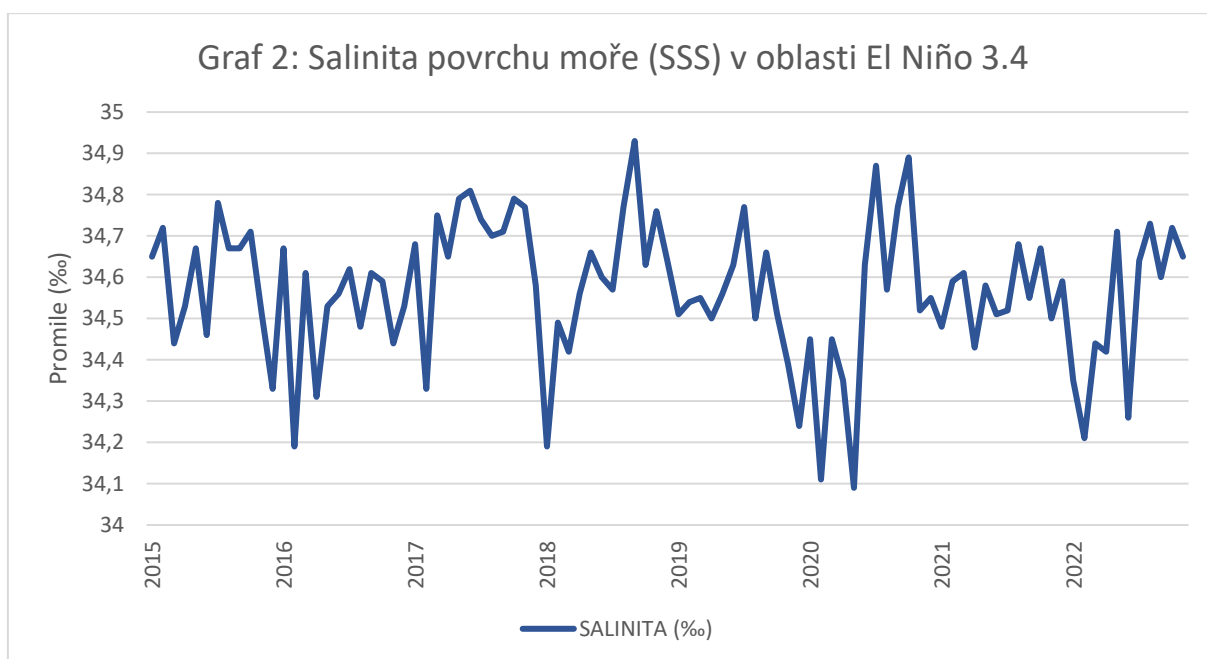


Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)



Data povrchové salinity moří (SSS) byla převzata rovněž z internetové **stránky Copernicus Marine MyOcean Viewer** a zpracována do spojnicového grafu. Zahrnují období od ledna 2015 do listopadu 2022. Hodnoty uvedené v promile (‰) byly získány z družicového pozorování a představují průměrnou salinitu za jednotlivé měsíce vymezeného období v oblasti El Niño 3.4, která se nejčastěji používá k pozorování ENSO. Přesný název použité mapy zní: **Multi Observation Global Ocean 3D Temperature Salinity Height Geostrophic Current and MLD**.

Hodnoty salinity zaznamenané v grafu 2 vykazují jakousi pravidelnost a neměnnost. Je to dáno tím, že variabilita SSS není závislá pouze na fázích ENSO, ale i na dalších faktorech (např. srážky a vypařování, přítoky sladkých vod z řek či antropogenní znečištění). Z grafu 2 také vyplývá, že k výraznějšímu poklesu SSS dochází v zimních měsících, a naopak zvýšená SSS připadá teplejším měsícům.



Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel

#### 4.1.3 Index jižní oscilace (SOI)

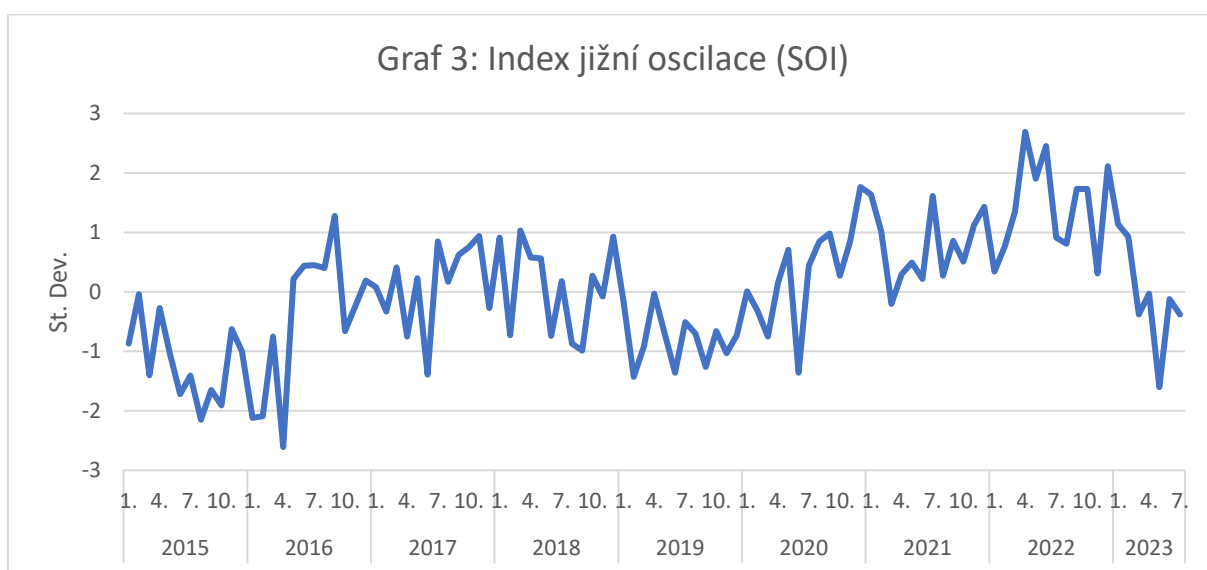
Jak již bylo uvedeno v rešeršní části této práce, index jižní oscilace (SOI) je standardizovaný index založený na pozorovaných rozdílech tlaku vzduchu přepočtený na hladinu moře (SLP) mezi ostrovem Tahiti ve Francouzské Polynésii (17°40' S, 149°28' W) a městem Darwin v Austrálii (12°28' S, 130°50' E). SOI je jedním z měřítek rozsáhlých výkyvů tlaku vzduchu, ke kterým dochází mezi západním a východním tropickým Pacifikem během epizod El Niño a La Niña. Vyhlazené časové řady SOI obecně velmi dobře korespondují se změnami teplot oceánu ve východním tropickém Pacifiku. Záporná fáze SOI představuje tlak vzduchu pod normálem na Tahiti a nad normálem v Darwinu. Delší období záporných (kladných) hodnot SOI se shodují



s abnormálně teplými (studenými) oceánskými vodami ve východním tropickém Pacifiku, které jsou pro epizody El Niño (La Niña) typické (NCEI/NOAA ©2024b).

Jako dalším významným ukazatelem potvrzující fáze ENSO byl tedy zvolen index jižní oscilace (SOI), jehož data jsou stažena z internetových stránek NOAA ([https://psl.noaa.gov/gcos\\_wgsp/Timeseries/Data/soi.long.data](https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/Data/soi.long.data)). Data zobrazují průměrné měsíční hodnoty pro období leden 2015 až červenec 2023 ve standardních odchylkách (standard deviations neboli St. Dev.).

Z vytvořeného grafu 3 vyplývá, že získané hodnoty ve většině případů odpovídají výše popsané definici SOI. Pokud probíhá jev El Niño (např. rok 2015/2016), výsledná SOI je záporná. Naopak, když nastane fáze La Niña (např. listopad 2020 až listopad 2022), hodnoty SOI se dostávají do kladných čísel.



Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel

## 4.2 Indikátory ekologických dopadů ENSO

V následující metodické části jsou prezentovány některé indikátory ekologických dopadů způsobené fázemi ENSO. Z vytvořených grafů a převzatých map bude odůvodněno, jak konkrétně dané fáze ENSO ovlivňují jednotlivé indikátory.

### 4.2.1 Koncentrace chlorofylu a zooplanktonu

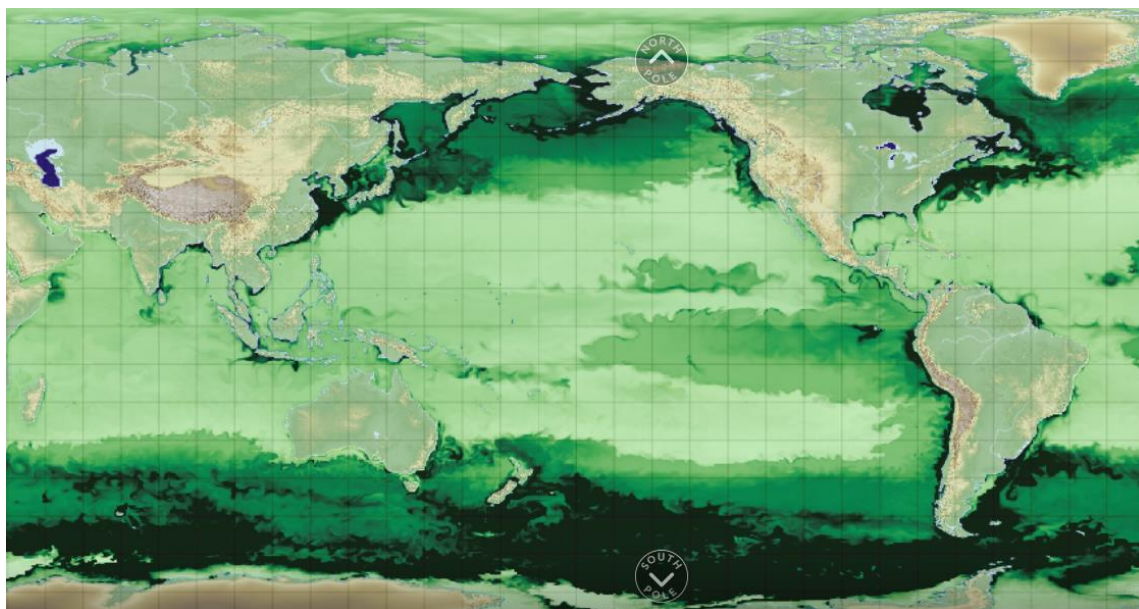
Prvním zmíněným indikátorem je koncentrace fytoplanktonu, respektive chlorofylu. Fotosynteticky aktivní fytoplankton, jeden z hlavních činitelů v biologii horního oceánu, obsahuje chlorofyl, který absorbuje sluneční světlo v horní části oceánu. To vede ke změně vertikálního profilu absorpce slunečního světla, a tím ke zvýšenému sálavému ohřevu povrchové

vrstvy oceánu. Oceánská biologie je zároveň silně ovlivněna meziročními klimatickými změnami v tropickém Pacifiku.

Kvetení fytoplanktonu ve východním rovníkovém Pacifiku má tendenci se vyskytovat během podmínek La Niña, zatímco podmínky El Niño jsou charakterizovány nízkou koncentrací chlorofylu. To vede k významné meziroční modulaci koncentrací chlorofylu v horních vrstvách oceánu, zejména u přechodů El Niño/La Niña, které jsou řízeny hlavně oceánskými vzestupnými proudy (Timmermann a Jin 2002).

Pro názornou ukázkou ovlivnění koncentrace chlorofylu a sním spojeného fytoplanktonu a zooplanktonu byly v metodické části použity mapy z internetové stránky **Copernicus Marine MyOcean Viewer**. První typ mapy se nazývá **Global Ocean Biogeochemistry Hindcast** (DOI: 10.48670/moi-00019), který znázorňuje hmotnostní koncentraci chlorofylu v mořské vodě v  $\text{mg}/\text{m}^3$ . První část (Mapa 3) zobrazuje koncentraci chlorofylu k 15.11. 2015 a druhá (Mapa 4) ke 14.11. 2020. Tyto dvě data byla záměrně vybrána jako příklad probíhající teplé fáze El Niño (tj. 15.11. 2015) a studené fáze La Niña (tj. 14.11. 2020). Pouhým okem je zřejmé, že během jevu La Niña byla koncentrace chlorofylu v rovníkových oblastech Tichého oceánu mnohem vyšší oproti roku 2015. Důvodem je zesílení vzestupných proudů (upwelling) a zvýšení termokliny u západního pobřeží Jižní Ameriky, která vynáší na hladinu oceánu mnohem více živin než během neutrální fáze. Živiny jsou následně pomocí zesílených pasátů unášeny směrem k západnímu Pacifiku.

Mapa 3: Hmotnostní koncentrace chlorofylu v mořské vodě [ $\text{mg}/\text{m}^3$ ] 15.11. 2015

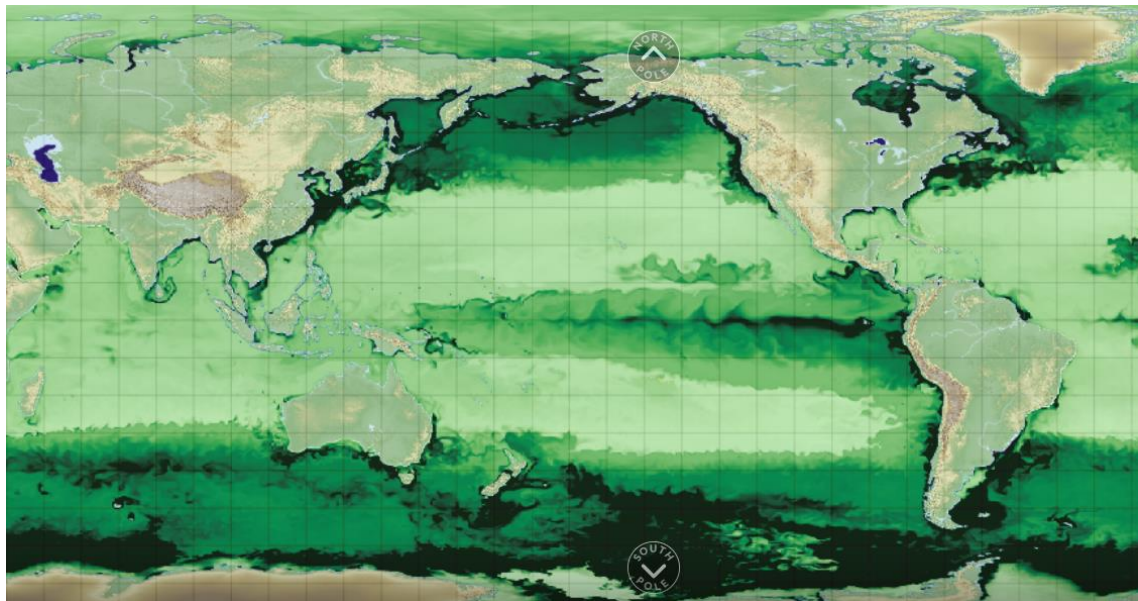


Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)

Mass concentration of chlorophyll a in sea water  
16/11/2015 · -0.5 m · Time series, profiles and other graphs for this dataset will be available soon ⓘ

0 0.1 0.2 0.3 0.4  $\text{mg}/\text{m}^3$

Mapa 4: Hmotnostní koncentrace chlorofylu v mořské vodě [ $\text{mg}/\text{m}^3$ ] 14.11. 2020



Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)

Mass concentration of chlorophyll a in sea water

16/11/2015 · -0.5 m · Time series, profiles and other graphs for this dataset will be available soon

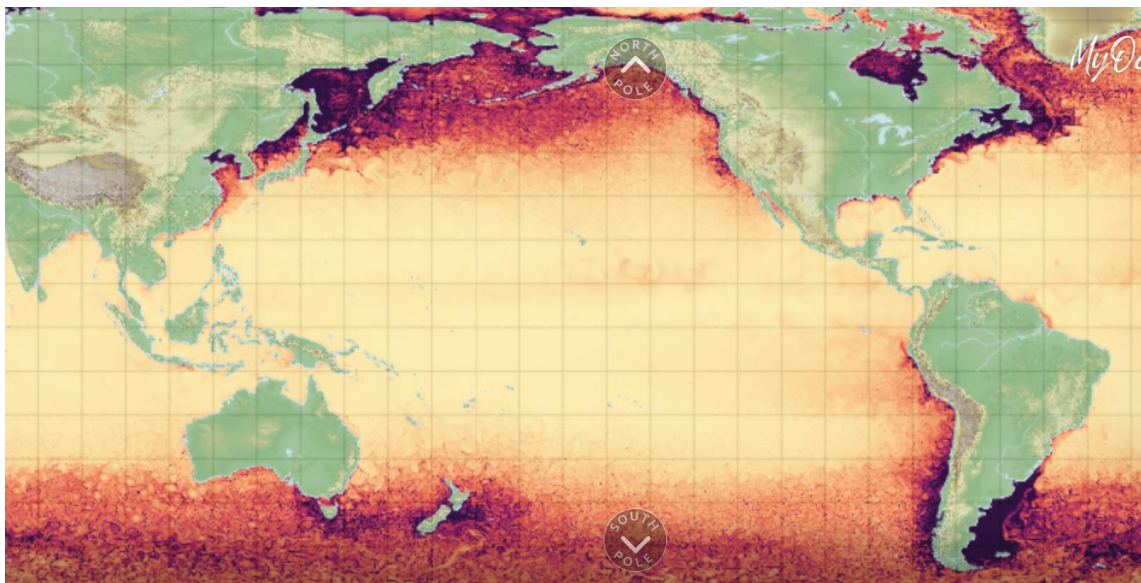


Důkazem, že ENSO neovlivňuje jenom fytoplankton, ale i další zástupce mořského potravního řetězce, je zobrazení koncentrace zooplanktonu. Jedná se o malé plovoucí nebo slabě plovoucí organismy, které jsou unášeny vodními proudy a spolu s fytoplanktonem tvoří planktonní potravu, na níž jsou v konečném důsledku závislé téměř všechny oceánské organismy (Britannica 2012).

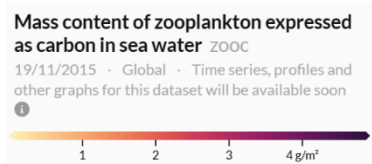
Mapa **Global ocean low and mid trophic levels biomass content hindcast** (DOI: 10.48670/moi-00020), která byla také převzata z internetové stránky **Copernicus Marine MyOcean Viewer**, informuje o hmotnostním obsahu zooplanktonu vyjádřeného jako uhlík v mořské vodě v  $\text{g}/\text{m}^2$ . Mapa 5 znázorňuje obsah zooplanktonu ke dni 19.11. 2015, tedy období silného El Niña. Mapa 6 reprezentuje stejnou oblast Tichého oceánu, ovšem tentokrát ke dni 16.11. 2020, kdy probíhala studená fáze La Niña. Z Mapy 6 (oproti Mapě 5) je patrný nárůst koncentrace zooplanktonu v rovníkových oblastech východního Pacifiku. Můžeme vidět vzájemnou korelaci mezi množstvím fytoplanktonu a zooplanktonu, která je odpovídající, neboť hlavním zdrojem potravy zooplanktonu je právě zmíněný fytoplankton, a na jeho množství je tedy závislý.



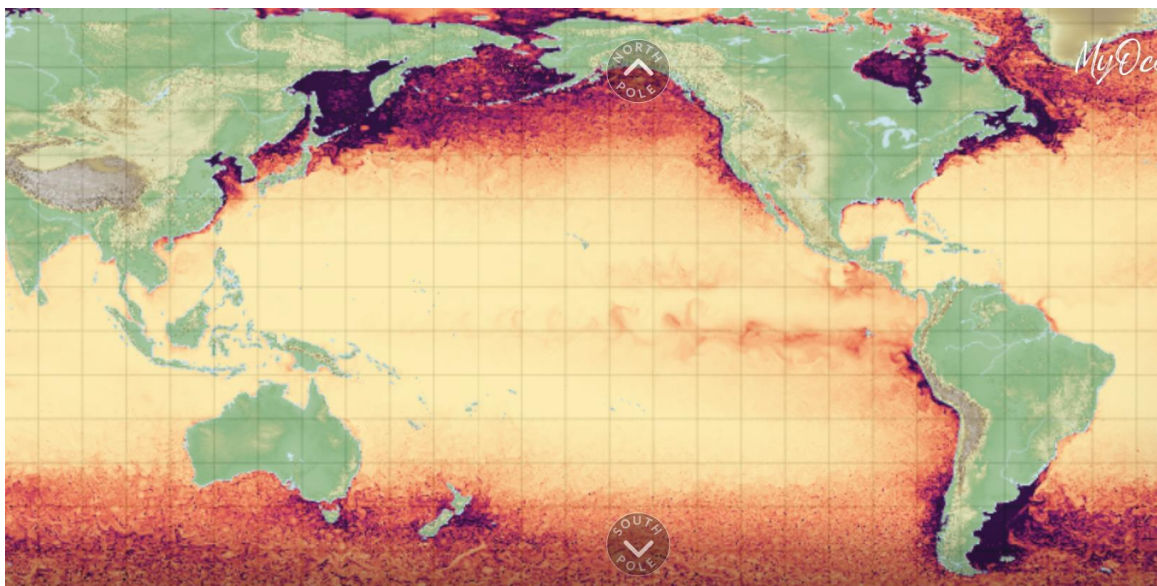
Mapa 5: Hmotnostní obsah zooplanktonu vyjádřený jako uhlík v mořské vodě [g/m<sup>2</sup>] 19.11. 2015



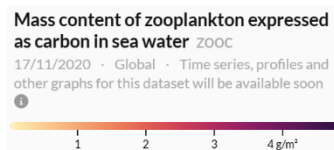
Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)



Mapa 6: Hmotnostní obsah zooplanktonu vyjádřený jako uhlík v mořské vodě [g/m<sup>2</sup>] 16.11. 2020



Zdroj: Copernicus Marine MyOcean Viewer (©2024)



## 4.2.2 Rozloha mořského ledu na Antarktidě

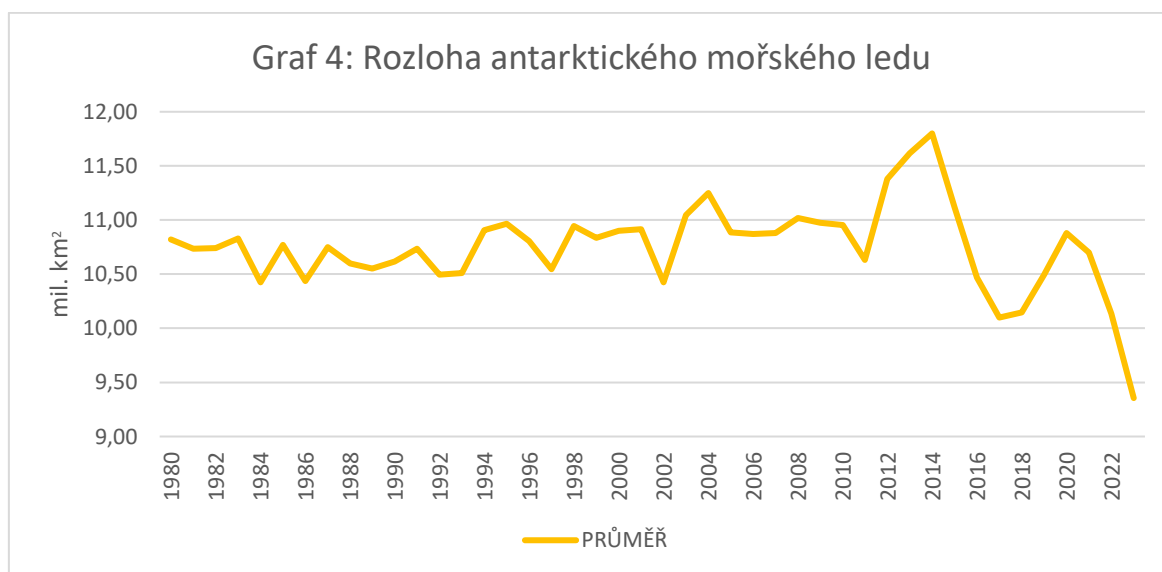
Jako druhý ukazatel ekologických dopadů ENSO byla zvolena rozloha antarktického mořského ledu.

Data byla získána z internetové stránky **Our World in Data**, konkrétně z odkazu: <https://ourworldindata.org/grapher/antarctica-sea-ice-extent?time=2021.2023>. Po stažení dat do Excelu se pracovalo s hodnotami pro období 2015 až 2023. Minimální a maximální rozsah mořského ledu se obvykle vyskytuje každý rok v únoru a září. Z minimálních (únor) a maximálních (září) hodnot byla vypočítána průměrná hodnota rozsahu ledu v milionech km<sup>2</sup> pro každý rok. Výsledné hodnoty byly převedeny do spojnicového grafu 4.

Graf 4 poukazuje na to, že Antarktický led klesá od roku 2014, kdy dosáhl svého maxima. Jak uvádí Žák (2023), před tímto rokem se led na tomto kontinentě navyšoval přibližně o 1 % za desetiletí. Za postupný úbytek zde nejspíše může více faktorů, do kterých spadá El Niño a celkové oteplování oceánů. Rozpouštění ledů však oteplování ještě urychlí, jelikož mořský led odráží většinu sluneční energie zpět, ale voda ji z 90 % pohltí.

K výraznému propadu rozlohy antarktického mořského ledu došlo mezi lety 2015-2018, kdy probíhalo velmi silné El Niño. Během El Niña se zvyšuje teplota moří v jižním Pacifiku, a to může mít za následek zvýšené tání mořského ledu na Antarktidě. Naopak od druhé poloviny roku 2020 do začátku roku 2021 došlo ke zvýšení rozlohy mořského ledu. Není náhodou, že během těchto let probíhala studená fáze La Niña, která měla na tvorbě mořského ledu taktéž svůj podíl v podobě ochlazování tamní mořské vody. Nicméně od roku 2022 klesající trend nadále pokračuje se stále zrychlujícím tempem. Nejnižší rekord byl zaznamenán v roce 2023, kdy se hodnota rozlohy mořského ledu na Antarktidě dostala pod hranici 10 milionů km<sup>2</sup>. Bezsporu k této hodnotě přispěla i epizoda El Niño.

Za měnící se rozlohu mořského ledu tedy nestojí pouze změna klimatu, ale i jednotlivé fáze ENSO.



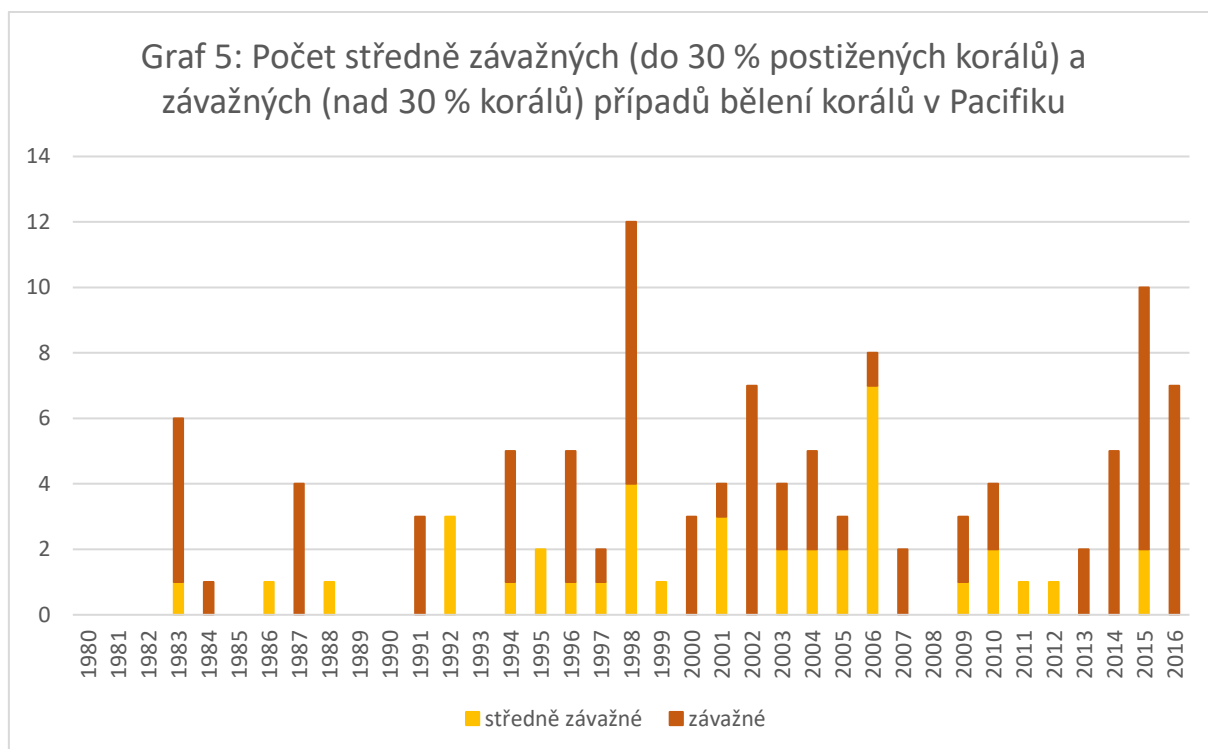
Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel

### 4.2.3 Bělení korálů v Pacifiku od roku 1980-2016

Poslední zkoumaný ekologický dopad se týká bělení mořských korálů. Data k němu byla nalezena na internetové stránce **World in Data** s odkazem: <https://ourworldindata.org/grapher/coral-bleaching-events>. Po stažení a přepracování dat do Excelu byl vytvořen sloupcový graf 5, který znázorňuje problematiku bělení korálů od roku 1980 do roku 2016.

Graf 5 ukazuje počet středně závažných (až 30 % postižených korálů) a závažných případů bělení korálů (více než 30 % postižených korálů) měřených na několika lokalitách v Tichém oceánu. Pokud se zaměříme na roky, ve kterých docházelo k největšímu množství případů bělení, spousta let z nich připadá epizodám El Niño – 1983, 1987, 1998, 2002, 2015 a 2016. K bělení obvykle dochází, když teplota vody u pokryvu korálů stoupne nad limitní mez. Tyto podmínky nastávají během epizod El Niño, kdy se v tropických oblastech zvyšuje teplota moří.

Následně se v důsledku stresu z prostředí sníží hustota řasových symbiontů neboli zooxantelu (*Symbiodinium* spp.) v tkáních korálového hostitele a odhalí se bílá kostra korálu. Vybělené korály jsou fyziologicky a nutričně ohrožené a dlouhodobé bělení trvajících několik měsíců vede k jejich vysoké úmrtnosti (Hughes et al. 2018).

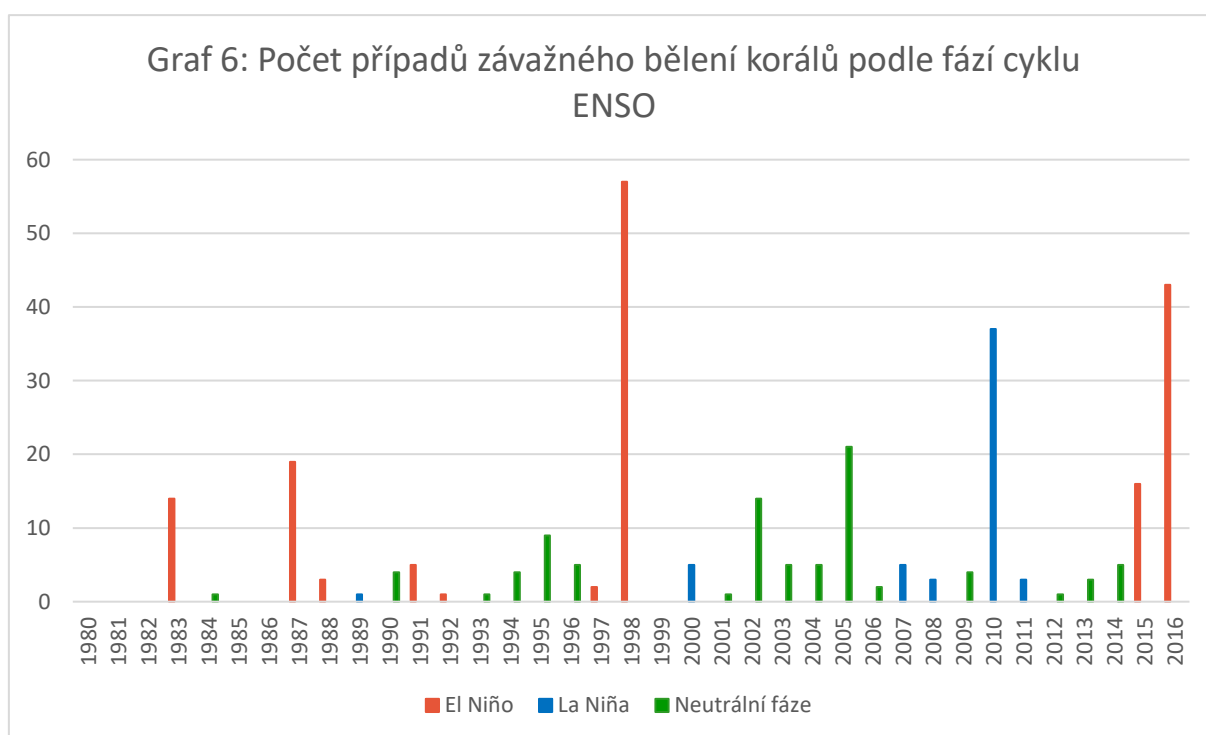


Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel

#### 4.2.4 Bělení korálů způsobené fázemi ENSO

K problematice bělení korálů byl vypracován ještě následující sloupcový graf 6. Narozdíl od předešlého, graf 6 zobrazuje počet případů závažného bělení korálů (více než 30 % postižených korálů) způsobeného přímo jednotlivými fázemi ENSO – El Niño, La Niña a neutrální fází. Data byla opět čerpána z **World in Data** na odkazu: <https://ourworldindata.org/grapher/severe-bleaching-events-enso>. Rovněž jako v předešlém případě se hodnoty vztahují k období 1980-2016.

K největšímu bělení způsobené jevem El Niño došlo v letech 1998 (57 případů) a 2016 (43 případů), kdy se povrchová teplota moře (SST) výrazně pozitivně odklonila od dlouhodobého normálu. Pro koráli byl fatální i rok 2010 s velmi silnou epizodou La Niña (37 případů bělení). Za zmínku ještě stojí rok 2005, kdy se průměrná roční teplota mořské vody (k průměru 1961-1990) zvýšila vlivem změny klimatu o +0,48 °C a bělení korálů se tak prokázalo ve 21 případech.



Zdroj: vlastní zpracování v programu Excel



## 5 Diskuse

### SST a SOI

Z hlediska SST a SOI zjištěné hodnoty, které zachycuje graf 1 a 3, odpovídají danému fungování při jednotlivých fázích ENSO, jak uvádí Wang a Fiedler (2006).

Během teplé fáze ENSO je východní a centrální tropický Pacifik charakterizován anomáliemi rovníkové kladné povrchové teploty moře (SST) a záporného tlaku na hladinu moře (SLP), zatímco západní tropický Pacifik je charakterizován mimorovníkovými zápornými anomáliemi SST a pozitivními anomáliemi SLP. Tomuto rozložení odpovídají rovníkové anomálie západního větru ve středním Pacifiku a rovníkové východní větrné anomálie v dalekém západním Pacifiku. Pokud nastane studená fáze La Niña, systém funguje opačně (Wang a Fiedler 2006).

### SSS

Vzhledem k tomu, že salinita ovlivňuje hustotu vody v oceánech, hraje roli při udržování střední a nízkofrekvenční variability tichomořského klimatu prostřednictvím svého vlivu na horizontální tlakové gradienty, stratifikaci a rovníkovou termoklinu. V tropickém Tichomoří, zejména v západním Pacifiku (teplý bazén) je však variabilita salinity vnímána především jako pasivní reakce na stavy ENSO. Během jevu El Niño (La Niña) se slanost mořské hladiny snižuje (zvýšuje) v západním a středním rovníkovém Pacifiku v důsledku zonální advekce vody s nízkou (vysokou) slaností anomálními povrchovými proudy směrem na východ (západ) a v menší míře v důsledku nadbytku (deficitu) srážek spojeného s atmosférickou konvekcí a posuny teplé vody. Předpokládá se, že bariérová vrstva v teplém bazénu západního Pacifiku, která je výsledkem stratifikace salinity, může napomáhat hromadění tepla během jevu El Niño (Zhu et al. 2014).

Získané hodnoty salinity povrchu moře (SSS) převedené do spojnicového grafu 2 ovšem vykazují za období leden 2015 až listopad 2022 již zmíněnou pravidelnost a neměnnost. Znamená to, že sice fáze ENSO přispívají k variabilitě koncentrace, především v teplém bazénu západního Pacifiku, nicméně nejedná se o jediný faktor.

Obecný přehled faktorů, které mění koncentraci salinity mořské vody a jejich dopady na ní, byly už zmíněny v literární rešerši (viz kapitola 3.2.1.1 Vlastnosti mořské vody, Obr. 12). V tropických oblastech Tichého oceánu je zásadní systém **vypařování-srážky**, který do jisté míry souvisí s cyklem ENSO. Pokud oceán zasáhnou silné lijáky (typické při vzniku tropických cyklón), sladká voda z vypadlých srážek naředí mořskou vodu. Když je oceán „pod palbou“ přímého slunečního záření, začne se mořská hladina zahřívat a její teplota stoupne. Přebytkového tepla se mořská voda zbavuje pomocí vypařování (tzv. evaporace). Při výparu se z vody odpařuje pouze „čistá“ voda, zatímco sůl v moři zůstává, což způsobuje zvýšení koncentrace solí, a tím i salinity mořské vody. Tento proces se nazývá salinizace a může mít vliv na život mořských organismů, které jsou zvyklé na určitou úroveň salinity.

Dalším faktorem ovlivňující SSS může být **pásová cirkulace**, jejíž část zasahuje i přes tropický Pacifik. Pohyby mořské vody mohou do tropického Pacifiku přinášet slanou vodu nebo naopak odvádět slanou vodu pryč, čímž se koncentrace změní.

**Přítoky sladkovodních řek** taktéž narušují salinitu, především u jejich ústí. Z amerického kontinentu ústí do Tichého oceánu, respektive do Kalifornského zálivu, pouze jediná řeka, a sice Columbia. Z Asie to jsou např. řeky Jang-c'-ťiang a Huang-he (Žlutá řeka). Tento vliv je však v porovnání s ostatními faktory zanedbatelný.

Samozřejmě ke změně salinity přispívá i **globální oteplování**, při kterém se neustále zvyšuje teplota moří, a tím dochází k větší intenzitě vypařování.

## Fytoplankton

Variabilita fytoplanktonu v tropickém Pacifiku je většinou řízena změnami živin dodávaných do dobře osvětlené euforické zóny. Této variabilitě dominuje El Niño-Jižní oscilace (ENSO), která je největším zdrojem meziroční variability klimatu v tropickém Pacifiku. Mezi dominantní mechanismy, které řídí reakci chlorofylu na ENSO, patří změny v rovníkovém vzestupném proudění a hloubce termokliny a zonální advekce, které souvisejí s vazbou mezi atmosférou a oceánem. Konkrétně během let El Niño vedou anomálie západního větru nad rovníkovým Pacifikem k celkovým oligotrofním podmínkám, a to potlačením rovníkových vzestupných proudů hlubokých vod bohatých na živiny (např. železo), advekcí vod chudých na živiny a teplého bazénu směrem na východ. To vede k celkovému inverznímu vztahu mezi chlorofylem a anomáliemi povrchové teploty moře (SST) v tropickém Pacifiku (Park et al. 2018). Jak už bylo výše řečeno, ENSO způsobuje pokles rovníkového spodního proudu (EUC), který transportuje železo přes pánev ze západního Pacifiku. Vzhledem k tomu, že biologicky dostupné železo ve fotické vrstvě je odváděno převážně z EUC, dochází v důsledku deprese EUC během El Niña k silnému snížení toku železa. Výsledkem je kolaps nové a primární produkce v rovníkovém Pacifiku. Radenac et al. (2012) dále poukazují na to, že výskyt a síla CP El Niño se od 90. let 20. století zvýšily a jejich četnost se může v budoucnu ještě zvýšit, jak zdůraznili Yeh et al. (2009). Proto jsou nezbytné další výzkumy, abychom lépe porozuměli fyzikálně-biologickým interakcím souvisejícím s ENSO a jejich dopadům na biologické pole a dynamiku až po vrcholové predátory (Radenac et al. 2012).

Fytoplankton je základem potravního řetězce a přenáší energii na vyšší trofické úrovně. Tento přenos energie má dominový efekt na rybolov a závislé lidské společnosti, zejména ve vysoce produktivních a pobřežních oblastech vzestupných proudů, jakož i v ekosystémech korálových útesů. Larvy mnoha mořských druhů se v této nejzranitelnější fázi svého života pasou na fytoplanktonu. Změny v populaci fytoplanktonu spojené s proměnlivostí klimatu a působením ENSO se tedy mohou rychle šířit mořským potravním řetězcem a zásadně změnit fungování mořských ekosystémů. Kromě toho bylo prokázáno, že změny podmínek prostředí spojené s EP a CP El Niño ovlivňují společenstvo mezozooplanktonu s proměnlivým časovým

zpožděním v severokaliifornském proudu, což zase může ovlivnit kontrolu fytoplanktonu shora dolů a narušit pelagický potravní řetězec. Po událostech EP a CP El Niño byl hlášen zcela odlišný dopad na komerčně významný rybolov u úlovků sardele obecné ve velkém mořském ekosystému Humboldtova proudu a u úlovků tuňáků v Indickém oceánu. V ekosystémech korálových útesů mohou změny v populaci fytoplanktonu a masové bělení po jevu El Niño kriticky ovlivnit rybolov, rekreaci a služby cestovního ruchu. Nedávná analýza v Andamanském moři v jihovýchodním Bengálském zálivu dále ukázala, že rozdíl jak v intenzitě, tak v načasování oteplení SST spojené s událostmi EP a CP El Niño mohou určit rozsah hromadného bělení korálů. V této souvislosti může regionální diferenciace dopadu jednotlivých typů jevů El Niño poskytnout důležité informace pro vymezení a stanovení chráněných korálových útesů a rybolovných oblastí s cílem usnadnit jejich obnovu (Racault et al. 2017).

### **Rozloha antarktického mořského ledu**

Antarktický mořský led je vysoce citlivý na změnu klimatu a hraje klíčovou roli při modulaci tepelných interakcí mezi oceánem a atmosférou a v rovnováze globálních klimatických systémů. Variabilita mořského ledu vyplývá z probíhajících lokálních a globálních procesů vyvolaných oceánsko-atmosférickou cirkulací spojenou s vnitrosezónní, meziroční a mezidekadovou klimatickou variabilitou. Proto je nezbytné si uvědomit, že oceáno-atmosférická proměnlivost má v různých časových měřítkách různý vliv.

Dřívější studie zkoumaly vztah mezi proměnlivostí antarktického mořského ledu a oceánsko-atmosférickými dálkovými vlivy a klimatickými indexy, jako je El Niño-Jižní oscilace (ENSO). Vliv událostí ENSO se může přenášet z tropického Tichého oceánu na antarktický mořský led. Dálkového propojení antarktického mořského ledu s událostmi ENSO je výrazně vyšší než u jiných klimatických faktorů. Oteplování nebo ochlazování Jižního oceánu způsobené událostmi El Niño (teplá fáze) a La Niña (chladná fáze) je tak rozhodující pro ústup a růst mořského ledu (Yadav et al. 2022).

### **Bělení korálů**

K bělení korálů způsobenému klimatem dochází stále častěji ve všech fázích El Niño-Jižní oscilace (ENSO), protože s postupujícím globálním oteplováním jsou dnes průměrné teploty povrchu tropických moří (SST) za podmínek La Niña vyšší než před pouhými třemi desetiletími za podmínek El Niño. Od roku 1980 bylo zaznamenáno 58 % závažných bělení během čtyř silných období El Niño (1982-1983, 1997-1998, 2009-2010 a 2015-2016), přičemž zbývajících 42 % se vyskytlo během horkého léta v jiných fázích ENSO. Souvislost mezi jevem El Niño jako převládajícím spouštěčem hromadného bělení se nevyhnutelně zmenšuje s tím, jak pokračuje globální oteplování a jak jsou ve všech fázích ENSO stále častěji překračovány letní teplotní prahy pro bělení (Hughes et al. 2018).

Hughes et al. (2018) ještě zmiňují, že v nadcházejících letech a desetiletích bude změna klimatu nevyhnutelně i nadále zvyšovat počet extrémních oteplení korálových útesů a dále zkracovat dobu návratu mezi nimi. Jejich analýza naznačuje, že se již blížíme scénáři, kdy každé horké léto, ať už s jevem El Niño nebo bez něj, má potenciál způsobit bělení a úmrtnost v regionálním měřítku (> 1000 km). Doba mezi opakujícími se událostmi je stále více příliš krátká na to, aby umožnila úplnou obnovu dospělých korálových společenstev. Tato doba obvykle trvá 10 až 15 let u nejrychleji rostoucích druhů a mnohem déle u starších jedinců. Oblasti, které dosud unikaly silnému bělení, budou pravděpodobně dále klesat a velikost prostorových útočišť se bude zmenšovat. Tyto dopady již probíhají, protože průměrná globální teplota vzroste téměř o 1 °C. Oteplení o 1,5 °C nebo 2 °C nad předindustriální situaci tedy nevyhnutelně přispěje k další degradaci světových korálových útesů. Budoucí stav korálových útesů bude kriticky záviset na trajektorii globálních emisí a na naší schopnosti chránit tyto ekosystémy, než dojde k dalšímu bělení.

## 6 Závěr

El Niño-Jižní oscilace (ENSO) je dominantní meziroční variabilita klimatického systému Země a hraje důležitou roli v předpovídání globálního klimatu. Výhledy ENSO a jeho dopadů se často řídí předpovídáním anomálie povrchové teploty moře (SST) v tropickém Pacifiku a následnou předpovědí jejích globálních dopadů.

Pozorovací systém ENSO v tropickém Pacifiku hraje důležitou roli při monitorování ENSO a pomáhá zlepšit porozumění a předpovědi změny klimatu. Na ENSO se pohlíží jako na soběstačný, přirozeně oscilační režim nebo stabilní režim spouštěný stochastickým působením. U obou pohledů ENSO zahrnuje pozitivní zpětnou vazbu oceánu a atmosféry nad východním tropickým Pacifikem, kterou předpokládá Bjerknes (1969). Poté, co El Niño dosáhne svého vrcholu, je nutná negativní zpětná vazba pro ukončení pokračujícího růstu El Niño. Od 80. let 20. století byly navrženy různé negativní zpětné vazby spojené se zpožděným oscilátorem, dobíjecím oscilátorem, západopacifickým oscilátorem a advektivně-reflexním oscilátorem. Jak naznačuje sjednocený oscilátor, všechny tyto negativní zpětné vazby spolupracují na ukončení události El Niño a jejich relativní důležitost je závislá na čase.

Nedávnou studií byly zjištěny dva typy ENSO EP a CP. Tyto události mají různé dopady na klima a počasí na zeměkouli, protože místa maximálních anomálií SST (a souvisejícího atmosférického ohřevu) se liší. Mechanismy vzniku různých typů ENSO je třeba dále studovat, i když některé studie navrhuji odlišné fyzikální procesy CP ve srovnání s EP ENSO. Identifikace dvou odlišných typů jevu El Niño nabízí nový způsob, jak uvažovat o tom, jak může El Niño reagovat a jakou má zpětnou vazbu na měnící se klima.

Velká část dekadových variací klimatu souvisí také s meziročními variacemi. Nedávný výzkum odhalil, že změny klimatu v desetiletém měřítku jsou výsledkem interakcí mezi oceánem a atmosférou. Jednou z těchto variací je Pacifická dekadová oscilace (PDO), která zahrnuje měnící se povrchové teploty moře (SST) v oceánu. V tomto případě jsou si vzorce ENSO a PDV velmi podobné, a to nejen v tropickém Indo-Pacifiku, ale i globálně. Pokud jsou anomálie SST pozitivní v tropickém východním Pacifiku, jsou záporné na západě a nad centrálním severním a jižním Pacifikem a pozitivní nad tropickým Indickým oceánem a severovýchodními částmi Tichého oceánu ve vysokých zeměpisných šířkách. Hlavní rozdíl mezi vzory PDV a ENSO spočívá v tom, že PDV postrádá úzké rovníkové pacifické maximum, které je charakteristickým znakem ENSO. Existuje mnoho nejasností ohledně fyzického původu PDV a toho, zda je oddělitelná od ENSO.

Změny ENSO v důsledku globálního oteplování jsou nejisté. Historické důkazy vyplývající z paleoklimatického výzkumu a písemných záznamů ukazují, že meziroční variabilita byla přítomna. Dostupné záznamy z historie Země, která byla teplejší a chladnější než dnes, ukazují, že frekvence a amplituda ENSO se významně nelišily od dnešní doby. Zhoršující se sucha a katastrofické povodně ukazují dlouhodobé změny v rozložení srážek, které jsou posilovány oceány. Jak ukazují satelitní snímky, předpokládá se, že reakce tropického Pacifiku na globální oteplování není ani podobná El Niño ani La Niña, protože mechanismy těchto změn jsou odlišné

od mechanismů událostí ENSO – Bjerknesova zpětná vazba. Zvyšující se množství skleníkových plynů mění základní průměrné stavy v tropickém Tichém oceánu a atmosféře, což následně vyvolává změny ENSO. Uvádí se například, že kontrast zonální SST v tropickém Pacifiku se při globálním oteplování buď zesiluje, nebo zeslabuje. Nejistota spojená s oteplováním ve východním Pacifiku může být způsobena také oteplováním Atlantiku. Vzhledem k tomu, že změna tropických průměrných podmínek při globálním oteplování je i v posledních několika desetiletích poměrně nejistá, je těžké říci, zda ENSO zesílí nebo zeslábne, ale je velmi pravděpodobné, že ENSO v budoucnu nezmizí (Wang et al. 2017).

Klima je také dominantní faktor, který určuje rozložení biomů – změny klimatu mění příhodnost určité oblasti pro různé druhy a mění konkurenční schopnost druhů v rámci ekosystému. Proto i relativně malé změny podnebí povedou po určité době k velkým změnám ve složení ekosystému. V případě globálního oteplování dojde k podobným změnám podnebí během několika desetiletí. Většina ekosystémů nemůže tak rychle reagovat nebo migrovat. Přirozené ekosystémy se proto budou stále méně hodit do svého životního prostředí. Do jaké míry to vadí, to se nesmírně liší druh od druhu.

Klimatické modely také ukazují, že oblast s vyšším rizikem výskytu požárů se rozšiřuje s vyšší mírou oteplení. V roce 2019, který byl např. pro Austrálii nejsušším a nejteplejším zaznamenaným rokem, shořel během zimy subtropický a obvykle vlhký les, a země tak přišla o více než polovinu nejstaršího deštného lesa gondwanské éry během jednoho období požárů. Východoaustralské eukaliptové lesy jsou jedněmi z nejvíce odolných vůči ohni, během extrémních období požárů jich obvykle shoří jen 2 %. Ale v letech 2019 až 2020 bylo během jedné ohnivě události spáleno 21 % australských temperátních lesů, čímž byl v rozsahu požárů stanoven nový rekord (Gergisová 2022).

Změny teploty mořské vody a možné změny některých systémů mořského proudění pravděpodobně vyústí ve změny v oblastech, kde vznikají výstupné proudy a kde se shromažďují mořské populace živočichů. Mimo jižní Atlantik existují také silné náznaky nárůstu teplot jiných oceánů. Ačkoliv povrchové teploty moří v Atlantiku i Indickém oceánu souvisejí s Tichým oceánem, způsob, jakým tato telespojení fungují a strukturují fyzické prostředí, zůstává nejasný. V tropických teplých vodách, které jsou obvykle příznivé pro vývoj a růst korálových útesů, dochází k extrémně vysokému nárůstu teplot. Teplé vody tak mohou mít za následek bělení korálů a úmrtnost. Kombinace meziročních, desetiletých a antropogenních variací ENSO může vyvolat velké změny teploty oceánu v tropickém východním Pacifiku, které pak ovlivňují korálové útesy přímo a prostřednictvím kaskády poruch (Wang et al. 2017).

Dopady El Niño-Jižní oscilace (ENSO) jsou jasně patrné po celém světě. Jak je popsáno v diplomové práci, v posledních desetiletích došlo k významnému pokroku v našem chápání ENSO. Existuje však mnoho otázek a nejistot, o kterých se stále diskutuje a které je třeba dále prozkoumat. Zejména zlepšení našeho chápání a předpovídání přírodních a antropogenních variací ENSO je důležitým úkolem pro komunitu výzkumníků ENSO.

## 7 Přehled literatury a použitých zdrojů

Aceituno P., Prieto M. D. R., Solari M. E., Martínez, A., Poveda G., Falvey, M., 2009: The 1877–1878 el Niño episode: associated impacts in south America. *Climatic Change*, 92, 389–416. DOI:10.1007/s10584-008-9470-5

Ainley D. G., Clarke E. D., Arrigo K., Fraser W. R., Kato A., Barton K. J., Wilson P. R., 2005: Decadal-scale changes in the climate and biota of the Pacific sector of the Southern Ocean, 1950 s to the 1990 s. *Antarctic Science*, 17(2), 171–182. DOI:10.1017/S0954102005002567.

Ainley D., 2002: *The Adélie penguin: bellwether of climate change*. Columbia University Press. ISBN: 9780231507325 DOI: 10.7312/ainl12306

Allen Ch., 2017: MOODYS RMS, The El Niño Southern Oscillation (ENSO): Discovery and Dynamics (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.rms.com/blog/2017/07/06/the-el-nino-southern-oscillation-enso-discovery-and-dynamics>

Amaya D., 2023: El Niño is coming, and ocean temps are already at record highs – that can spell disaster for fish and corals (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://theconversation.com/el-nino-is-coming-and-ocean-temps-are-already-at-record-highs-that-can-spell-disaster-for-fish-and-corals-202424>

Anastasi L., 2023: Velký hladomor v letech 1315-1317. *Medieval history* (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://historymedieval.com/the-great-famine-europes-dark-years/>.

Anyamba A., Chretien J. P., Britch S.C., et al., 2019: Global Disease Outbreaks Associated with the 2015–2016 El Niño Event. *Sci Rep* 9, 1930. DOI:10.1038/s41598-01838-034z

ARGO ©2024: About (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://argo.ucsd.edu/about/>

Ashok K, Behera S.K., Rao S.A., Weng H., Yamagata T., 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection *J Geophys Res* 112:C11007 DOI:10.1029/2006JC003798

ATRESMEDIA ©2024: Desaparece la primera especie de mamífero por culpa del cambio climático (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z [https://compromiso.atresmedia.com/hazte-eco/noticias/desaparece-primer-a-especie-mamifero-culpa-cambio-climatico\\_201606145943e18f0cf22592e317924b.html](https://compromiso.atresmedia.com/hazte-eco/noticias/desaparece-primer-a-especie-mamifero-culpa-cambio-climatico_201606145943e18f0cf22592e317924b.html)

Barlow K. M., Christy B. P., O'Leary G. J., Riffkin P. A., Nuttall J. G., 2015: Simulating the impact of extreme heat and frost events on wheat crop production: A review. *Field Crops Research*, 171, 109–119. DOI: 10.1016/j.fcr.2014.11.010.

BBC ©2024: Atmosphere and climate, Edexcel, Global atmospheric circulation – Polar, Ferrel and Hadley cells (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.bbc.co.uk/bitesize/guides/zpykxsg/revision/1>

Behera S. K., Doi T., Luo J. J. 2021: Air–sea interaction in tropical Pacific: the dynamics of El Niño/Southern Oscillation. In *Tropical and Extratropical Air-Sea Interactions* 61–92. DOI:10.1016/B978-0-12-818156-0.00005-8.



- Behringer W., 2010: Kulturní dějiny klimatu: od doby ledové po globální oteplování. Nakladatelství Paseka, Praha, 104-228 s. ISBN 978-80-7432-022-4.
- Bloemendaal N., Haigh I. D. De Moel H., Muis S., Haarsma R. J. Aerts, J. C. J. H., 2020: Generation of a global synthetic tropical cyclone hazard dataset using STORM, *Scientific data*, 7(1), 40. DOI:10.1038/s41597-020-0381-2
- Briney A., 2020: What Is the Coriolis Effect? (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.thoughtco.com/what-is-the-coriolis-effect-1435315>
- Britannica, 1998: Equatorial current (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/equatorial-current>.
- Britannica 2012: Zooplankton (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/zooplankton>
- Britannica, 2018: Rossby wave (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/Rossby-wave>
- Britannica, 2024a: Jet stream (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/jet-stream>
- Britannica, 2024b: Coriolis force (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/Coriolis-force>
- Britannica, 2024c: "thermohaline circulation" (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/thermohaline-circulation>.
- Bunge L., Clarke A. J., 2009: A verified estimation of the El Niño index Niño-3.4 since 1877. *Journal of Climate*, 22(14), 3979-3992. DOI:10.1175/2009JCLI2724.1
- Cane M.A., Eschel G., Buckland R.W., 1994: Forecasting of Zimbabwe maize using eastern equatorial Pacific sea surface temperature. *Nature*. 370, 204. DOI:10.1038/37020.
- Caramanica A., Huaman M., Morales C. R, Huckleberry G., Castillo B. L.J, Quilter J., 2020: El Niño resilience farming on the north coast of Peru. *Proc Natl Acad Sci U S A*;117(39): 24127-24137. DOI: 10.1073/pnas.2006519117.
- Carlowicz M., Schollaert S., 2017: El Niño. Pacific Wind and Current Changes Bring Warm, Wild Weather (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://earthobservatory.nasa.gov/features/ElNino/page3.php>.
- Cílek V., 1995: El Niño jezulátko. Dialog větru a moře. Termoklína a vzestupné proudění. *Vesmír* 74, 257.
- Cílek V., 1998: Klimatický stres. Vertikální a horizontální strategie přežívání v říši Inků. *Vesmír* 77, 157.
- Cílek V., 2016: Co se děje se světem? Kniha malých dobrodíní v časech velké proměny Země. Nakladatelství Dokořán, Praha, 110-111s. ISBN 978-80-7363-761-3.

ClearIAS ©2024: Rossby Waves: Types and Significance (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://www.clearias.com/rossby-waves/>

Clement A., DiNezio P., Deser C., 2011: Rethinking the ocean's role in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 24(15), 4056-4072.

Colón-González F. J., 2022: Onemocnění přenášená vektory. In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 143-146. ISBN 978-80-242-8226-8.

Commonwealth of Australia 2021: What is El Niño and how does it impact Australia? (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <http://www.bom.gov.au/climate/updates/articles/a008-el-nino-and-australia.shtml>

Cotte L., (1788): *Mémoires Sur La Météorologie: Pour Servir de Suite & de Supplément au Traité de Météorologie*, publié en 1774 (Vol. 1). Imprimerie royale. [https://books.google.cz/books?hl=cs&lr=&id=I\\_CGa8bs2xEC&oi=fnd&pg=PR1&ots=X9rmXt87wF&sig=m2gu5FtzuvxKhSMYjbGMTVMwS2o&redir\\_esc=y#v=onepage&q&f=true](https://books.google.cz/books?hl=cs&lr=&id=I_CGa8bs2xEC&oi=fnd&pg=PR1&ots=X9rmXt87wF&sig=m2gu5FtzuvxKhSMYjbGMTVMwS2o&redir_esc=y#v=onepage&q&f=true)

CPC.NCEP/NOAA 2024: EL NIÑO/SOUTHERN OSCILLATION (ENSO) DIAGNOSTIC DISCUSSION (online) [cit. 2024.24.3], dostupné z [https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/enso\\_advisory/ensodisc.shtml](https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/ensodisc.shtml)

Cruz M. H., Frenger I., Getzlaff J., Kriest I., Xue T., Shin, Y. J., 2022: Understanding the drivers of fish variability in an end-to-end model of the Northern Humboldt Current System. *Ecological Modelling*, 472, 110097.

Curtis S., 2008: The Atlantic multidecadal oscillation and extreme daily precipitation over the US and Mexico during the hurricane season. *Clim Dyn* 30, 343–351. DOI:10.1007/s00382-007-0295-0.

ČT24, 2016: Až polovina korálů Velkého bariérového útesu umírá, tvrdí studie (online) [cit. 2024.18.3], dostupné z <https://ct24.ceskatelevize.cz/clanek/svet/az-polovina-koralu-velkeho-barieroveho-utesu-umira-tvrdi-studie-114762>

ČT24, 2023: Požáry v Austrálii roku 2020 byly tak extrémní, že oddálily příchod El Niña, ukazují meteorologické modely (online) [cit. 2024.18.3], dostupné z <https://ct24.ceskatelevize.cz/clanek/veda/pozary-v-australii-roku-2020-byly-tak-extremni-ze-oddalily-prichod-el-nina-ukazuji-meteorologicke-mo-6178>

D'Arrigo R., Seager R., Smerdon J. E., LeGrande A. N., Cook E. R., 2011: The anomalous winter of 1783–1784: Was the Laki eruption or an analog of the 2009–2010 winter to blame? *Geophysical Research Letters*, 38(5).

Damodaran V., Allan R., Ogilvie A. E., Demarée G. R., Gergis J., Mikami T., Hamilton J. 2018: The 1780s: Global climate anomalies, floods, droughts, and famines. *The Palgrave handbook of climate history*, 517-550.

De Luce ©2024: Oceánský termohalinní výměník (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://voda235.webnode.cz/termohalinni-vymenik/>

Dhaka S. K., Kumar V., 2023: Composition and thermal structure of the earth's atmosphere. In Atmospheric Remote Sensing (pp. 1-18). Elsevier

Diaz H. F., Markgraf V. (Eds.). (1992). El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation. Cambridge University Press.

Diaz, H. F., Markgraf V. 2000: El Niño and the Southern Oscillation, Multiscale Variability and Global and Regional Impacts, Cambridge Univ. Press s.512

DISCOVERING GALAPAGOS ©2024: Weather and Climate – Currents and Climates (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.discoveringgalapagos.org.uk/discover/geographical-processes/weather-climate/currents-climates/#:~:text=The%20Humboldt%20Current%20is%20affected%20during%20El%20Ni%C3%B1o,has%20a%20devastating%20effect%20on%20the%20food%20chain.>

Dorney, J. 2016: The Irish History: The Great Irish Famine 1845-1851–A Brief Overview (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.theirishstory.com/2016/10/18/the-great-irish-famine-1845-1851-a-brief-overview/>

Everson I., 2000: Role of krill in marine food webs: the Southern Ocean. Krill: biology, ecology and fisheries & Everson I., Eds. Oxford, UK:Blackwell Science: 194–201. DOI:10.1046/j.1467-2979.2002.00064.x

Fiondella F., 2013: A Wetter Sahel, But Will It Last? (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://iri.columbia.edu/news/a-wetter-sahel-but-will-it-last/>

Forcada J., Trathan P. N., Reid K., Murphy E. J., Croxall, J. P., 2006: Contrasting population changes in sympatric penguin species in association with climate warming. Global Change Biology, 12(3), 411-423. DOI:10.1111/j.1365-2486.2006.01108.x.

fotogaleriehasek ©2024: Lachtan mořský (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.fotogaleriehasek.cz/fotogalerie/detail/24341/lachtan-morsky-zalophus-californianus8230>

França F. M., Benkwitt C. E., Peralta G., Robinson J. P. W., Graham N. A., Tylanakis J. M., Berenguer E., Alexander C., Ferreira L. J., Louzada J., Barlow J., 2020: Climatic and local stressor interactions threaten tropical forests and coral reefs. Philosophical Transactions of the Royal Society B, 375. 7. DOI:10.1098/rstb.2019.0116

Francisová J., 2022: Arktické oteplování a tryskové proudění. In: Thunberg G. (ed): Kniha o klimatu. Universum (Euromedia Group), Praha: 62-66. ISBN 978-80-242-8226-8.

Fraser W. R., Hofmann E. E., 2003: A predator's perspective on causal links between climate change, physical forcing and ecosystem response. Marine Ecology Progress Series, 265, 1-15. DOI:10.3354/meps265001.

Gagan M.K., 2009: Paleo-El Niño-Southern Oscillation (Enso) Records. In: Gornitz, V. (eds) Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht 721–728.

- Gao C. C., Yang L. S., Liju F. 2021: Hydroclimatic anomalies in China during the post-Laki years and the role of concurring El Niño. *Advances in Climate Change Research*, 12(2), 187-198.
- Garcia-Herrera R., Barriopedro D., Hernández E., Diaz H. F., Garcia R. R., Prieto M. R., Moyano R. 2008: A chronology of El Niño events from primary documentary sources in northern Peru. *Journal of climate*, 21(9), 1948-1962. DOI: 10.1175/2007JCLI1830.1.
- Geography ©2024 a: What Causes Ocean Currents? (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://geography.name/what-causes-ocean-currents/>
- Geography ©2024b: Humboldt Current (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://geography.name/humboldt-current/>.
- GEOGRAPHY HOST 2022: Hadley cell, Ferrel cell, Polar cell/Atmospheric circulation (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://geographyhost.com/hadley-cell/>
- Gergisová J. 2022: Požáry In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 96-98. ISBN 978-80-242-8226-8
- Ghebreyesus T., 2022: Horko a nemoci. In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 134-136. ISBN 978-80-242-8226-8.
- Gille S.T., 2002: Warming of the southern ocean since the 1950 s. *Science*. 295, 1275–1277. DOI:10.1126/science.1065863
- Glantz M. H., 2001: *Currents of change: impacts of El Niño and La Niña on climate and society*. Cambridge University Press.
- Gnosis 2024: Klimatické jevy a anomálie (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://magazin.gnosis.cz/zeme-aktualne/klimaticke-jevy-a-anomalie/>
- Goddard L., Mason S.J, Zebiak S.E, Ropelewski C.F, Basher R. Cane M.A., 2001: Current approaches to seasonal to interannual climate predictions. *Int. J. Climatol.* 21, 1111–1152. DOI:10.1002/joc.636.
- Greene C.H, Pershing A.J, Kenney R.D, Jossi J.W., 2003: Impact of climate variability on the recovery of endangered north Atlantic right whales. *Oceanography*. 16, 96–101.
- Gross L., 2005: Correction: As the Antarctic Ice Pack Recedes, a Fragile Ecosystem Hangs in the Balance. *PLOS Biology* 3(6): e224. DOI: 10.1371/journal.pbio.0030127
- Grover J., ©2024: Pressure System: Low Pressure & High Pressure System (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://collegedunia.com/exams/pressure-system-science-articleid-3700#a>
- Guzman M. G., Harris E., 2015: Dengue. *The Lancet*, 385(9966), 453-465.
- Haile M., 2005: Weather patterns, food security and humanitarian response in sub-Saharan Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 360(1463), 2169–2182. DOI:10.1098/rstb.2005.1746.

Hanzelín Z., 2019: Třetí síla (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://dum.rvp.cz/materialy/treni-2.html>

Heidemann H., Ribbe J., 2019: Marine heat waves and the influence of El Niño off southeast Queensland, Australia. *Frontiers in Marine Science*, 6, 56. DOI:10.3389/fmars.2019.00056.

Held I. M., Delworth T. L., Lu J., Findell K. U., Knutson T. R., 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(50), 17891-17896. DOI:10.1073/pnas.0509057102.

Horský O., 2014: Přežije jezero Titicaca třetí tisíciletí? Nakladatelství Nová Forma, Týn nad Vltavou, 93-96 s. ISBN 978-80-7453-455-3.

Houghton J. T., 1998: Globální oteplování: Úvod do studia změn klimatu a prostředí. Nakladatelství Academia, Praha, 81-130 s. ISBN 80-200-0636-2.

HU Q., Feng S., 2012: AMO – and ENSO-Driven Summertime Circulation and Precipitation Variations in North America. *Journal of Climate.*, 25(19), 6477-6495. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00520.1.

Hu Q., Feng S., Oglesby R. J., 2011: Variations in North American summer precipitation driven by the Atlantic multidecadal oscillation. *Journal of Climate*, 24(21), 5555-5570. DOI:10.1175/2011JCLI4060.1.

Hughes T. P., Anderson K. D., Connolly S. R., Heron S. F., Kerry J. T., Lough J. M., Wilson S. K., 2018: Spatial and temporal patterns of mass bleaching of corals in the Anthropocene. *Science*, 359(6371), 80-83.

Hunt B. P. V., Pakhomov E. A., McQuaid C. D., 2002: Struktura společenstev mezozooplanktonu v polární frontální zóně Antarktidy v okolí Ostrovů prince Edwarda (Jižní oceán): vzorce rozšíření v malém měřítku ve vztahu k fyzikálním parametrům. Hlubokomořský výzkum Část II: Aktuální studie v oceánografii, 49(16), 3307-3325. DOI:10.1016/S0967-0645(02)00085-1.

Husa J., 2018: Digitální učebnice v oborové didaktice (agrometeorologie). Praha: ČZU v Praze, Institut vzdělávání a poradenství: 46-50. ISBN 978-80-213-2840-2.

chmi 2016: Zpráva Světové meteorologické organizace o stavu počasí a podnebí ve světě v roce 2015. *Meteorological Bulletin*. Praha: Český hydrometeorologický ústav. 65-70

iNaturalist ©2024: motýlkovec chevronový (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.inaturalist.org/taxa/97207-Chaetodon-trifascialis>

Jackson S. T., 2024: "climate change" (online) [cit. 2024.3.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/climate-change>.

Janda M., [2024]: O identitě Coriolisovy síly a síly Magnusovy (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://stc.fs.cvut.cz/history/2010/sbornik/papers/pdf/JandaMartin-354373.pdf>

Jelínek J., 2010: Nauka o Zemi – Teoretická část, Mimořádné přírodní jevy (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <http://geologie.vsb.cz/jelinek/tc-mimorade-jevy.htm>

- Jin F. F. 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(7), 811-829.
- Jin F. F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(7), 830-847.
- Kekule J., Kluiber Z., 2005: Fyzika a oceán. *Rozhledy matematicko-fyzikální*, 80(3), 12-14.
- Khedun P. C., Flores R. S., Rughoonundun H., Kaiser R. A., 2014: World Water Supply and Use: Challenges for the Future: 450-465. DOI:10.1016/B978-0-444-52512-3.00083-8
- King J. C., 1994: Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International journal of climatology*, 14(4), 357-369. DOI: 10.1002/joc.3370140402.
- Kolbertová E., 2022: Civilizace a extinkce. In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 11-15. ISBN 978-80-242-8226-8.
- Koubek V., 2012: Nejhorší rok v dějinách lidstva: Výbuch sopky vyvolal globální katastrofu (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.stoplusjednicka.cz/nejhorsi-rok-v-dejinach-lidstva-vybuch-sopky-vyvolal-globalni-katastrofu>.
- Krajick K., 2017: The Columbia Climate School: Mark Cane, George Philander, Win 2017 Vetlesen Prize <https://iri.columbia.edu/news/mark-cane-george-philander-win-vetlesen-prize/> (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://iri.columbia.edu/news/mark-cane-george-philander-win-vetlesen-prize/>
- Králová M., 2007: Tlak vzduchu (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/meteorologie/tlak-vzduchu>
- Kug J. S., Jin F. F., An S. I., 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño. *Journal of climate*, 22(6), 1499-1515.
- Kukliš L., 2013: Změny tryskového proudění a extrémní projevy počasí na severní polokouli v červnu 2013 (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://magazin.gnosis.cz/zmeny-tryskoveho-proudeni-a-extremni-projevy-pocasi-na-severni-polokouli-v-cervnu-2013/>
- Kutílek M., 2008: Racionálně o globálním oteplování. Nakladatelství Dokořán, Praha, 95-98 s. ISBN 978-80-7363-183-3.
- L'Heureux M., 2016: The 2015-16 el niño. In 41st NOAA Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop pp. 03-06.
- Li Y., Strapasson A., Rojas O., 2020: Assessment of El Niño and La Niña impacts on China: Enhancing the early warning system on food and agriculture. *Weather and Climate Extremes*, 27. DOI: 10.1016/j.wace.2019.100208
- Lidovky 2010: Lachtani galapážští se kvůli oteplení odstěhovali z Galapág (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z [https://www.lidovky.cz/orientace/veda/lachtani-galapazsti-se-kvuli-otepleni-odstehovali-z-galapag.A100208\\_123117\\_In\\_veda\\_ev](https://www.lidovky.cz/orientace/veda/lachtani-galapazsti-se-kvuli-otepleni-odstehovali-z-galapag.A100208_123117_In_veda_ev).
- Linguerra L., 2023: El Niño in China: the Chinese economy in the era of climate change. Daxue Consulting, (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://daxueconsulting.com/el-nino-in-china/>

- Liu Z., 2012: Dynamics of Interdecadal Climate Variability: A Historical Perspective, 25 (6) 1963–1995. DOI:10.1175/2011JCLI3980.1
- Lizumi T., Luo J. J., Challinor A. J., Sakurai G., Yokozawa M., Sakuma, H., Yamagata, T., 2014: Impacts of El Niño Southern Oscillation on the global yields of major crops. *Nature communications*, 5(1), 3712. DOI:10.1038/ncomms4712
- Magel J. M., Dimoff S. A., Baum, J. K. 2000: Direct and indirect effects of climate change-amplified pulse heat stress events on coral reef fish communities. *Ecological Applications*, 30(6), e02124. DOI:10.1002/eap.2124
- Maršík F., 2001: Termodynamika a vznik tropických cyklonů. „Oko cyklonu“ pracuje jako tepelný stroj *Vesmír* 80, 83.
- McCarthy G., Smeed D., Cunningham S., Roberts, C., 2017: Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). In *Marine Climate Change Impacts Partnership: Science Review: MCCIP Science Review 2017* (pp. 15-21). DOI: 10.14465/2017.arc10.002-atl
- McMichael A. J., 2012: Insights from past millennia into climatic impacts on human health and survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(13), 4730-4737.
- McPhaden M. J., Busalacchi A. J., Cheney R., Donguy J. R., Gage K. S., Halpern D., Takeuchi K. 1998: The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14169-14240.
- McPhaden M. J., 1995: The tropical atmosphere ocean array is completed. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(5), 739-741.
- Met Office ©2024: Global circulation patterns (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/atmosphere/global-circulation-patterns>
- Meuser E., Harshaw H.W., Mooers A.O, 2013: *Encyclopedia of Biodiversity, El Niño and Biodiversity*: Pages 155-163. DOI:10.1016/B978-0-12-384719-5.00235-5.
- Mihulka S., Voldřichová M., 2011: Masová vymírání v historii Země. Pachatel zůstává neznámý. *Vesmír* 90, 564.
- Misachi J., 2018: What Is Upwelling? (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.worldatlas.com/articles/what-is-upwelling.html>
- MSMOcean ©2024: Storms and droughts: the consequences of the El Niño phenomenon (online) [cit. 2024.21.3], dostupné z <https://msmocean.com/en/storms-and-droughts-the-consequences-of-the-el-nino-phenomenon/>.
- NASA ©2024: La Nina Rainfall Patterns (online) [cit. 2024.21.3], dostupné z <https://earthobservatory.nasa.gov/images/8420/la-nina-rainfall-patterns>.
- NATIONAL GEOGRAPHIC ©2024: Upwelling (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://education.nationalgeographic.org/resource/upwelling/>



NATIONAL GEOGRAPHIC 2023a: Coriolis Effect (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://education.nationalgeographic.org/resource/coriolis-effect-1/>

NATIONAL GEOGRAPHIC 2023b: The Coriolis Effect: Earth's Rotation and Its Effect on Weather (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://education.nationalgeographic.org/resource/coriolis-effect/>

NATIONAL GEOGRAPHIC 2023c: Ocean Currents (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://education.nationalgeographic.org/resource/ocean-currents/>

NCEI/NOAA ©2024a: Equatorial Pacific Sea Surface Temperatures (SST) (online) [cit. 2024.20.3.], dostupné z <https://www.nci.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst>

NCEI/NOAA ©2024b: Southern Oscillation Index (SOI) (online) [cit. 2024.24.3.], dostupné z <https://www.nci.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi>

NDBC 2013: History of the Array (online) [cit. 2024.21.3], dostupné z <https://argo.ucsd.edu/about/history-of-argo/>

Newman M., Compo, G.P., Alexander M. A. 2003: ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation. *Journal of Climate*, 16(23), 3853-3857.

Newman M., Shin S-I, Alexander M. A., 2011: Natural variation in ENSO flavors. *Geophys Res Lett* L14705. DOI: 10.1029/2011GL047658.

NOAA 2011: Ocean currents (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.noaa.gov/education/resource-collections/ocean-coasts/ocean-currents>

NOAA 2023a: Global Atmospheric Circulations (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.noaa.gov/jetstream/global/global-atmospheric-circulations#:~:text=Global%20Atmospheric%20Circulation%20is%20the%20movement%20of%20air,and%20surface%20water%2C%20global%20circulation%20would%20be%20simple.>

NOAA 2023b: The Jet Stream (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://www.noaa.gov/jetstream/global/jet-stream>

NOAA 2023c: What is upwelling? (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://oceanservice.noaa.gov/facts/upwelling.html>

NOAA Climate ©2024: El Niño & La Niña (El Niño-Southern Oscillation) (online) [cit. 2024.21.3], dostupné z <https://www.climate.gov/enso>

NOAA Climate 2015: Why are there so many ENSO indexes, instead of just one? (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/why-are-there-so-many-enso-indexes-instead-just-one>

NOAA SciJinks ©2024: All About Weather – What is the Jet Stream? (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://scijinks.gov/jet-stream/>

NOAA/AOML ©2024: Hurricane Frequently Asked Questions (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.aoml.noaa.gov/hrd-faq/>

NWS Jackson 2024: El Niño a La Niña (online) [cit. 2024.21.3], dostupné z [https://www.weather.gov/jan/el\\_nino\\_and\\_la\\_nina](https://www.weather.gov/jan/el_nino_and_la_nina).

Offshore Engineering ©2024: 8. Map of large-scale surface currents (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://www.offshoreengineering.com/oceanography/map-large-scale-surface-currents/>

Ortlieb L., 2000: The documented historical record of El Nino events in Peru: an update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). *El Niño and the Southern Oscillation: Multiscale variability and global and regional impacts*, 207-295.

Paerl H. W., Hall N. S., Hounshell A. G., Rossignol K. L., Barnard M. A., Luettich, R. A., Harding, L. W., 2020: Recent increases of rainfall and flooding from tropical cyclones (TCs) in North Carolina (USA): implications for organic matter and nutrient cycling in coastal watersheds. *Biogeochemistry*, 150, 197-216. DOI:10.1007/s10533-021-00770-2.

Páez-Rosas D., Torres J., Espinoza E., Marchetti A., Seim H., Lazo M.R., 2021: Declines and recovery in endangered Galapagos pinnipeds during the El Niño event. *Sci Rep* 11, 8785. DOI:10.1038/s41598-021-88350-0.

Park J. Y., Dunne J. P., Stock C. A., 2018: Ocean chlorophyll as a precursor of ENSO: an earth system modeling study. *Geophysical Research Letters*, 45(4), 1939-1947.

Parkinson C. L., 2002: Trends in the length of the Southern Ocean sea-ice season, 1979–99. *Annals of Glaciology*, 34, 435-440. DOI:10.3189/172756402781817482

Parkinson C. L., 2004: Southern Ocean sea ice and its wider linkages: insights revealed from models and observations. *Antarctic Science*, 16(4), 387-400. DOI:10.1017/S0954102004002214.

Pasapusu ©2024: Monzuny: Proudění vzduchu, které ovlivňuje život miliard lidí (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.pasapusu.cz/monzuny-proudni-vzduchu-ktere-ovlivuje-zivot-miliard-lidi>

Patil A., 2024a: Frictional Force (Factor Affecting Wind Movement) – Geography notes (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://prepp.in/news/e-492-frictional-force-factors-affecting-wind-movement-geography-notes>

Patil A., 2024b: Pressure Gradient Force (Factors Affecting Wind Movement) – Geography (online) [cit. 2024.20.3], notes. <https://prepp.in/news/e-492-pressure-gradient-force-factors-affecting-wind-movement-geography-notes>

Patil A., 2024c: Equatorial Countercurrent – Oceanic Currents – Geography Notes (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://prepp.in/news/e-492-equatorial-countercurrent-oceanic-currents-geography-notes>.

Pausata F. S. R., Chafik L., Caballero R., Battisti D. S., 2015: Impacts of a high-latitude volcanic eruption on ENSO and AMOC. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(45), 13,784–13,788. DOI:10.1073/pnas.1509153112.

Pécastaing N., Salavarriga J., 2022: The potential impact of fishing in peruvian marine protected areas (MPAs) on artisanal fishery poverty during El Niño events. *Ecological Economics*, 202, 107598.

Pecho J., [2024]: Tropické cyklóny v meniacom sa svete (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <http://www.akademickyrepozitar.sk/sk/repozitar/tropicke-cyklony-v-meniacom-sa-svete.pdf>

Peterson R.G, White W.B., 1998: Slow oceanic teleconnections linking the Antarctic Circumpolar Wave with the tropical El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.* 103, 24 573–24 583. DOI:10.1029/98JC01947.

Petrova D., Lowe R., Stewart-Ibarra A., Ballester J., Koopman S. J., Rodó X., 2019: Sensitivity of large dengue epidemics in Ecuador to long-lead predictions of El Niño. *Climate Services*, 15, 100096. DOI: 10.1016/j.cliser.2019.02.003

Philander S. G. A., 1999: review of tropical ocean-atmosphere interactions, *Tellus*, 51 (1) 71–90.

Philander S. G., Fedorov A., 2003: Is El Niño sporadic or cyclic? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 579-594.

Picaut J., Masia F., du Penhoat Y., 1997: An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, 277(5326), 663-666.

Pietri A., Colas F., Mogollon R., Tam, J., Gutierrez D., 2021: Marine heatwaves in the Humboldt current system: from 5day localized warming to year-long El Niños. *Scientific Reports*, 11(1), 21172. DOI:10.1038/s41598-021-00340-4.

PODAAC ©2024: Ocean Circulation (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://podaac.jpl.nasa.gov/OceanCurrentsCirculation>

Podpěra J., 2003: Coriolisova síla na Zemi a na Jupiteru. *Astropis*, 10 (3), 16-17 s. ISSN 1211-0485.

POLARPEDIA ©2024a: Hadley cell (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://polarpedia.eu/en/hadley-cell/#:~:text=Hadley%20cell%20is%20a%20large%20scale%20atmospheric%20circulation,off%2C%20descending%2C%20and%20flowing%20back%20toward%20the%20equator>

POLARPEDIA ©2024b: The Ferrel cell (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://polarpedia.eu/en/the-ferrel-cell/>

Pomposi C., 2016: El Niño Retrospective: Senegal, Part 1 (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://medium.com/@climatesociety/el-nino-retrospective-senegal-part-1-756c573adede>

Qi J., Zhang L., Qu T., Yin B., Xu Z., Yang D., Qin Y., 2019: Salinity variability in the tropical Pacific during the Central-Pacific and Eastern-Pacific El Niño events. *Journal of Marine Systems*, 199, 0924-7963. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2019.103225.

Racault M. F., Sathyendranath S., Brewin R. J., Raitsos D. E., Jackson T., Platt T., 2017: Impact of El Niño variability on oceanic phytoplankton. *Frontiers in Marine Science*, 4, 133.

Radenac M. H., Léger F., Singh A., Delcroix T., 2012: Sea surface chlorophyll signature in the tropical Pacific during eastern and central Pacific ENSO events. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C4).

Rahmstorf S., 2022: Teplejší oceány a stoupající moře. In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 78-83. ISBN 978-80-242-8226-8.

Ramírez I.J., Briones F., 2017: Understanding the El Niño Costero of 2017: The Definition Problem and Challenges of Climate Forecasting and Disaster Responses. *Int J Disaster Risk Sci* 8, 489–492. DOI:10.1007/s13753-017-0151-8

Rao V. B, Maneesha K., Panangipalli S., Sravya P., Franchito S. H., Franchito S. H., Dasari H. P., Gan M. A., 2019: Future increase in extreme El Nino events under greenhouse warming increases Zika virus incidence in South America. *npj Climate and Atmospheric Science*. 2, 4 DOI:10.1038/s41612-019-0061-0.

Rasmusson E. M., Carpenter T. H. 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354-384.

Redding D. W., Tiedt S., Lo Iacono G., Bett B., Jones K. E., 2017: Spatial, seasonal and climatic predictive models of Rift Valley fever disease across Africa. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 372, 1725. DOI:10.1098/rstb.2016.0165.

ResearchGate ©2024: Climate Change and Water Resources: A Primer for Water Utilities (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z [https://www.researchgate.net/publication/242180386\\_Climate\\_Change\\_and\\_Water\\_Resources\\_A\\_Primer\\_for\\_Water\\_Uilities](https://www.researchgate.net/publication/242180386_Climate_Change_and_Water_Resources_A_Primer_for_Water_Uilities)

Rojas O., Li Y., Cumaní R., 2014: Understanding the drought impact of El Niño on the global agricultural areas: An assessment using FAO's Agricultural Stress Index (ASI). DOI:10.13140/2.1.1868.3687

Ropelewski C. F., Halpert M. S., 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly weather review*, 115(8), 1606-1626.

Ropelewski C. F., Halpert M. S., 1989: Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *Journal of climate* 2, 268-284. DOI:10.1175/1520-0442

Ruda A., & na Zemi V., 2014: *Klimatologie a hydrogeografie pro učitele*. (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z: [https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz\\_geogr/web/skripta/klimatologie\\_hydrogeografie.pdf](https://is.muni.cz/do/rect/el/estud/pdf/ps14/fyz_geogr/web/skripta/klimatologie_hydrogeografie.pdf).

Sanchez M., 2016: *Humboldtův proud* (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.meteorologiaenred.com/cs/humboldt%C5%AFv-proud.html>.

Shawki 2023: *What Is The Coriolis Effect?* (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://www.worldatlas.com/oceans/what-is-the-coriolis-effect.html>

- Shimada I., Schaaf C. B., Thompson L. G., Mosley-Thompson E., 1991: Cultural impacts of severe droughts in the prehistoric Andes: Application of a 1,500-year ice core precipitation record. *World Archaeology*, 22(3), 247-270. DOI: 10.1080/00438243.1991.9980145.
- Shuai J., Zhang Z., Sun D. Z., Tao F., Shi P., 2013: ENSO, climate variability and crop yields in China. *Clim Res* 58:133-148. DOI:10.3354/cr01194
- Schneider D. P., Deser C., Fasullo J., Trenberth, K. E., 2013: Climate data guide spurs discovery and understanding. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(13), 121-122. DOI:10.1002/2013EO130001
- Sivapriya V., Radhakrishnan K., Hussain, S. M., 2022: Benthos and its interaction with marine and estuarine ecosystem. In *Ecology and Biodiversity of Benthos*. Elsevier. 315-336.
- Sloan S., Locatelli B., Wooster M. J., Gaveau D. L. A., 2017: Fire activity in Borneo driven by industrial land conversion and drought during El Niño periods, 1982–2010: 47, 95-109. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2017.10.001
- Smolka V., 2013: Všeobecná cirkulace atmosféry (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.in-pocasi.cz/clanky/teorie/vseobecna-cirkulace-atmosfery/>
- Speich S., Blanke B., Madec, G., 2001: Warm and cold water routes of an OGCM thermohaline conveyor belt. *Geophysical research letters*, 28(2), 311-314. DOI:10.1029/2000GL011748.
- Stansfield W. D., 2009: The Coriolis Effect. *Skeptic Magazine*, 15(2), 21.
- Stothers R. B., 1998: Far Reach of the Tenth Century Eldgjá Eruption, Iceland. *Climatic Change* 39: 715–726 DOI:10.1023/A:1005323724072.
- Suarez M. J., Schopf P. S., 1988: A delayed action oscillator for ENSO. *Journal of Atmospheric Sciences*, 45(21), 3283-3287.
- Šráček O., 2007: El Niño a patagonské ledovce. Proč stoupá průtok řeky Santa Cruz. *Vesmír* 86, 477.
- Taschetto A. S., England M. H., 2009: El Niño Modoki Impacts on Australian Rainfall. *Journal of Climate*, 22(11), 3167-3174. DOI: 10.1175/2008JCLI2589.1
- Techmania ©2024: Všeobecná planetární cirkulace vzduchu (online) [cit. 2024.16.3], dostupné z <https://edu.techmania.cz/cs/encyklopedie/fyzika/meteorologie/vseobecna-planetarni-cirkulace-vzduchu>
- Thompson P. M., Ollason J. C., 2001: Lagged effects of ocean climate change on fulmar population dynamics. *Nature*. 413(6854), 417-420. DOI:10.1038/35096558.
- Timmermann A., Jin F. F., 2002: Phytoplankton influences on tropical climate. *Geophysical research letters*, 29(23), 19-1.
- Tormosov D.D., Mikhaliev Y., Best P.B., Zemsky V.A., Sekiguchi K., Brownell, R.L., 1998: Soviet catches of southern right whales *Eubalaena australis*, 1951–1971. *Biological data and*

conservation implications. *Biological Conservation*, 86, 185-197. DOI:10.1016/S0006-3207(98)00008-1.

Trathan P.N, Murphy E.J., 2002: Sea surface temperature anomalies near South Georgia: relationships with the pacific El Niño regions. *J. Geophys. Res.* 108, 8075. DOI:10.1029/2000JC000299.

Trathan P. N., Brierley A. S., Brandon M. A., Bone D. G., Goss C., Grant, S. A., Murphy E. J., Watkins J. L., 2003: Oceanographic variability and changes in Antarctic krill (*Euphausia superba*) abundance at South Georgia. *Fisheries oceanography*, 12(6), 569-583. DOI:10.1046/j.1365-2419.2003.00268.x.

Trathan P.N., Forcada J., Murphy E.J., 2007: Environmental forcing and Southern Ocean marine predator populations: effects of climate change and variability. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci.*,362(1488):2351-65. DOI:10.1098/rstb.2006.1953

Trenberth K.E., 2023: National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). "Průvodce klimatickými údaji: Indexy Nino SST (Nino 1+2, 3, 3.4, 4; ONI a TNI)." (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni> dne 2024-02-10.

Trenberth K. E., 1997: The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2778.

Trouet V., Esper J., Graham N. E., Baker A., Scourse J. D., Frank D. C., 2009: Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly. *science*, 324(5923), 78-80. DOI: 10.1126/science.1166349.

Tylšová K. 2023: Fenomény El Niño a La Niña: Jaké dopady mají na lidské životy? (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.centrumlidskaprava.cz/blog/fenomeny-el-nino-la-nina-jake-dopady-maji-na-lidske-zivoty>

Tyrková V., 2023: 21. století: Revue objevů, vědy, techniky a lidí. Praha: ISSN 1214-1097: listopad 2023, Horoucí El Niño: Jak tahá za nitky? str. 55-57

UCAR ©2024: The Highs and Lows of Air Pressure (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://scied.ucar.edu/learning-zone/how-weather-works/highs-and-lows-air-pressure>.

Václavíková J., 2019: Leguáni vypadají jinak, lachtani mění jídelníček. Zvířata bojují se změnou klimatu (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://zpravy.aktualne.cz/zahranici/evoluce-v-primem-prenosu-zvirata-na-galapachach-se-meni-spol/r~b0435a6a0e8011e9b2380cc47ab5f122/>.

Vaquero J. M., Gallego M. C., García J. A., 2005: Early meteorological records of Manila: El Niño episode of 1864: ISSN 0187-6236, *Atmósfera*, 18 (3).

Vaughan D. G., Marshall G. J., Connolley W. M., Parkinson C., Mulvaney R., Hodgson D. A., King J. C., Pudsey C. J., Turner J., 2003: Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*. 60, 243–274. DOI:10.1023/A:1026021217991.

Vecchi G. A., Soden B. J., 2007: Global warming and the weakening of the tropical circulation. *Journal of Climate*, 20(17), 4316-4340. DOI:10.1175/JCLI4258.1

Vítek M., 2022: Síla a ničivost hurikánů kvůli změnám klimatu stále roste (online) [cit. 2024.22.3], dostupné z <https://www.obnovitelne.cz/clanek/2216/sila-a-nicivost-hurikanu-kvuli-zmenam-klimatu-stale-roste>

Waggoner P., Cenedese E., Arnfield C., Bluestein A. J., Lamb H. B., Mason H. H., Hayden B. J., Pielke B. P., Davies R. A., Gentilli R., Smith J., Wells P. J., Loewe N. C., Fritz P., Krishnamurti T.N., Enfield D. B., 2024: Climate – Circulation, currents, and ocean-atmosphere interaction (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/climate-meteorology>

Wang C., Weisberg R. H., Virmani J. I., 1999: Western Pacific interannual variability associated with the El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C3), 5131-5149. DOI:10.1029/1998JC900090

Wang C., Weisberg R. H., 2000: The 1997–98 El Niño evolution relative to previous El Niño events. *Journal of Climate*, 13(2), 488-501.

Wang C., 2001: A unified oscillator model for the El Niño–Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 14(1), 98-115.

Wang C., Fiedler P. C., 2006: ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in oceanography*, 69(2-4), 239-266.

Wang C., Kucharski F., Barimalala R., Bracco A. 2009: Teleconnections of the tropical Atlantic to the tropical Indian and Pacific Oceans: A review of recent findings. *Meteorologische Zeitschrift*, 18(4), 445-454.

Wang C., Deser C., Yu J. Y., DiNezio P., Clement A., 2017: El Niño and Southern Oscillation (ENSO): A Review. In: Glynn, P., Manzello, D., Enochs, I. (eds) *Coral Reefs of the Eastern Tropical Pacific*. *Coral Reefs of the World*, vol 8. Springer, Dordrecht. DOI:10.1007/978-94-017-7499-4\_4

Wara M. W., Ravelo A. C., Delaney M. L., 2005: Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. *Science*, 309(5735), 758-761.

Weimerskirch H., Inchausti P., Guinet C., Barbraud C., 2003: Trendy v populacích ptáků a tuleňů jako indikátory systémového posunu v Jižním oceánu. *Věda o Antarktidě*, 15(2), 249-256. DOI:10.1017/S0954102003001202.

Weiss T. L., Linsley B. K., Gordon A. L., 2021: Pacific North Equatorial Current bifurcation latitude and Kuroshio Current shifts since the Last Glacial Maximum inferred from a Sulu Sea thermocline reconstruction. *Quaternary Science Reviews*, 264, 106999.

what-when-how ©2024: Equatorial Countercurrent (Global Warming) (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://what-when-how.com/global-warming/equatorial-countercurrent-global-warming/>.

WHOI ©2024: Antarctic: Ocean Circulation (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://divediscover.whoi.edu/polar-regions/antarctic-ocean-circulation/>



WIKIPEDIE ©2024: Lachtan galapážský (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z [https://en.wikipedia.org/wiki/Gal%C3%A1pagos\\_fur\\_seal](https://en.wikipedia.org/wiki/Gal%C3%A1pagos_fur_seal)

Wilson P. R., Ainley D. G., Nur N., Jacobs S. S., Barton K. J., Ballard G., Comiso J. C., 2001: Adélie penguin population change in the pacific sector of Antarctica: relation to sea-ice extent and the Antarctic Circumpolar Current. *Marine ecology progress series*, 213, 301-309. DOI:10.3354/meps213301

Winkelmannová R., 2022: Ledové příkrovy, šelfy a ledovce. In: Thunberg G. (ed): *Kniha o klimatu*. Universum (Euromedia Group), Praha: 76-77. ISBN 978-80-242-8226-8.

Wood A. W., Sreckovic G., 2013: The Sustainability of Pacific Northwest Hydropower Generation in the Context of Nonstationarity and Renewable Energy Growth, *Climate Vulnerability*, 177-194. DOI:10.1016/B978-0-12-384703-4.00514-1.

Wyrtki K., 1975: El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr* 5, 572–584.

Wyrtki K., 1985: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J Geophys Res* 90, 7129–7132

Yadav J., Kumar A., Srivastava A., Mohan R., 2022: Sea ice variability and trends in the Indian Ocean sector of Antarctica: Interaction with ENSO and SAM. *Environmental Research*, 212, 113481.

Yeh S. W., Kug J. S., Dewitte B., Kwon M. H., Kirtman B. P., Jin F. F., 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511-514.

Young G., 2012: Britannica, T. Editors of Encyclopaedia. Southern Oscillation: *Encyclopedia Britannica*. (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/Southern-Oscillation>

Zambri B., Robock A., Mills M. J., Schmidt A., 2019: Modeling the 1783–1784 Laki eruption in Iceland: 2. Climate impacts. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124, 6770–6790. DOI:10.1029/2018JD029554.

Závada P., Brož P., 2019: Laki – sopka, která pomohla zažehnout Velkou francouzskou revoluci (online) [cit. 2024.19.3], dostupné z <https://vesmir.cz/cz/on-line-clanky/2019/05/laki-sopka-ker-pomohla-zazehnout-velkou-francouzskou-revoluci.html>.

Zebiak S. E., Cane, M. A., 1987: A model el niñ–southern oscillation. *Monthly Weather Review*, 115(10), 2262-2278.

Zehnder J. A., 2024: Tropical cyclone (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.britannica.com/science/tropical-cyclone>

Zhang Y., Wallace J. M., Battisti D. S., 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J Climate* 10:1004–1020. DOI10.1175/1520-0442(1997)010<1004:ELIV>2.0.CO; 2

Zhu J., Huang B., Zhang R. H., Hu Z. Z., Kumar A., Balmaseda M. A., Kinter III J. L., 2014: Salinity anomaly as a trigger for ENSO events. *Scientific reports*, 4(1), 6821.

Žák M., 2023: Úbytek ledu na pólech má dalekosáhlé důsledky. Nyní je ho rekordně málo (online) [cit. 2024.24.3], dostupné z <https://ct24.ceskatelevize.cz/clanek/veda/ubytok-ledu-na-polech-ma-dalekosahle-dusledky-nyni-je-ho-rekordne-malo-5753>

Žaludová N., 2016: Fyzikální pokus: Coriolisova síla (online) [cit. 2024.20.3], dostupné z <https://www.matfyz.cz/clanky/fyzikalni-pokus-coriolisova-sila>