

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Viktor Škopan

Změny plochy mořského zámru a jeho vliv na teplotu vzduchu v oblasti Antarktického poloostrova

Changes in the sea ice extent and its effect on air temperature in the Antarctic Peninsula region

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. Mgr. Kamil Láska, Ph.D.

Praha, 2024

Zadání diplomové práce

Název práce:

Změny plochy mořského zámru a jeho vliv na teplotu vzduchu v oblasti Antarktického poloostrova

Cílem diplomové práce je analýza družicových nebo leteckých snímků za účelem zjištění plochy mořského zámru, jeho sezónní a víceleté dynamiky. Dále bude hodnocen vliv mořského zámru na variabilitu teploty vzduchu v oblasti Antarktického poloostrova.

Při řešení tématu se zaměřte zejména na:

- 1) získání aktuální odborné literatury a její zpracování formou rešerše na téma: (i) mořského zámru a jeho dynamiky v posledních desetiletích, (ii) vlivu mořského ledu na teplotu vzduchu a další meteorologické prvky, (iii) dostupnosti datových zdrojů,
- 2) analýzu družicových snímků a ověření metodiky pro stanovení plochy a koncentrace mořského ledu,
- 3) sestavení databáze rozsahu mořského zámru v oblasti Antarktického poloostrova, resp. zvolených dílčích území,
- 4) analýzu časoprostorové variability mořského ledu v rámci studovaných lokalit/ území,
- 5) hodnocení vlivu mořského zámru na změny teploty vzduchu,
- 6) diskuzi výsledků v návaznosti na dosavadní poznatky o variabilitě mořského ledu a teploty vzduchu v Antarktidě.

Zájmové území: Antarktický poloostrov, průlivy a pobřeží v blízkosti vybraných meteorologických stanic.

Datové zdroje: družicové snímky mořské ledu AMSR2 (University of Bremen) a podobné databáze, atmosférické reanalýzy (ERA5, NCEP/NCAR), teplota vzduchu a případně další parametry dostupné pro vybrané stanice.

Analyzované období bude zvoleno na základně dostupnosti dat.

Datum zadání: 23. 11. 2021

Prohlášení

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

V Praze, 30. 07. 2024

Bc. Viktor Škopan

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu práce doc. Mgr. Kamilu Láskovi, Ph.D. za precizní vedení mé práce, cenné rady, věnovaný čas a trpělivý přístup. Dále bych chtěl poděkovat Mgr. Michaelu Matějkovi za pomoc s programovacím jazykem R. V neposlední řadě bych chtěl poděkovat rodině a přátelům za podporu v průběhu celého studia.

Abstrakt

Cílem diplomové práce bylo popsat změny plochy mořského zámruzu a jeho vliv na teplotu vzduchu v oblasti Antarktického poloostrova. Analyzovány byly velké (200 km) a menší (15 km) oblasti mořského zámruzu v okolí stanic Mendel, Esperanza, Carlini a Vernadsky. Možnost studovat takto malé oblasti mořského zámruzu byla umožněna díky přesným radiometrickým snímkům o rozlišení 3,125 km.

Výsledky ukázaly, že za sledované období 2013-2023 došlo k výrazným změnám. Byl zaznamenán pokles plochy mořského ledu rychlostí 7,9 % až 33,5 % za 10 roků a nárůst teploty vzduchu o 1,2 °C až 2,5 °C za 10 roků. Pearsonův korelační koeficient a lineární regrese prokázaly silnou korelaci mezi plochou mořského zámruzu a teplotou vzduchu. Nejtěsnější korelační vazby byly určeny pro období jara pro větší oblasti mořského zámruzu. Křížová korelace prokázala silné vazby mezi prudkou změnou teploty vzduchu a reakcí mořského zámruzu se zpožděním 3-5 dní. Statisticky nevýznamné korelace byly odhaleny pomocí Monte Carlo testu a t-testu pro některé menší územní plochy mořského ledu v okolí stanic především v letních měsících. Drift mořského ledu vytvářel v blízkém okolí stanic velké mezidenní rozdíly plochy mořského zámruzu a mohl být příčinou méně těsného vztahu.

Výsledky práce pomohly zpřesnit informace o vzájemném vztahu mořského zámruzu a teploty vzduchu a umožnily pochopit rozdíly mezi menšími a většími oblastmi v různých geografických oblastech stanic severní části Antarktického poloostrova.

Klíčová slova: Antarktický poloostrov, mořský zámruz, teplota vzduchu, družicové snímky, změna klimatu

Abstract

The objective of the thesis was to describe the changes in the extent of the sea ice and its influence on the air temperature in the Antarctic Peninsula. The analysis covered larger (200 km) and smaller (15 km) areas of the sea ice around the stations Mendel, Esperanza, Carlini and Vernadsky. The ability to study such small areas of the sea ice was made possible by accurate radiometric imagery with a resolution of 3,125 km.

The results showed significant changes over the 2013-2023 monitoring period. A decrease in sea ice area at a rate of 7.9 % to 33.5 % per 10 years and an increase in air temperature of 1,2 °C to 2,5 °C per 10 years were observed. Pearson correlation coefficient and linear regression showed a strong correlation between sea ice area and air temperature. The tightest correlations were determined for the spring season for the larger areas of the sea lock. Cross-correlations showed strong relationships between rapid changes in air temperature and the response of the sea ice with a lag of 3-5 days. Statistically insignificant correlations were revealed by Monte Carlo test and t-test for some smaller areas of sea ice in the surrounding of the stations mainly in summer months. Sea ice drift produced large interday differences in sea ice area in the vicinity of the stations and may have been the cause of the less close correlation.

The results of this work helped to improve understanding of the relationship between sea ice and air temperature and to show differences between smaller and larger areas in different geographical areas of the stations in the northern Antarctic Peninsula.

Keywords: Antarctic Peninsula, sea ice, air temperature, satellite imagery, climate change

Obsah

1	Úvod	9
2	Charakteristika mořského zámru	10
2.1	Oblast výskytu a základní údaje	10
2.2	Formování mořského ledu	11
2.3	Sezónní cyklus mořského ledu v Antarktidě	12
2.3.1	Počáteční formy ledu	12
2.3.2	Silnější formy a další vývoj	13
2.3.3	Proces tání	15
2.3.4	Starší formy mořského ledu	16
2.4	Procesy spojené s mořským zámrem	17
2.4.1	Konvergentní procesy	17
2.4.2	Divergentní procesy	17
2.5	Klasifikace ledu podle rychlosti pohybu	19
2.5.1	Stacionární led	19
2.5.2	Driftující led (drift ice)	20
2.5.3	Drift mořského ledu	20
3	Faktory ovlivňující mořský zámru	21
3.1	Oceán	21
3.1.1	Základní fyzickogeografická charakteristika Jižního oceánu	21
3.1.2	Oceánická cirkulace	22
3.1.3	Termohalinní cirkulace	23
3.1.4	Šelfové ledovce a ledové hory	24
3.2	Atmosféra	25
3.2.1	Sluneční záření a albedo	25
3.2.2	Atmosférická cirkulace	27
4	Změny mořského zámru v Antarktidě v posledních desetiletích	30
4.1	Časová variabilita v rámci celé Antarktidy	30
4.2	Změny v oblasti Antarktického poloostrova	32
4.3	Možné příčiny a důsledky změny trendu po roce 2016	34
5	Zájmová oblast	36
5.1	Fyzickogeografická charakteristika	36
5.2	Stanice	37
5.2.1	Stanice J. G. Mendela	37
5.2.2	Esperanza	38
5.2.3	Carlini	39
5.2.4	Vernadsky	40

6	Data a metodika	41
6.1	Výběr dat a vymezení oblasti.....	41
6.1.1	Teplota vzduchu	41
6.1.2	Mořský zámrz	42
6.2	Metodika	43
6.2.1	Vymezení oblasti v ArcGIS Pro.....	43
6.2.2	Výpočet koncentrace zámru v R.....	44
6.2.3	Základní zpracování dat a vymezení termínů.....	45
6.2.4	Korelační a regresní analýza.....	46
6.2.5	Vybrané události a jejich detailní analýza	47
7	Výsledky	48
7.1	Základní charakteristika časových řad.....	48
7.1.1	Denní teplota vzduchu.....	48
7.1.2	Denní plocha mořského zámru.....	51
7.1.3	Charakteristika časového období.....	55
7.1.4	Driftující a stacionární led.....	56
7.2	Měsíční charakteristiky vybraných parametrů	57
7.2.1	Teplota vzduchu	57
7.2.2	Koncentrace mořského ledu	58
7.2.3	Porovnání a trend teploty vzduchu a mořského ledu	61
7.3	Vliv mořského ledu na teplotu vzduchu	62
7.4	Vybrané události meziměsíčních teplotních změn	65
7.4.1	Charakteristika událostí	65
7.4.2	Křížová korelace	68
8	Diskuze.....	71
8.1	Vstupní data mořského zámru.....	71
8.2	Změny plochy mořského zámru a teploty vzduchu	71
8.3	Vztah mezi mořským zámrem a teplotou vzduchu	72
8.4	Detekce driftu a driftové dny	Chyba! Záložka není definována.
9	Závěr.....	75

Úvod

Mořský zámrz v oblasti Antarktidy po dlouhá desetiletí nevykazoval známky poklesu plochy zámru v důsledku klimatické změny, a dokonce jeho plocha mírně narůstala (NSIDC 2024). Zásadní změny nastaly v oblasti Antarktického poloostrova kolem roku 2016, kdy začalo docházet k výraznému úbytku mořského ledu a s tím spojenému oteplování (Suryawanshi et al. 2023). Nižší plochy mořského zámru vedly k výraznému zvýšení množství energie absorbované povrchem oceánu, což způsobilo zvýšení teploty vzduchu (Duspayev 2024). Jedná se o miliony km², které ztrácejí mořský zámrz a ve svém důsledku pomocí mořských proudů a dálkových atmosférických vazeb, přispívají k oteplování celé planety.

Tato práce si klade za cíl popsat proběhlé změny plochy mořského zámru v severní části Antarktického poloostrova ve velkých (200 km) a menších (15 km) oblastech mořského zámru v okolí stanic Mendel, Esperanza, Carlini, Vernadsky. Pro pochopení vlivu mořského zámru na teplotu vzduchu je nejprve nutné si v rešeršní části mořský zámrz charakterizovat a určit, které faktory ho ovlivňují.

Praktická část se pokouší popsat časoprostorovou variabilitu těchto parametrů za pomocí dostupných meteorologických údajů a družicových snímků. Data jsou nejprve podrobena základní analýze, ve které jsou identifikovány rozdíly mezi jednotlivými stanicemi a oblastmi. Následuje hlubší analýza dat pomocí Pearsonova korelačního koeficientu a lineární regrese, pomocí nichž jsou odhalovány vztahy mezi teplotou vzduchu a mořským zámrem v rámci jednotlivých ročních období. Analyzovány jsou také některé významné události prudkých nárůstů a poklesu teploty vzduchu v okolí vybraných stanic. Důraz je kladen na porovnávání vlivu mořského zámru v různých vzdálenostech od stanice. Dílčím cílem je také identifikace driftových dnů, které jsou důležité pro pochopení rozpadu a transportu mořského ledu. Výsledky jsou podrobny statistickému ověřování významnosti pomocí Monte Carlo testu a t-testu.

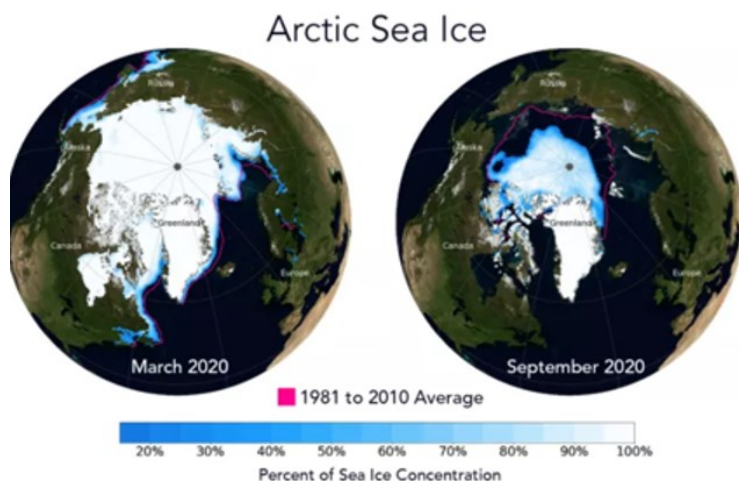
Práci uzavírá diskuse, ve které jsou zjištěné výsledky dávány do souvislostí s ostatními pracemi zabývajícími se mořským zámrem a jeho vlivem na teplotu vzduchu.

1 Charakteristika mořského zámru

Pro lepší pochopení změn mořského zámru a jeho vlivu na teplotu a další meteorologické a klimatické prvky je nejprve nutné mořský led charakterizovat. První část této kapitoly je věnována základní charakteristice a vymezení výskytu mořského ledu v obou polárních oblastech. Následně se již kapitola zaměřuje výhradně na oblast Antarktidy, u které jsou představeny podmínky nutné pro formaci, sezónní cyklus, formy mořského ledu a procesy spojené s mořským zámrem.

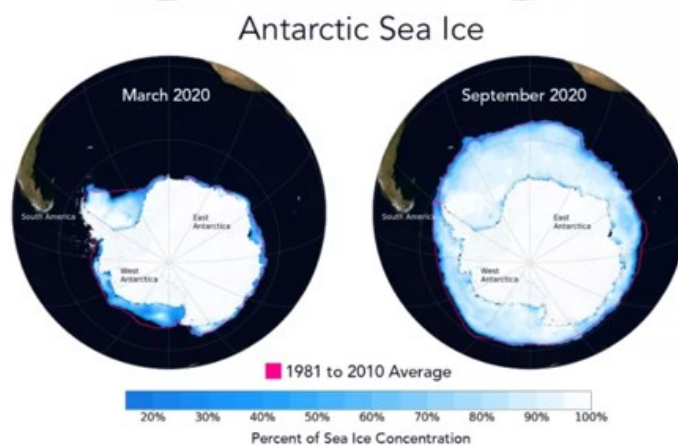
1.1 Oblast výskytu a základní údaje

Mořský zámru se vyskytuje v polárních oblastech, v Severním ledovém oceánu a přilehlých okrajových mořích, a v Jižním oceánu obklopujícím Antarktidu. Plocha, kterou mořský zámru pokrývá, se neustále mění, ale po určitou část roku se mořský led vyskytuje zhruba na ploše 34 mil km² (NSIDC 2024). Plocha mořského zámru se v jednotlivých sezónách dynamicky mění a rozdíly mezi jednotlivými roky jsou často v řádech milionů km². Maximální plocha mořského zámru v Arktidě (obr. 1) je obvykle dosažena v březnu, kdy mořský zámru pokrývá zhruba 14,6-16,6 mil km². Minimální plocha se vyskytuje na konci období letního tání, při kterém plocha mořského ledu pokrývá zhruba 3,4-7,5 mil km² (NSIDC 2024).



Obr. 1: Maximum a minimum mořského zámru v Arktidě v roce 2020 (NSIDC 2024). Červená linie označuje průměrný zámru v letech 1981-2020.

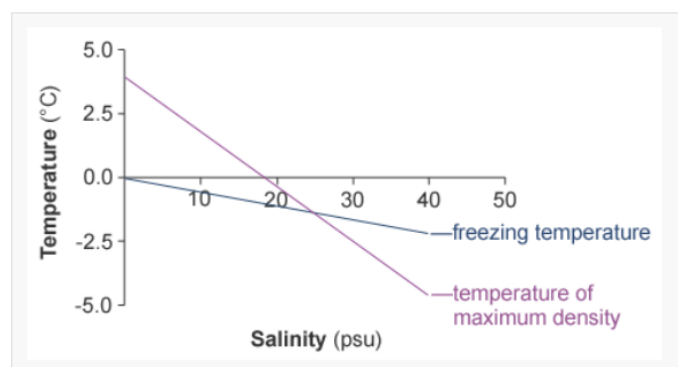
V Antarktidě se maxima vyskytují koncem září či z kraje října, kdy na jižní polokouli končí zima a je dosaženo plochy zámru 17,0- 20,2 mil km² (obr. 2). Nejmenší plocha pokrytá mořským ledem je každoročně zaznamenávána během února či března a činí pouze 1,8-3,8 mil km² (NSIDC 2024).



Obr. 2: Maximum a minimum mořského zámru v Antarktidě v roce 2020 (NSIDC 2024). Červená linie označuje průměrný zámru v letech 1981-2020

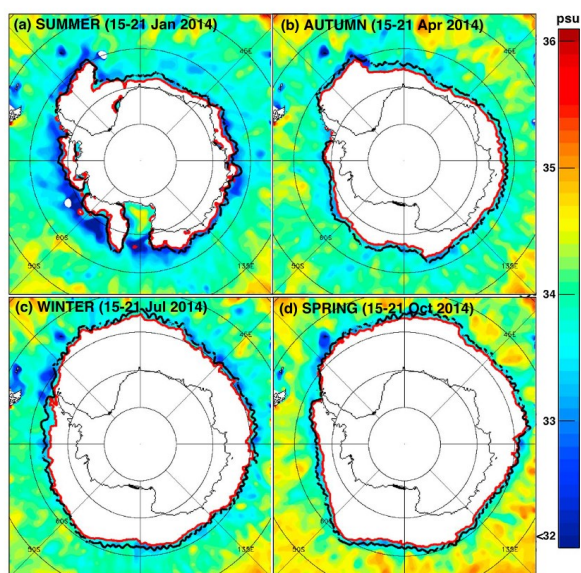
1.2 Formování mořského ledu

Mořský led může vznikat pouze v mořské slané vodě, a proto se odlišuje od ledu sladkovodního a dalších forem ledu. Slaná voda má zásadní vliv nejen na samotný vznik, ale i na následný růst a fyzikální vlastnosti mořského ledu. Množství rozpuštěné soli ve vodě je charakterizováno veličinou zvanou salinita, která udává podíl rozpuštěných minerálních látek na určitý objem vody. Největší podíl tvoří chlorid sodný (NaCl). Salinita se nejčastěji udává v poměru hmotnostního zlomku v ‰. Právě salinita má zásadní vliv na to, při jaké teplotě dochází k přeměně vody v led (obr. 3). Zatímco u vody sladkovodní, kde je salinita téměř 0 ‰, dochází k mrznutí již při 0 °C, mořská voda zůstává při této teplotě nadále v kapalném stavu. V průměru dochází při každém zvýšení salinity o 5 ‰ ke snížení teploty mrznutí o zhruba 0,28 °C (NSIDC 2024).



Obr. 3: Závislost teploty mořské vody, při které voda začíná mrznout na salinitě (modře), doplněno o křivku maximální hustoty vody (červeně) (NSIDC 2024).

Celosvětový průměr salinity ve světových mořích se pohybuje kolem 35 ‰. V okolí Antarktidy jsou její hodnoty vlivem nižšího výparu a vyššího přítoku sladkovodní vody z pevniny nižší (obr. 4). Nejnížší hodnoty jsou dosaženy v období léta na jižní polokouli v blízkosti hranice mořského zámru. Nízké hodnoty jsou zapříčiněny táním mořského ledu, sněhu a přísunem vody z tajících pevninských ledovců do oceánu (Garcia-Eidell et al. 2019).



Obr. 4: Hodnoty salinity v jednotlivých ročních obdobích v oblasti Jižního Oceánu v roce 2014 (Garcia-Eidell et al. 2019).

1.3 Sezónní cyklus mořského ledu v Antarktidě

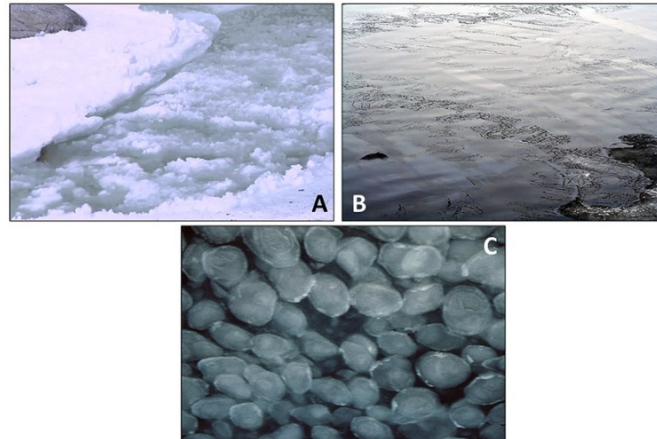
Plocha mořského zámru není souvislá homogenní vrstva ledu. V rámci ledové pokrývky se vyskytuje mnoho forem mořského ledu o různém stáří či typu geneze. Plocha mořského zámru prochází neustálými dynamickými změnami v jednotlivých ročních obdobích.

1.3.1 Počáteční formy ledu

Mořská voda se koncem krátkého antarktického léta postupně ochlazuje, a jakmile teplota vody dosáhne $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, začínají se formovat drobné ledové krystalky o velikosti 3–4 mm, které se nazývají jehlový led (angl. frazil ice).

Pokud je povrch mořské hladiny klidný, mění se jehlový led postupným spojováním v ledové sádlo (angl. grease ice), které už představuje kompaktnější, leč stále velice křehkou a hladkou formu souvislejšího ledu (obr. 5). V případě, že v prvotních fázích formování ledu sněží, mohou také zárodky ledových krystalků spolu se sněhem vytvořit ledovou břečku (angl. slush). Posledním hlavním příkladem prvotní fáze formování mořského zámru je šuga (angl. shuga),

což jsou malé bílé hrudky houbovitého charakteru, které vznikají z ledové tříště v rozbouřeném oceánu. V antarktické oblasti má dominantní postavení na formování mořského zámruzu jehlový led, který se podílí na vzniku 60–80 % nového mořského ledu (Jeffries et al. 1994).



Obr. 5: Jednotlivá stádia formování mořského ledu: ledové sádlo (A), nilas (B) a palačinkový led (C) (Webb 2017)

1.3.2 Silnější formy a další vývoj

Při další fázi formování mořského zámruzu závisí na tom, zda je mořská hladina klidná či rozbouřená (obr. 6). V případě klidného oceánu se ledové částičky postupně spojují a vytvářejí souvislou, hladkou vrstvu, která se nazývá nilas (obr. 5). Tato vrstva je však stále velice křehká a často dochází k lámání a následnému nasouvání ledových ploch na sebe (angl. rafting). V další fázi vrstva sílí pomocí mrazového růstu (angl. congelation growth), při kterém na spodní vrstvu ledu přimrzávají další a další ledové krystalky.



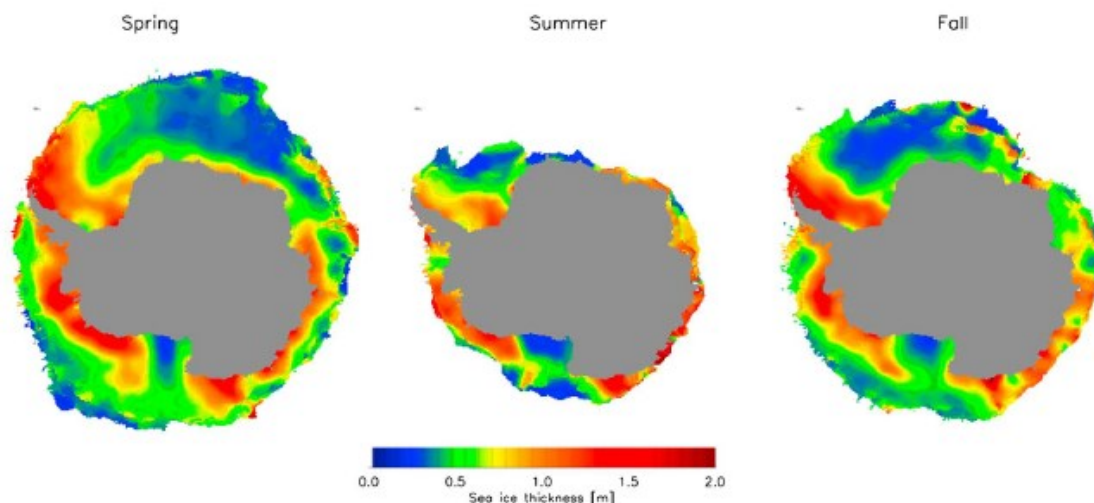
Obr. 6: Proces formování mořského ledu na rozbouřeném moři nalevo a nerobouřeném moři napravo (NSIDC 2024).

V turbulentně rozbouřeném moři na okraji mořského zámru se jednotlivé krystalky jehlového ledu formují do tzv. palačinkového ledu (angl. pancake ice), který je charakteristický svým oválným tvarem s ostrým zvednutým okrajem (obr. 5). Někdy se vytvoří souvislá vrstva, která se však rychle láme, následně do sebe jednotlivé ledové kry opakovaně naráží a zakulacují se (Doble, Coon, Wadhams 2003). Proces formování a rozpadu souvislé vrstvy se často několikrát opakuje. Takto zformovaný led, který lze dobře rozeznat na základě kruhové zrnité struktury ledových krystalků, představuje nejčastější formu zámru v Jižním oceánu (Eicken, Lange, Wadhams 1994). Pukliny mezi jednotlivými ledovými krami zamrzají až tehdy, když se hladina oceánu uklidní a postupně se formuje stabilnější, souvislejší vrstva mořského zámru. Dynamické počátky geneze tohoto typu ledu lze jasně vidět i po úplné konsolidaci ker v souvislý ledový pokryv, kdy je jak svrchní, tak spodní strana značně nerovná a lze v ní rozpoznat jednotlivé kry palačinkového ledu.

V případě, že led nedriftuje příliš na sever do teplejších vod a setrvá celou zimu na jednom místě, nazývá se jednoletým ledem. V průběhu zimy led sílí z několika cm až na 1 m tloušťky a mění své fyzikální vlastnosti. Z ledu se pozvolna vylučují zbytky soli v podobě koncentrovaných kapiček (tzv. solanky), což následně vede k světlejší až téměř bílé barvě ledu. Ze spodní části zámru pomocí mrazového růstu přimrzávají stále nové a nové ledové krystalky, vrchní část se rychle pokrývá sněhem. Sníh může přispívat, ale i zamezovat dalšímu růstu tloušťky mořského ledu. Do určité míry totiž působí jako izolant, což celkový přírůstek snižuje (Maykut, Untersteiner 1971).

Mocná sněhová pokrývka může zapříčinit, že se mořský zámru dostane díky váze sněhu pod úroveň mořské hladiny. Svrchní vrstva je tak zaplavena a dochází zde k formování sněhové břečky, která se následně mění v tzv. sněhový led (Maksym, Jeffries 2001). Tento proces se podle autorů studie často opakuje ve chvíli, kdy je vrstva sněhové pokrývky příliš silná, což zásadně přispívá k zesílení tloušťky mořského ledu.

Průměrná tloušťka ledu v rámci jednotlivých ročních období a regionů značně liší (obr. 7), a pohybuje se v rozmezí jednotek cm až po 2-3 metry (Notz 2009). Mocnější led, který je tvořen víceletým ledem, se nejčastěji vyskytuje při pobřeží a západní části Weddellova moře při Antarktickém poloostrově.



Obr. 7: Průměrná tloušťka mořského ledu pro vybraná roční období v letech 2003–2008 (Notz 2009).

1.3.3 Proces tání

Zatímco proces tvorby mořského ledu v Jižním oceánu je pozvolný a období nárůstu trvá téměř 7 měsíců (zhruba od března do začátku září), proces tání je rychlejší a dynamičtější a trvá pouze 5 měsíců (říjen/listopad – únor) (Roach et al. 2022). K rychlému rozpadu mořského zámru přispívají prodlužující se dny na jižní polokouli spolu se zvyšující se intenzitou slunečního záření. Jednoletý led, který tvoří většinu plochy mořského zámru kolem Antarktidy na konci zimy, má v průměru tloušťku pouze 0,6 m a je značně náchylný ke zvyšování teploty (Comiso et al. 2011).

Nejvýrazněji led odtává zespod a z boku, kde na něj působí stále teplejší vody Jižního oceánu (Martinson, Iannuzzi 1998). Vlivem postupného ztenčování ledu a rozpadu jednotlivých ker na menší části se tmavší plocha otevřeného oceánu zvětšuje a absorbuje tak více tepla, což přispívá k dalšímu urychlení tání. Zásadní také jsou mořské proudy v Jižním oceánu a s nimi spojený drift mořského ledu, který je transportován do teplejších vod na severu, kde rychle taje. K úbytku mořského ledu však dochází i z vrchní strany. Sněhová pokrývka, která často mořský led pokrývá svým vysokým albedem, tento proces zpomaluje, ale pokud roztaje, mohou se v mořském zámru vytvářet tzv. jezírka tavné vody (obr. 8), které dále narušují strukturu ledu a proces tání nadále urychlují. Jezírka tavné vody jsou více charakteristické pro mořský led v Arktidě, v omezené míře se mohou vyskytovat i v antarktické oblasti (Istomina et al. 2022). Opomenout se nesmí ani úbytky mořského ledu, které jsou vázány na sublimaci ledu, která nastává hlavně při větrném počasí, kdy suchý vítr vane prachový sníh po povrchu ledu (Chung, Bélair, Mailhot 2011).

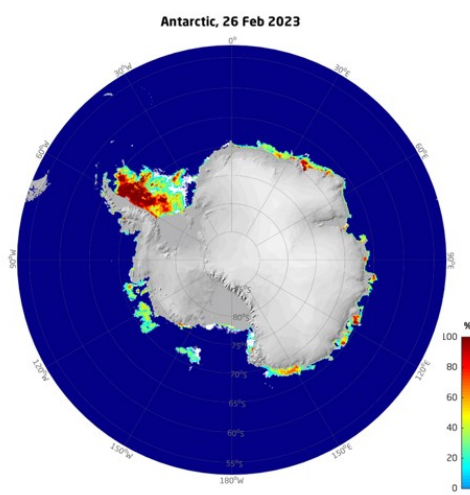


Obr. 8: Tavná jezírka na mořském ledu v blízkosti americké stanice McMurdo (Istomina et al. 2022)

V poslední fázi tání se v mořském ledu vytvářejí různé pórovité struktury, které připomínají včelí plástve. Tyto zbytky mořského ledu se nazývají shnilý led (angl. rotten ice) (Bmo 2014).

1.3.4 Starší formy mořského ledu

Zbytky mořského ledu přetrvávající letní období, se vyskytují pouze při pobřeží Antarktidy. Takový led se nazývá víceletý a jeho celková oblast, ve které se vyskytuje, je značně variabilní v rámci jednotlivých let. Nejvíce mořského ledu každoročně přetrvá ve Weddelově moři v oblasti u Antarktického poloostrova (obr. 9). Tento led tvoří až 80 % víceletého mořského ledu v Antarktidě (Aspect 2012).



Obr. 9: Oblast výskytu a koncentrace víceletého mořského zámruzu v Jižním oceánu na konci února 2023 (Meeresportal 2024).

Víceletý led má oproti jednoletému ledu odlišné fyzikální vlastnosti. Díky téměř nulovému obsahu soli bývá pevnější než nový led. Víceletý led v následujícím zimním období opět sílí a může dosáhnout až několika metrů tloušťky. Ne vždy je však víceletý led tlustší než led jednoletý. To nastává v případě, kdy na starém ledě přes léto neroztála sněhová pokrývka, která následně v zimní sezóně izoluje a zabraňuje většímu přírůstku ledu z horní strany (Notz 2009).

1.4 Procesy spojené s mořským zámrzem

1.4.1 Konvergentní procesy

Formování mořského ledu je tedy dynamický proces a ani po úplném vytvoření ledového pokryvu procesy neustávají. Na led působí vítr, mořské proudy a další vnější a vnitřní síly, což způsobuje v mořském zámřzu tlak nebo pnutí. V případě působení sil proti sobě led praská, jednotlivé vrstvy se na sebe začnou navršovat, načež vznikají ledové hory. Při procesu nasouvání ker na sebe, nazývaný ridging (obr. 10), dochází ke značnému tření a uvolňování velkého množství energie, což je často doprovázeno intenzivními zvuky (Pritchard 1984). V případě, že se kry takto na sebe nasouvají v úžině, může vzniknout zácpa z ledových ker (Bmo 2014).

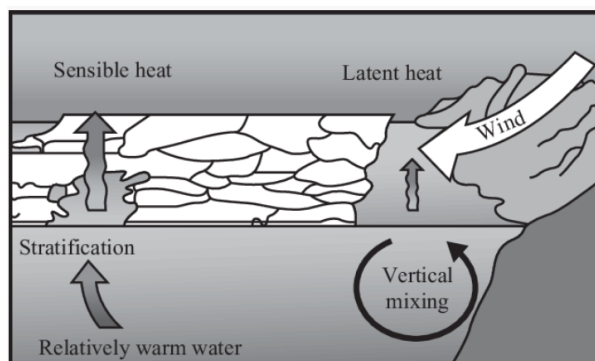


Obr. 10: Ledové hory vzniklé procesem navršování jednotlivých ledových ker na sebe (Rafferty 2021).

1.4.2 Divergentní procesy

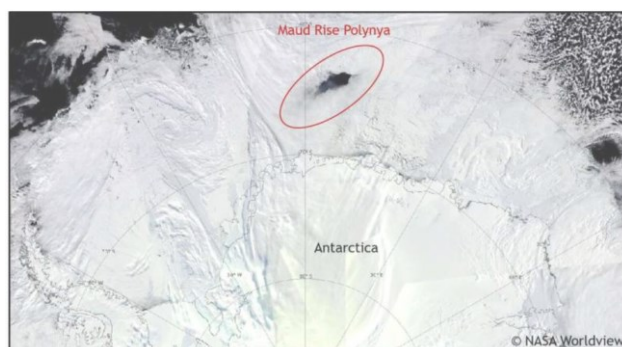
Pokud síly působí divergentně, v ledu vznikají nejprve praskliny a následně úžiny (angl. leads) o šířce několika metrů a délce až v řádu stovek km. Úžiny představují významnou oblast pro výměnu tepla mezi relativně teplým oceánem a chladnější atmosférou, což mimo jiné zahřívá led kolem úžin (Wang et al. 2016). Právě výměna tepla značně napomáhá mapování těchto úžin pomocí družicových snímků.

Větší otevřené plochy v mořském zámřzu se nazývají polynie. Ty jsou definované jako oblasti o velikosti jednotek až statisíců km² bez mořského zámřzu, které jsou zcela obklopené ledem či ledem z jedné a pevninou z druhé strany (Morales Maqueda, Willmott, Biggs 2004). Podle způsobu vzniku (obr. 11), se polynie dělí na dvě kategorie: polynie vznikající pomocí zjevného tepla (angl. sensible heat) a polynie pobřežní/latentního tepla (angl. latent heat).



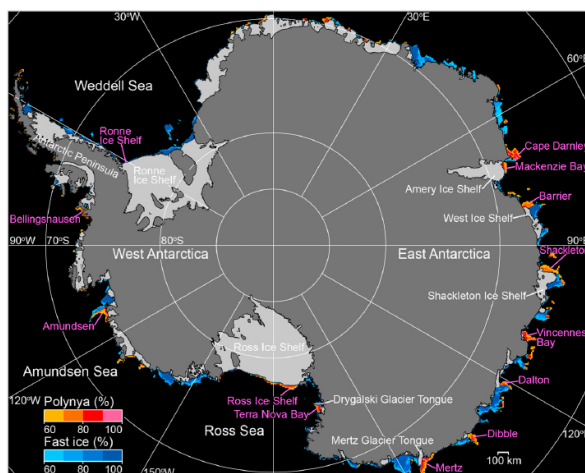
Obr. 11: Schéma vzniku pobřežní a oceánské polynie (NSIDC 2024).

Polynie vznikající působením zjevného tepla se také někdy nazývají otevřené či oceánské, a to z důvodu, že nejčastěji vznikají daleko od pevniny. Vznikají nejčastěji v oblastech vzestupných, relativně teplých mořských proudů, které způsobují tání mořského ledu v oblasti a zároveň zamezují vzniku nového ledu (Campbell et al. 2019). Největší polynie této kategorie se pravidelně objevuje ve východní části Weddellova moře a jmenuje se Maud Ryse polynie (obr. 12). Polynie se ve stejné oblasti vyskytuje pravidelně v různé velikosti, přičemž maximální zaznamenaná velikost byla 800 000 km² (Francis et al. 2019).



Obr. 12: Maud Rise polynia na družicovém záznamu ze srpna 2017 (Francis et al. 2019).

Pobřežní polynie jsou nejčastěji formovány působením katabatického větru vanoucího z vnitrozemské Antarktidy směrem nad oceán. Vítr společně s mořskými proudy odsune mořský led dále od pobřeží a udržuje oblast bez souvislého mořského ledu. Rozlohou zaujímají 1 % plochy pokryté mořským zámrazem, řadí se však mezi významné oblasti formování nových ledových krystalků, které jsou z oblasti polynie odsunuty dále od pobřeží, kde se formují v souvislý mořský zámraz a stojí za genezí až 10 % všeho mořského ledu v jižním Oceánu. (Nihashi, Ohshima 2015). Pobřežních polynií s různou velikostí a délkou trvání je až několik desítek (obr. 13), přičemž některé se s určitou pravidelností objevují na stejných místech.



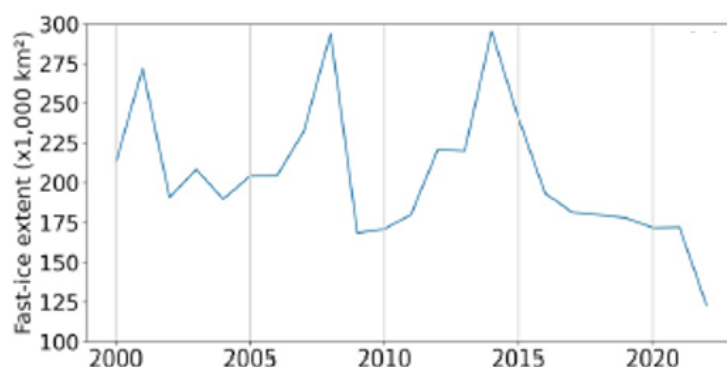
Obr. 13: Mapa zobrazující pravděpodobnost výskytu pobřežní polynie během zimního období podél antarktického pobřeží oblasti (Nihashi, Ohshima 2015).

1.5 Klasifikace ledu podle rychlosti pohybu

Mořský zámrz se kromě geneze či stáří dá členit také podle rychlosti pohybu na dvě hlavní kategorie: stacionární led (angl. landfast sea ice) a led, který se volně pohybuje a driftuje (angl. drift/pack ice).

1.5.1 Stacionární led

Stacionární led se obvykle formuje v relativně mělkých vodách kontinentálního šelfu podél pobřeží a je definován jako mořský led, který je alespoň jednou stranou pevně spojen k pevnině, šelfovému ledu či přímo k šelfu, a to po dobu alespoň 2 až 3 týdnů (Mahoney et al. 2007). Vzdálenost, do které se maximálně může stacionární led vyskytovat je uváděna 200 km od pobřeží a celková plocha, kterou se podílí na mořském zámrz, je 4–13 % (Fraser et al. 2023). Plocha, kterou stacionární led zaujímá, meziročně značně kolísá (obr. 14).



Obr. 14: Meziroční změny plochy stacionárního ledu v okolí Antarktidy v letech 2000–2022 (Fraser et al. 2023).

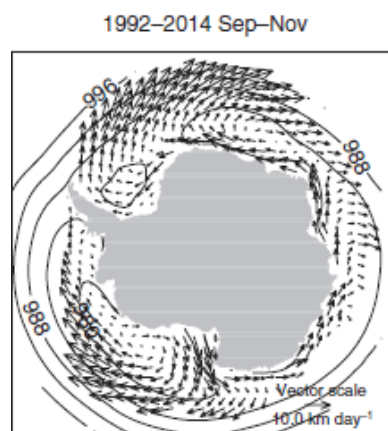
V oblasti Antarktidy se stacionární led nachází v blízkosti šelfových ledovců. Právě pro šelfový ledovec je stacionární led velice důležitý, jelikož poskytuje mechanickou stabilitu jinak zranitelným okrajům ledovcových šelfů a chrání je před rychlejším rozpadem (Massom et al. 2018).

1.5.2 Driftující led (drift ice)

Driftující mořský led (angl. drift ice) je označení pro všechny mořský zámrz, který se pohybuje, tzv. driftuje. Driftující led představuje naprostou většinu plochy pokryté mořským ledem. V případě, že mořský zámrz pokrývá sledovanou plochu alespoň ze 70 %, nazývá se pack ice (Bmo 2014). Driftující led se skládá z ledových ker, které jsou nepravidelného tvaru a dosahují velikosti jednotek metrů až několik kilometrů.

1.5.3 Drift mořského ledu

Mořský led se pohybuje společným působením mořských proudů, větru a Coriolisovy síly (WMO 2024). Dominantní hnací síly, které určují směr a rychlost driftu ve větší vzdálenosti od pobřeží, jsou Západní příhon a převládající západní proudění, jež transportují mořský led směrem na východ až severovýchod. V blízkosti antarktického pobřeží je situace opačná, působením slabšího východního proudění a východním větrům dochází k transportu mořského ledu na západ. Směr driftu je ve dvou oblastech narušen dvěma rozsáhlými příhony: Weddellově příhonu a Rossově příhonu, které stáčí mořský led po směru hodinových ručiček (Prošek 2013). Rychlost pohybu mořského zámrzu obvykle odpovídá zhruba dvěma procentům rychlosti větru, avšak v případě, kdy je led kompaktní, může být několikanásobně vyšší (Womack et al. 2024). Průměrná rychlost se pohybuje od jednotek metrů do desítek km za den a směr driftu se regionálně značně liší (obr. 15).



Obr. 15: Průměrná rychlost a směr driftu mořského ledu v období maximálního rozsahu mořského zámrzu mezi lety 1992–2014 (Thomas 2017).

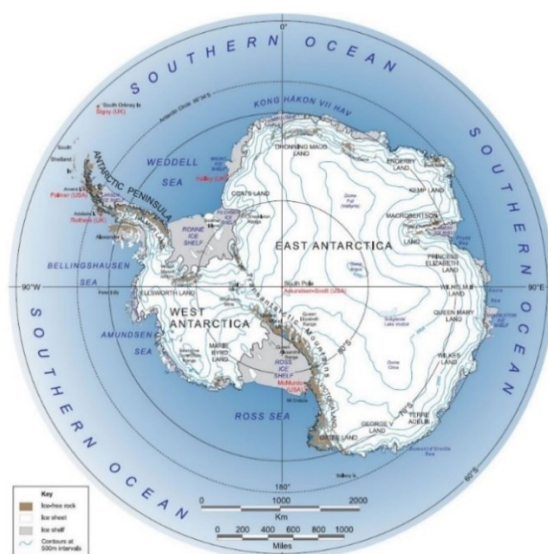
2 Faktory ovlivňující mořský zámrz

2.1 Oceán

Mořský zámrz kolem Antarktidy se téměř celý nachází v oblasti Jižního oceánu. Při maximálním rozsahu zámrz se jeho okraje dostávají i za tuto hranici severněji do nejižnějších částí Atlantského, Tichého a Indického oceánu.

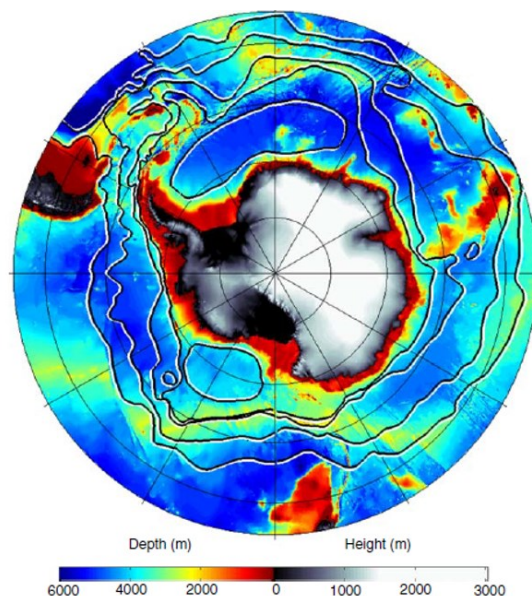
2.1.1 Základní fyzickogeografická charakteristika Jižního oceánu

Jižní oceán (obr. 16), se rozkládá na ploše téměř 22 mil km², což z něj činí druhý nejmenší oceán po Severním ledovém oceánu. Jižní oceán je na severu ohraničený rovnoběžkou 60° j. š. a na jihu pobřežím Antarktidy, které je omýváno oceánem ze všech stran. Při pobřeží Antarktidy se nachází několik okrajových moří, přičemž mezi nejvýznamnější patří Weddellovo moře na východ od pobřeží Antarktického poloostrova, Bellingshausenovo a Amundsenovo podél západního pobřeží téhož poloostrova a také Rossovo moře, které se nachází u Rossova šelfového ledovce. Ostrovy se v Jižním oceánu vyskytují především v oblasti Antarktického poloostrova, kde se nachází tisíce malých ostrovů, přičemž největším je Ostrov Alexandra I., jehož rozloha je 49 tisíc km².



Obr. 16: Mapa Antarktidy a Jižního oceánu (Geology 2024).

Podél antarktického pobřeží se nachází mělká oblast kontinentálního šelfu, který je široký 100 km, s výjimkou Antarktického poloostrova a oblasti Rossova moře, kde šelf dosahuje větší vzdálenosti od pobřeží (obr. 17). Dále od pobřeží se rozprostírají oceánské pánve s hloubkou přes 4000 m, ze kterých vystupuje několik oceánských hřbetů. Celková průměrná hloubka Jižního oceánu je 3270 m (Lotha 2024).



Obr. 17: Batymetrická mapa Jižního oceánu doplněná o topografii a Antarktidy (Thomas 2017).

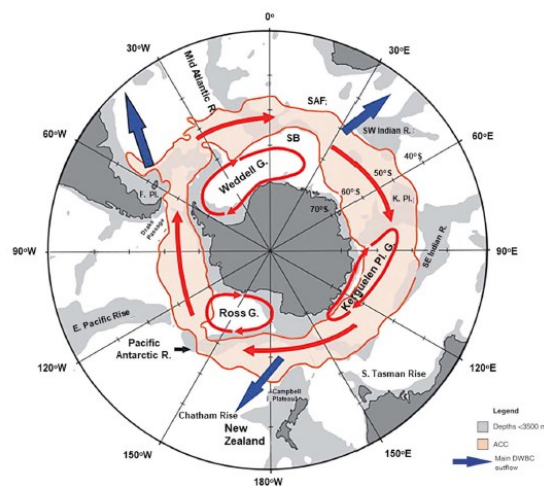
2.1.2 Oceánická cirkulace

Vodní masy v Jižním oceánu proudí kolem Antarktidy v hlubokém oceánu, což spolu se západními větry vede ke vzniku trvalého Antarktického cirkumpolárního proudu, nazývaného Západní příhon (obr. 18), jenž je největším oceánským proudem na světě, transportujícím v průměru 130 Sv vody západním směrem ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Meredith et al. 2011). V oblasti Drakeova průlivu transportuje až 173 Sv (Donohue et al. 2016). Takto velký objem přepravené vody je možný pouze díky šířce mořského proudu, která kolísá mezi 900 až 2000 km. Rychlost Západního příhonu je značně variabilní jak lokálně, tak v rámci vertikálního profilu. Nejpomalejší je proudění u mořského dna v hloubkách kolem 3000 m, kde se proudění pohybuje rychlostí v desetinách cm/s (Rintoul et al. 2014). Povrchová rychlost se pohybuje v rozmezí 25–40 cm/s (Nowlin, Klinck 1986). Ačkoliv k výměnám vodních mas mezi Západním příhonem a teplejšími severními a chladnějšími jižními vodami dochází, představuje Západní příhon významnou bariéru, která od sebe odděluje chladné vody polární zóny od teplejších vod subantarktických a subtropických, čímž výrazně přispívá chladnému klimatu Antarktidy.

Jižně od Západního příhonu se nachází několik cirkulárních příhonů, které proudí ve směru otáčení hodinových ručiček. Nejvýznamnější z nich je Weddellův příhon (obr. 18), který se nachází ve Weddellově moři při východním pobřeží Antarktického poloostrova. Za vznikem příhonu stojí především cyklona nacházející se ve Weddellově moři společně s orografií východního pobřeží Antarktického poloostrova. Každou vteřinu příhon přepraví přes 60 Sv

vody (Schröder, Fahrbach 1999). Transport 40 Sv vody zajišťuje Rossův příhon (obr. 18), který se nachází v Rossově moři mezi Západním příhonem a kontinentální Antarktidou (Mazloff, Heimbach, Wunsch 2010).

Příhony působí na souvislý mořský zámrz, rozbíjí jej a led poté driftuje ve směru proudění, přičemž část ledu na okraji příhonu se vlivem driftu dostane více severněji, kde následně v teplejších vodách roztaje (Vernet et al. 2019). Zbytek se koncentruje uvnitř, kde často přečká letní tání. Nejvýznamnější oblastí s takto nahromaděným ledem je oblast Weddelova příhonu.



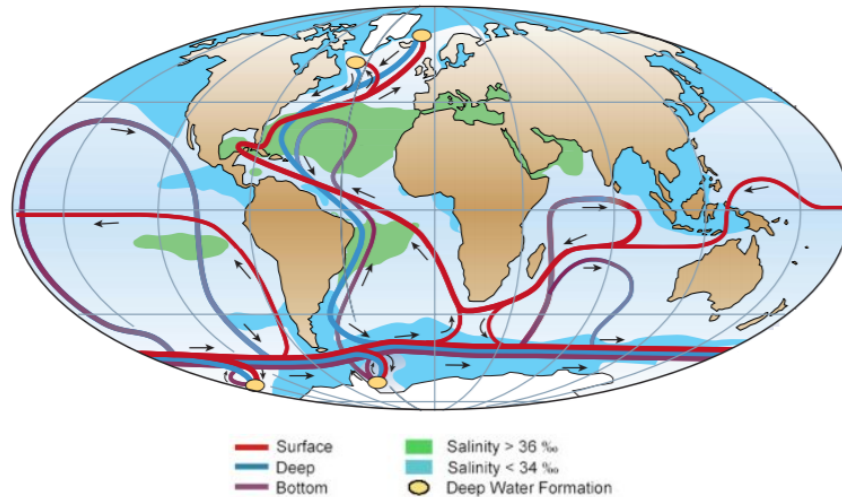
Obr. 18: Přehled nejvýznamnějších mořských proudů v Jižním oceánu. Západní příhon značený červeně, Weddellův, Rossův a Kerguelenův příhon je značen červenými šipkami. Modré šipky znázorňují oblasti odtoku (Vernet et al. 2019).

2.1.3 Termohalinní cirkulace

Termohalinní cirkulace (obr. 19) je systém oceánské cirkulace, který je řízen rozdíly v hustotě vody způsobenými změnami teploty a salinity, a právě oblast Jižního oceánu představuje významnou oblast, kde dochází k výraznému promíchávání mořské vody (ČMES 2024). Při pobřeží Antarktidy se vyskytují oblasti silnými výstupnými (angl. upwelling) a sestupnými (angl. downwelling) proudy. Důležitou roli v tomto koloběhu hraje také mořský zámrz, který při svém formování vylučuje velké množství soli, čímž se povrchová voda stává hustší a začne klesat do hloubky Jižního oceánu (Vernet et al. 2019). Hlavní oblastí formování hustější spodní vody jsou pobřežní polynie.

Pobřežní polynie generují velké množství ledových krystalků, které jsou však prouděním odneseny pryč dříve, než jsou schopné vytvořit souvislý mořský zámrz, díky čemuž v polynii vzniká slanější, chladná voda o vyšší hustotě než voda okolní a ta klesá do hloubky podél kontinentálního šelfu (Jeong et al. 2023).

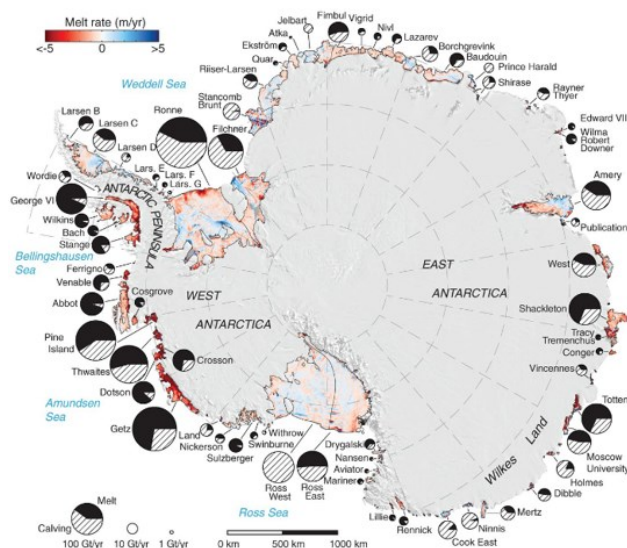
Vzestupné proudy termohalinní cirkulace u pobřeží Antarktidy jsou relativně teplé a mají zásadní vliv na bazální tání šelfových ledovců a mořského ledu (Minowa et al. 2021). Právě v takových oblastech často vznikají oceánské polynie, například Weddellova polynie (Cheon et al. 2015). Sezónní změny plochy mořského zámruzu mají vliv na termohalinní cirkulaci a změny v jeho rozsahu by v budoucnu mohly křehkou rovnováhu narušit.



Obr. 19: Termohalinní cirkulace se žlutě znázorněnými oblastmi zanořování vody (downwelling) (Rahmstorf 2002). Červenými šipkami je zobrazeno povrchové proudění, modrými hlubinné proudění a proudění při dnu oceánu je znázorněno fialovými šipkami. Globální rozložení salinity je znázorněno odstíny modré.

2.1.4 Šelfové ledovce a ledové hory

Šelfové ledovce vznikají na pevnině a nad mělké oblasti oceánského kontinentálního šelfu se z pevniny dostávají vlivem vnitřní deformace a gravitační síly. Jejich mocnost je až 1000 metrů, a na svém čele jsou zakončeny strmou ledovou bariérou, ze které se odlamují ledové kry a hory, které jsou součástí mořského zámruzu (Bmo 2014). Šelfové ledovce jsou častým rozhraním, na které je mořský zámruz přichycen (Bindschadler et al. 2011). Celková plocha, kterou šelfové ledovce při pobřeží Antarktidy pokrývají, je zhruba 1,5 mil km² (obr. 20), přičemž v posledních desetiletích dochází vlivem klimatické změny ke zvýšení telení čel ledovců, bazálního tání, sublimaci z povrchu a větrného driftu oddělených ledových hor do mořského zámruzu (Rignot et al. 2013).



Obr. 20: Mapa šelfových ledovců v oblasti Antarktidy (Rignot et al. 2013). Modré jsou oblasti šelfových ledovců, které přibývají a červené oblasti, které ubývají. Kruhové diagramy vyjadřují poměr úbytku mezi bazálním táním a telením čel ledovců.

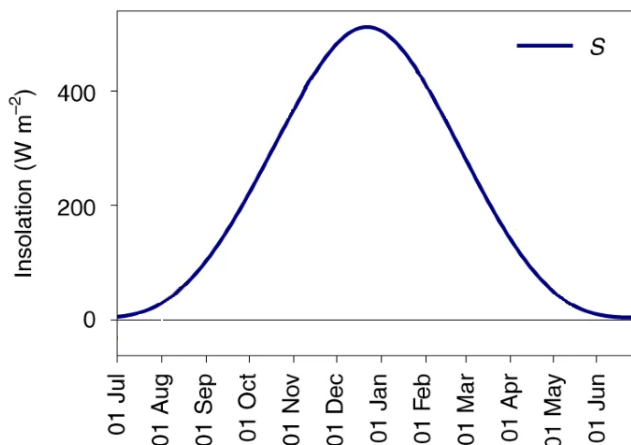
V případě tání šelfových ledovců a odlomených ledových hor z vrchní strany se může tavná voda dostat na povrch mořského zámru, kde sníží albedo a svojí přítomností napomáhá vzniku tavných rybníčků (MacDonald, Popović, Mayer 2020). Mořský led se oslabuje a narušuje se jeho kompaktnost, což následně zpětnou vazbou může působit na zvýšení telení šelfových ledovců a navýšení počtu uvolněných ledových hor. Některé studie však ukazují, že chladná tavná voda z šelfových ledovců a roztávajících ledových hor může naopak mořskému zámru pomoci v růstu (Mackie et al. 2020). Tím, jak se plocha šelfových ledovců mění, se mění i plocha mořského zámru, jelikož oblasti, kde šelfový ledovec ustoupil, jsou následující zimu často vyplněny mořským ledem.

2.2 Atmosféra

2.2.1 Sluneční záření a albedo

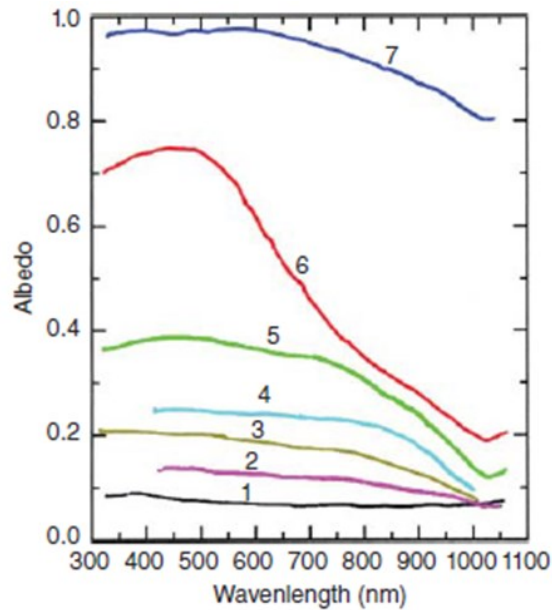
Vlivem sklonu zemské osy je množství energie slunečního záření dopadajícího na horní hranici atmosféry (insolace) v oblastech s mořským zámrem v průběhu roku nerovnoměrně rozloženo (obr. 21). Nejvíce záření na horní hranici atmosféry dopadá v prosinci a lednu v době letního slunovratu na jižní polokouli. V tomto období dosahuje hodnota insolace v oblasti Jižního oceánu přes 400 W/m^2 (Roach et al. 2022). Nejnížší hodnoty insolace na horní hranici atmosféry jsou zaznamenávány kolem zimního slunovratu v červnu a červenci, kdy jižně od polárního kruhu jsou po nějakou dobu dokonce nulové vlivem polární noci.

Množství záření, které dopadá na povrch mořského zámru, je zásadně ovlivněno množstvím oblačností. Hustá oblačnost může značnou část záření odrazit zpátky do vesmíru. Mořský zámrz má na množství oblačnosti zásadní vliv. V zimě absence mořského zámru v určité oblasti způsobuje větší výpar, což vede ke zvýšení oblačnosti o 20–30 % oproti oblasti pokryté mořským ledem (Frey et al. 2018).



Obr. 21: Průměrná intenzita slunečního záření dopadajícího slunečního záření na horní hranici atmosféry ve W/m^2 pro $64,5^\circ$ j. š. (Roach et al. 2022).

Sluneční záření pronikající atmosférou k zemskému povrchu, je následně z části absorbováno a z části reflektováno zpět do atmosféry. Hodnota odrazivosti, definuje tzv. albedo což je bezrozměrná veličina pohybující se mezi hodnotami 0 (tmavé povrchy), kdy je všechna energie pohlcena a hodnotou 1 (světlé, bílé povrchy), kdy je všechna energie odražena. Rozdíly albeda mezi otevřeným oceánem a mezi různými formami mořského ledu jsou značné (obr. 22). Albedo otevřeného oceánu je pouze 0,07, což znamená, že téměř všechno záření pohltí a jen nepatrné množství je odraženo zpátky do atmosféry (Brandt et al. 2005). Počáteční tenké vrstvy mořského ledu nemají albedo o moc vyšší, například pro nilas o tloušťce 3 cm je albedo 0,12. Tím, jak mořský led sílí a postupně mění svoji barvu ve světlejší, se albedo zvyšuje a u jednoletého 1,5 m tlustého ledu je již zhruba polovina záření reflektována zpět do atmosféry. Nejvyšších hodnot je dosaženo u silného ledu pokrytého sněhem, kde je zpět do atmosféry odraženo až 90 % záření.



Obr. 22: Křivky spektrálního albeda pro otevřený oceán a různé formy mořského zámru: 1) otevřený oceán, 2) 3 cm tlustý nilas, 3) 5 cm tlustý nilas, 4) mladý šedý led, 5) tlustý šedý led, 6) 140 cm tlustý led, 7) led pokrytý hlubokou vrstvou sněhu (Thomas 2017).

Značné rozdíly albeda mezi otevřeným oceánem a mořským zámrem pokrytým sněhem jsou spjaty s kladnou zpětnou vazbou, kdy tání zámru dále urychluje oteplování, což přispívá k rychlejšímu tání. Vliv této zpětné vazby lze dobře pozorovat při letním tání, kdy se s postupným snižováním plochy mořského zámru snižuje také albedo, což vede ke zvýšení přijaté energie oceánem, jež nadále urychluje tání ledu. Kromě sezónního tání mohou rozdílné hodnoty albeda na velké ploše mít vliv i sezonní rozdíly. Menší plochy a s nimi spojené nižší albedo mořského zámru v Antarktické oblasti v roce 2016 vedly k nižším plochám pokrytých mořským ledem v letech následujících (Riihelä, Bright, Anttila 2021).

2.2.2 Atmosférická cirkulace

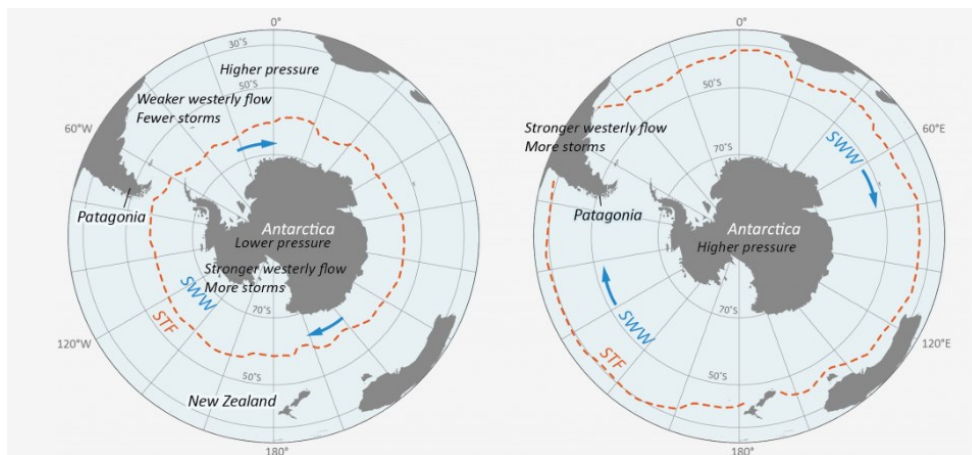
Systém atmosférická cirkulace v okolí Antarktidy se liší v závislosti na 2 oblasti. Oblast dále od pobřeží, kde se nachází brázda nízkého tlaku a převládá silné západní proudění, a pobřežní oblast, kde převažuje východní proudění spolu s katabatickými větry původem z kontinentální Antarktidy. Počasí na rozhraní těchto oblastí se často dynamicky mění, dochází k rychlým změnám tlaku a vytváření cyklón.

Významnou roli hraje tzv. Antarktická oscilace (SAM), která je definována jako rozdíl přízemního tlaku při hladině moře mezi 40° j. š. a 65° j. š. (Abram et al. 2014). Oscilace je buďto kladná, anebo záporná, přičemž v každé z fází má oscilace odlišné dopady na počasí (obr.

23). Změny tlaku vzduchu v těchto zeměpisných šířkách mají vliv na západní proudění, které se posouvá a mění svoji intenzitu na základě toho, ve které fázi se Antarktická oscilace nachází.

Při pozitivní fázi SAM se v nižších zeměpisných šířkách vyskytuje vyšší tlak, a naopak při pobřeží Antarktidy tlak nižší (Lee, Petersen, Lin 2019). Kladná fáze způsobuje zesílení západních větrů a jejich posun blíže k pobřeží Antarktidy, kde způsobují bouřlivější počasí. Kromě atmosféry zesiluje pozitivní fáze SAM i hlubokomořské vzestupné proudy, jež mají negativní vliv na šelfové ledovce, které se při této fázi častěji rozpadají (Rignot et al. 2019). Největší vliv má pozitivní fáze na Antarktický poloostrov, při které se oblast dostává vlhký, teplý oceánský vzduch.

Při negativní fázi SAM jsou zaznamenávány vyšší hodnoty tlaku nad Antarktidou a v nižších zeměpisných šířkách hlubší tlakové níže. Západní proudění je při této fázi slabší a posouvá se více k severu. Intenzita vzestupných proudů při pobřeží Antarktidy je nižší. Antarktický poloostrov je ovlivňován sušším a chladnějším vzduchem z kontinentu.



Obr. 23: Pozitivní fáze SAM a její projevy na pravé straně a negativní na levé straně. Západní větry jsou označeny modře a červeně je označeno rozhraní subtropického frontu (Davies 2022).

Vliv jednotlivých fází SAM na mořský led je často studován spolu s vlivem Jižní oscilace (ENSO), která se sice nachází dále od Antarktidy, ale i přesto ovlivňuje mořský zámraz. Vliv se často projevuje dipóly v koncentraci mořského ledu, kdy v jedné části antarktického pobřeží je koncentrace nižší a ve druhé naopak vlivem zvýšeného driftu vyšší. V případě souhlasných fází obou oscilací (La Niña/pozitivní SAM, popřípadě El Niño/negativní SAM) jsou anomálie plochy mořského zámrazu pozorovány především v oblastech Weddellova/Bellingshausenova moře a Amundsenova/Rossova moře (Wang et al. 2023a). Při nesouhlasných fázích (El Niño/pozitivní SAM, popřípadě La Niña/negativní SAM) jsou největší anomálie pozorovány

v letních a podzimních měsících v indické a západopacifické části Jižního oceánu (Yadav et al. 2022).

Dalším faktorem, který ovlivňuje variabilitu mořského zámru, jsou Rossbyho neboli planetární vlny. Tyto vlny vznikají v důsledku Coriolisova efektu a jsou definovány jako obrovské meandry ve výškovém tlakovém poli, které vytvářejí hřebeny vysokého tlaku a brázdy nízkého tlaku. Nejvyšší vliv Rossbyho vln na mořský zámru je v období růstu, kdy se podílí až na 50 % variability plochy mořského zámru v oblasti Antarktidy. (Kohyama, Hartmann 2016). Ve zbytku sezóny je však vliv Rossbyho vln mnohem menší.

Nezanedbatelný vliv na mořský led mají i tzv. atmosférické řeky (angl. atmospheric river). Zde se jedná o dlouhé, relativně úzké pásy v atmosféře, které přinášejí do chladných oblastí v okolí Antarktidy vlhký a teplejší vzduch z nižších zeměpisných šířek. Atmosférické řeky jsou zásadní hlavně pro okrajové části mořského zámru, kde mohou způsobit úbytek mořského ledu rychlostí až 10 % za den (Liang et al. 2023). Zásadní vliv mají atmosférické řeky v letním období, kdy teplý a vlhký vzduch způsobí nad mořským ledem déšť, což zásadně urychluje jeho tání.

Ačkoliv největší vliv na mořský zámru má troposféra, vyšší vrstvy atmosféry mají na mořský zámru také vliv. Zhruba ve výšce 20 km nad zemským povrchem se nachází ozonová vrstva, která je již několik desetiletí v oblasti Antarktidy narušena a hovoří se o ozonové díře. Společně s ozonovou vrstvou se v atmosféře tvoří vysoké, polární stratosférické oblaka, jejichž přítomnost má vliv na množství odraženého dlouhovlnného infračerveného záření a tím také na celkovou energetickou bilanci systému zemský povrch-atmosféra. V posledních letech se ozonová díra začíná pozvolna zacelovat, což způsobuje snížení tvorby polárních stratosférických oblaků. Díky nižší tvorbě oblaků se k povrchu dopadá méně infračerveného záření, jež vede k ochlazení Jižního oceánu a nárůstu plochy mořského zámru (Xia et al. 2020).

Částečně lze variabilitu plochy mořského zámru vysvětlit i pomocí dálkových vazeb, při nichž může jedna oblast ovlivňovat jinou, která je vzdálená tisíce až desetitisíce km. V případě mořského zámru se ovlivňují obě polární oblasti navzájem, kdy zmenšení plochy mořského zámru v jedné oblasti může zapříčinit úbytek mořského ledu v druhé polární oblasti (England, Polvani, Sun 2020).

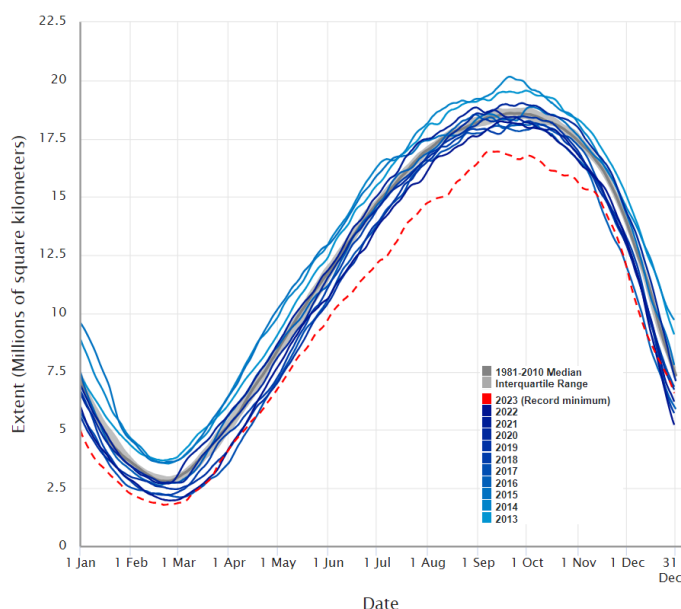
3 Změny mořského zámru v Antarktidě v posledních desetiletích

Pozorování změn mořského zámru v Antarktidě se dá v zásadě rozdělit na období před a po začátku družicového měření, které začalo roku 1979. Tato kapitola se bude věnovat změně plochy mořského ledu od roku 1979 do roku 2023.

3.1 Časová variabilita v rámci celé Antarktidy

Z hlediska rozsahu a koncentrace mořského ledu je možné období od roku 1979 do současnosti rozdělit na dva časové úseky se zcela opačnými trendy. První, které pokrývá úsek 1979–2015, kdy docházelo k mírnému nárůstu celkové plochy mořského zámru rychlostí 1,95 % za desetiletí, a druhé období od roku 2016 do současnosti, s opačným trendem, při kterém jsou zaznamenávány rekordně nízké plochy mořského ledu (Suryawanshi et al. 2023).

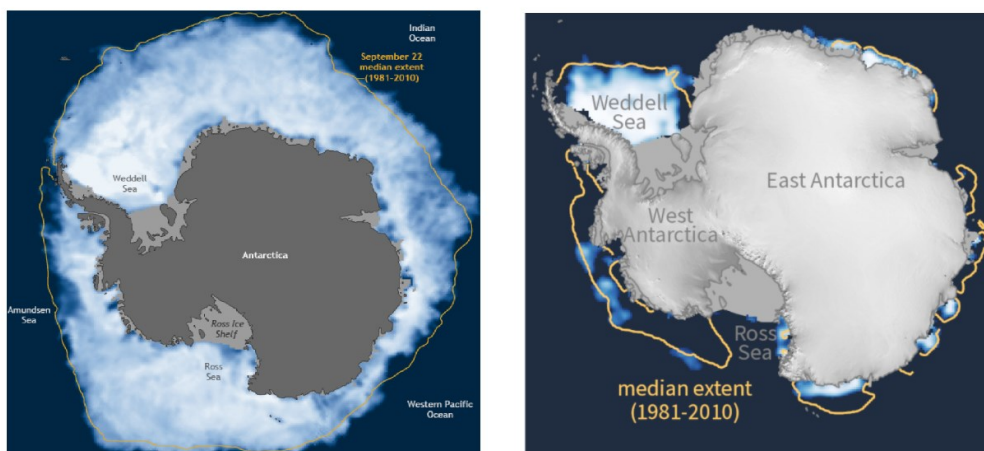
Změny plochy mořského zámru proměňovala v průběhu posledních 10 let a porovnání vůči průměru 1981–2010 lze vidět na (obr. 24). Lze na něm pozorovat výše popsany trend, kdy světle modré křivky (období 2013–2016), představovaly vyvrcholení mírného nárůstu a mírně nadprůměrné hodnoty oproti průměru z roku 1981–2010 (NSIDC 2024). Naopak poslední roky, reprezentované tmavě modrými a červenou křivkou, ukazují nižší až rekordně nízké hodnoty plochy od roku 1979.



Obr. 24: Sezónní rozsah mořského ledu [mil km²] za období 2013-2023 modře a červeně (NSIDC 2024). Šedá křivka znázorňuje průměrné plochy mořského ledu za období 1981–2010.

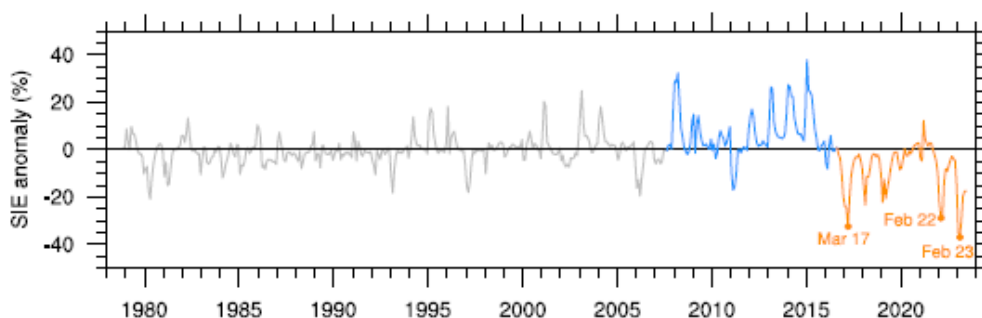
Absolutně největší plocha mořského zámru, byla zaznamenána 22. 9. 2014 na konci zimního období, kdy mořský zámrz pokrýval plochu 20,11 mil km² (obr. 25). Při této situaci led zasahuje v oblasti východní části Weddellova moře výrazně přes 60° j. š., a jediné místo na pobřeží, které není zcela obklopeno mořským ledem, je severozápadní část Antarktického poloostrova.

Nejnižší plocha (obr. 25), 1,91 mil km², byla zaznamenána 13. 2. 2023 (Scott 2024). Rekordní minima jsou oproti maximu mnohem vyrovnanější a za posledních několik let se odlišuje pouze mírně. Při únorových minimech se zbytky ledu koncentrují pouze v oblasti Weddellova moře a při pobřeží Antarktidy.



Obr. 25: Absolutně nejvyšší plocha pokrytá mořským zámrzem 22. 9. 2014 napravo a nejnižší 13. 2. 2023 nalevo (Scott 2024).

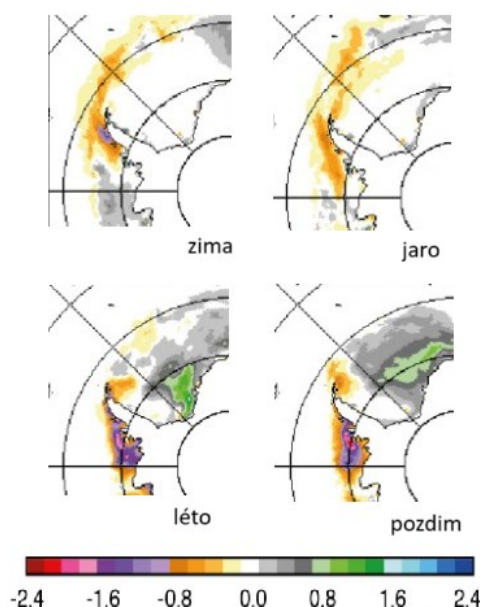
Kromě změny celkové plochy mořského zámru v absolutních hodnotách lze změny pozorovat také na zvyšující se relativní odchylce v % od dlouhodobého průměru (1979-2022) v rámci jednotlivých měsíců (obr. 26). Zde lze časové období rozdělit na tři dílčí úseky. První od roku 1978 do 2007, kdy odchylky jednotlivých měsíců vůči dlouhodobému průměru jsou ve většině případů v jednotkách % (Purich, Doddridge 2023). Poté se amplituda odchylek postupně zvětšuje, což lze vidět v období 2008-2015, kdy je většina odchylek kladná a dosahuje v některých měsících až 25 %. Podle autorů, je zlomový rok 2016, od kterého jsou odchylky téměř pro všechny měsíce v roce výrazně záporné a vrcholí absolutním minimem v lednu a únoru 2023, kdy tyto odchylky představují nižší celkovou plochu mořského zámru až o 37 % oproti průměru 1979-2022.



Obr. 26: Relativní měsíční anomálie plochy mořského ledu za období 1978-2023 vůči průměrným měsíčním hodnotám za období 1979-2022 (Purich, Doddridge 2023).

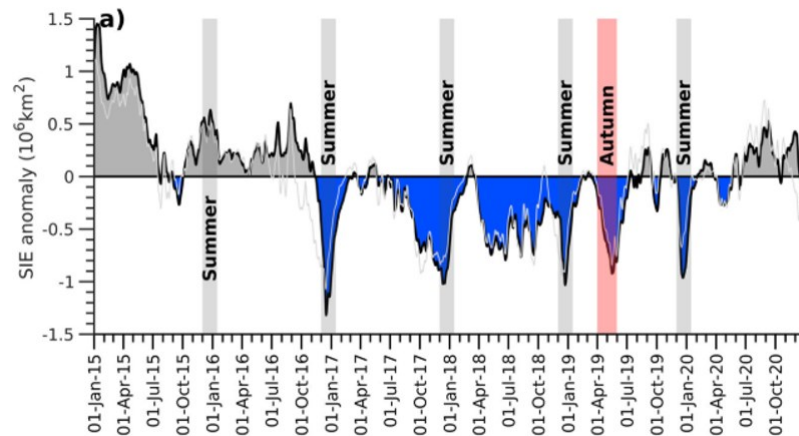
3.2 Změny v oblasti Antarktického poloostrova

Změny mořského zámru v oblasti Antarktického poloostrova se dají rozdělit na západní oblast Bellingshausenova moře a východní oblast Weddellova moře. V oblasti Weddellova moře se meziroční koncentrace mořského ledu 1978-2012 příliš neměnila (obr. 27). Mírný nárůst byl zaznamenán ve východní části Weddellova moři, a naopak k mírnému úbytku docházelo při nejsevernější části Antarktického poloostrova, především v létě a na podzim (Davies 2023). V Bellingshausenovu moři lze v tomto období pozorovat výrazné meziroční úbytky plochy mořského zámru, dosahující při jižním pobřeží Antarktického poloostrova v letních a podzimních měsících, rychlostí až 2 % ročně.



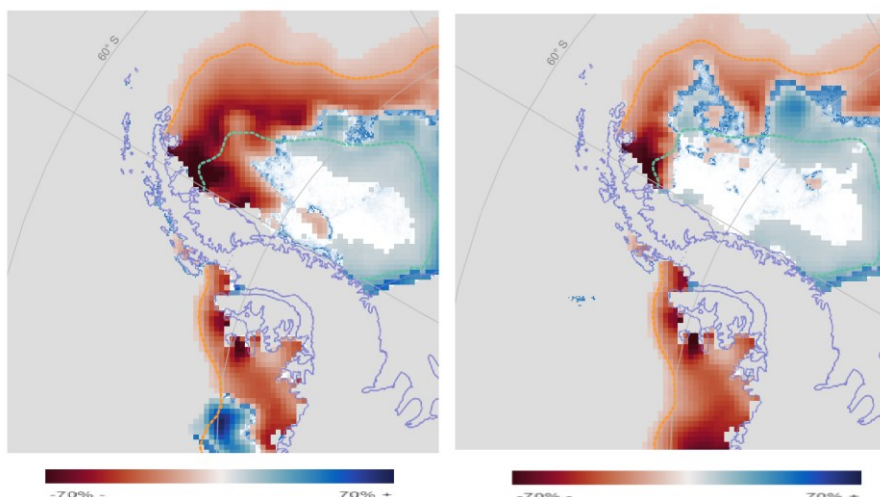
Obr. 27: Průměrná meziroční změna koncentrace ledu v % pro oblasti Antarktického Poloostrova v jednotlivých ročních obdobích v letech 1979–2012 (Davies 2023).

Zlomový byl rok 2016, od kterého i Weddellovo moře začaly vyskytovat úbytky mořského ledu. Tyto úbytky byly největší v období léta a podzimu (obr. 28), kdy odchylky dosahovaly i přes 1 mil km² oproti období 1979- 2008 (Jena et al. 2022). V zimě a na jaře odchylky nebyly tak velké a blížily se dlouhodobému průměru.



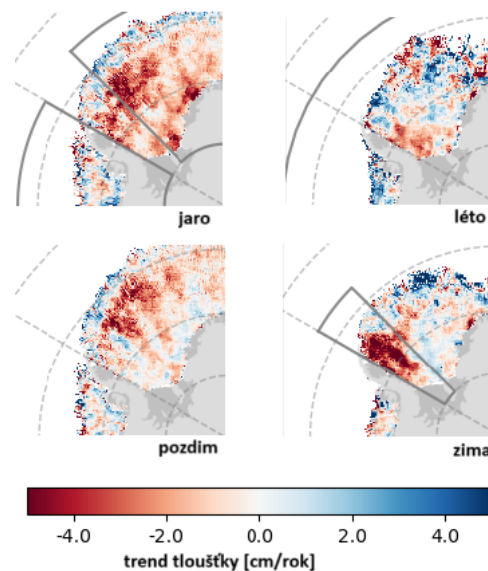
Obr. 28: Odchylky plochy mořského ledu ve Weddellově moři [mil km²] mezi lety 2015-2020 (Jena et al. 2022).

Nejmenší plocha mořského zámrazu v okolí Antarktického poloostrova byla zaznamenána v létě roku 2022 a 2023 (obr. 29). V obou letech se podél západního pobřeží Antarktického poloostrova v únoru nevyskytoval kromě ojedinělých zbytků při pobřeží téměř žádný led (Nilas 2023). V oblasti Weddellova moře byla zaznamenána odchylka oproti průměru 1981-2010 především v severní části poloostrova.



Obr. 29: Měsíční odchylka plochy mořského zámrazu v únoru roku 2022 nalevo a 2023 napravo (Nilas 2023). Oranžová linie označuje průměrnou hranici 15% koncentrace mořského zámrazu a zelená 80 % za období 1981-2010.

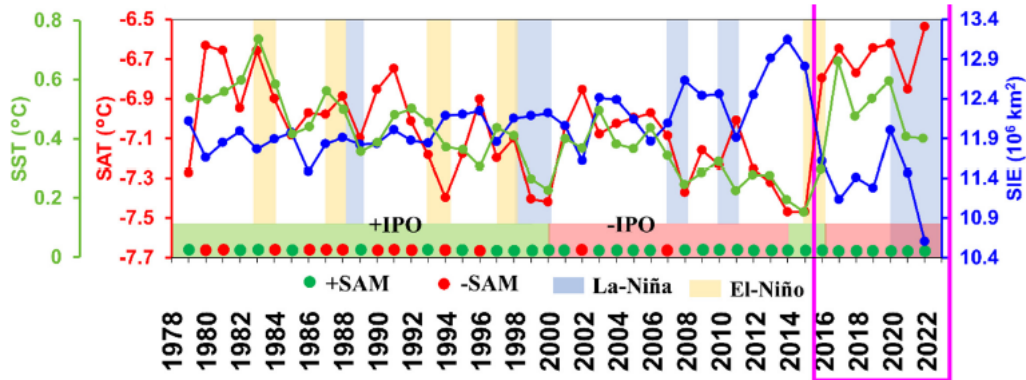
Kromě plochy mořského ledu dochází i ke změnám v jeho objemu a tloušťce (obr. 30). Největší změny lze pozorovat v oblasti Weddellova moře při východním pobřeží Antarktického poloostrova, kde docházelo mezi lety 2010- 2022 ke ztenčování ledu rychlostí 1,6 cm za rok, přičemž v období podzimu až o 4 cm (Fons, Kurtz, Bagnardi 2023). Podél západním pobřeží poloostrova v oblasti Bellingshausenova moře není trend tak znatelný, a dokonce dochází lokálně k nárůstu tloušťky a zesilování mořského zámru.



Obr. 30: Sezónní trend tloušťky mořského ledu v letech 2010–2021 (Fons, Kurtz, Bagnardi 2023). Červené hodnoty znázorňují oblasti, kde dochází ke ztenčování a modré kde led sílí.

3.3 Možné příčiny a důsledky změny trendu po roce 2016

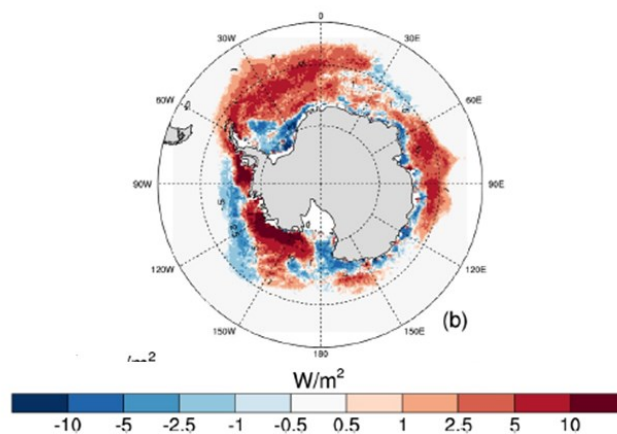
Za zmenšením plochy mořského zámru po roce 2016 stojí několik vzájemně působících faktorů (obr. 31), mezi které se řadí fáze -SAM a El-Niño (Suryawanshi et al. 2023). El-Niño, které dosáhlo svého vrcholu na přelomu roku 2015/2016 přispělo k výrazným anomáliím povrchové teploty moře v extratropických částech Rossova, Amundsenova a Bellingshausenova moře (Stuecker, Bitz, Armour 2017). K tomu přispěl negativní fáze SAM, který v listopadu 2016 zaznamenal druhou nejnižší hodnotu za celou dobu měření. Kromě zvýšeného tání ledu měly tyto faktory také vliv na teplotu moře i vzduchu, které také zaznamenaly prudký nárůst.



Obr. 31: Průměrné roční rozsahy mořského ledu 1979-2022 (modře), přízemní teploty vzduchu (červeně), teplota povrchu moře (zeleně), index +SAM (zelené tečky), index -SAM (červené tečky), El-Niño (žluté pruhy), La Niña (šedé pruhy) (Suryawanshi et al. 2023).

Další příčinou mohly být planetární vlny a zesílené meridionální proudění, které vedlo k silnému tepelného toku jižním směrem a přispělo tak k ústupu zámrazu v oblasti Rossova moře a Indického oceánu (Turner et al. 2017). Podle reanalýzy ECMWF stála za rychlým úbytkem mořského zámrazu na počátku období tání v roce 2016 pozitivní fáze SAM, jež vedla k silnému meridionálnímu proudění a neobvykle silné advekci tepla směrem k jihu (Schlosser, Alexander Haumann, Raphael 2018).

Úbytek mořského ledu po roce 2016 způsobil další oteplování oblasti v souvislosti se snížením albeda. Oblast mořského zámrazu v Jižním oceánu odrážela v období 2016-2023 v průměru o 0,85- 0,98 W/m² méně oproti období 1980-1988 (Duspayev 2024). Lokální změny energie absorbované povrchem jsou značně variabilní (obr. 32) a pohybují se v rozmezí od -5 W/m² do +10 W/m².



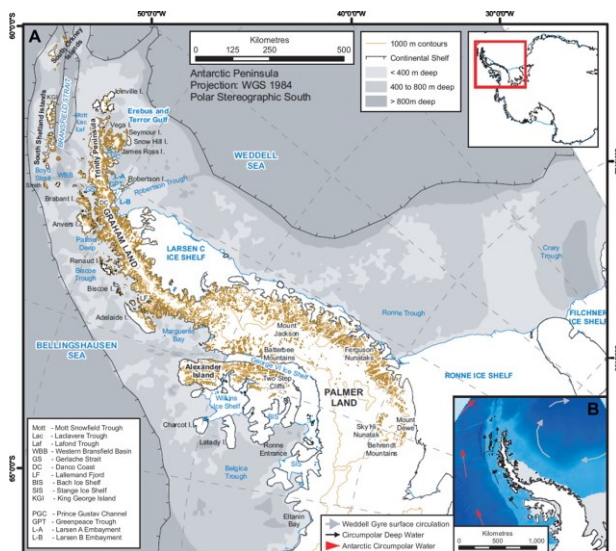
Obr. 32: Změna v energii absorbované povrchem [W/m²] v letech 2016-2023 vůči období 1980-1988 (Duspayev 2024).

4 Zájmová oblast

4.1 Fyzickogeografická charakteristika

Antarktický poloostrov je 1300 km dlouhý a značně členitý poloostrov, který se dále dělí na jižní Palmerovu zemi a severní Grahamovu zemi (obr. 33). Poloostrov je obklopen Bellingshausenovým mořem na západě, Weddellovým mořem na východě a Drakeovým průlivem na severu, který ho odděluje od pobřeží Jižní Ameriky (Ray 2023). Západní pobřeží je ovlivňováno především Západním příhonem, který poloostrov obtéká od západu až jihozápadu, východní pobřeží ovlivňuje především Weddellův příhon.

Napříč poloostrovem se až k 63° j. š. rozprostírá pohoří s průměrnou výškou 1500 m a šířkou 70 km. Z celkové plochy 522 000 km² je až 80 % plochy pokryto ledovcem o průměrné tloušťce 500 m (Davies et al. 2012). Největší odledněná území se nacházejí v oblasti Grahamovy země a na přilehlých ostrovech především v oblasti Jižních Shetland, ostrova Jamese Rosse, východní části Alexandrova ostrova a poloostrova Trinity (Roberts et al. 2009). Při západním pobřeží se nachází Larsenův šelfový ledovec, který v posledních desetiletích prošel dynamickým vývojem, kdy se jeho značná část na přelomu století rozpadla, dále na jihu se nachází šelfový ledovec Filchnerův-Ronneové (Aberle et al. 2023).



Obr. 33: Velká mapa Antarktického poloostrova s vyznačenou orografií (A) a malá mapa s vyznačeným prouděním v okolí poloostrova (B) (Davies et al. 2012).

Západní část poloostrova je ovlivněna vlhkým západním prouděním, jehož pronikání na východní část zabraňuje centrální pohoří, což zapříčiňuje převládající oceánské vlhké klima v západní části a kontinentální sušší klima ve východní části poloostrova (Vaughan et al. 2003).

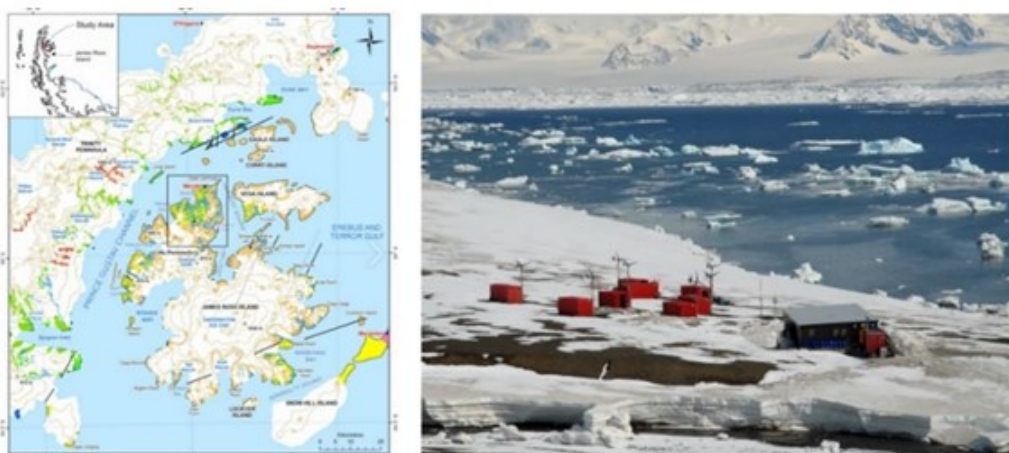
Oproti kontinentální části Antarktidy je klima relativně mírné a teploty vzduchu při pobřeží v severní části poloostrova během letních měsíců pravidelně překračují bod mrazu. Většina srážek spadne v podobě sněhu, ale v severní části Antarktického poloostrova téměř 40 % tvoří kapalné srážky (Vignon et al. 2021). Rozdílné klimatické podmínky mezi západním a východním pobřežím, lze doložit například počtem dní s výskytem kapalných srážek na stanici Vernadsky, kde se jich vyskytuje až 105 ročně.

Budoucí vývoj klimatu v oblasti Antarktického poloostrova je nejistý. Klimatické emisní scénáře předpokládají, že průměrná teplota naroste o 1,3 °C až 4,8 °C a dojde k nárůstu srážek až o několik desítek %, jejichž podíl v kapalném stavu také výrazně naroste (Bracegirdle et al. 2020).

4.2 Stanice

4.2.1 Stanice J. G. Mendela

Stanice Johanna Gregora Mendela (dále Mendel) představuje jedinou českou stanici v Antarktidě, která je pojmenovaná po zakladateli genetiky J. G. Mendelovi (obr. 34) Stanice se nachází na severozápadním pobřeží ostrova Jamese Rosse zhruba 100 m od pobřeží průlivu Prince Gustava v nadmořské výšce 10 m n. m., na souřadnicích (63°48' j. š., 57°53' z. d.) (obr. 34). Otevření stanice proběhlo v roce 2007 zakladatelem Pavlem Proškem a od té doby slouží k sezónnímu výzkumu v období antarktického léta. Kapacita stanice je 15–20 osob, jež tvoří převážně vědci a technici z Masarykovy univerzity, která je vlastníkem stanice (AFCZ 2024).



Obr. 34: Mapa zobrazující Ostrov Jamese Rosse a okolí nejsevernější části Antarktického poloostrova s vyznačením stanice Mendel (vlevo) (AFCZ 2024). Snímek stanice Mendel (vpravo) (MUNI 2024).

Místo bylo před stavbou vědecké stanice nepříliš probádané a tím, že se nachází v oblasti dopadů klimatických změn, představuje širokou oblast možností výzkumu. Bylo zde objeveno několik endemických organismů (Prošek 2013). Výzkum na stanici, do kterého se zapojují jak české, tak zahraniční instituce, pokrývá širokou škálou vědeckých disciplín, mezi které náleží geologie, geomorfologie, klimatologie, botanika, ichtyologie, mikrobiologie, ornitologie a další.

4.2.2 Esperanza

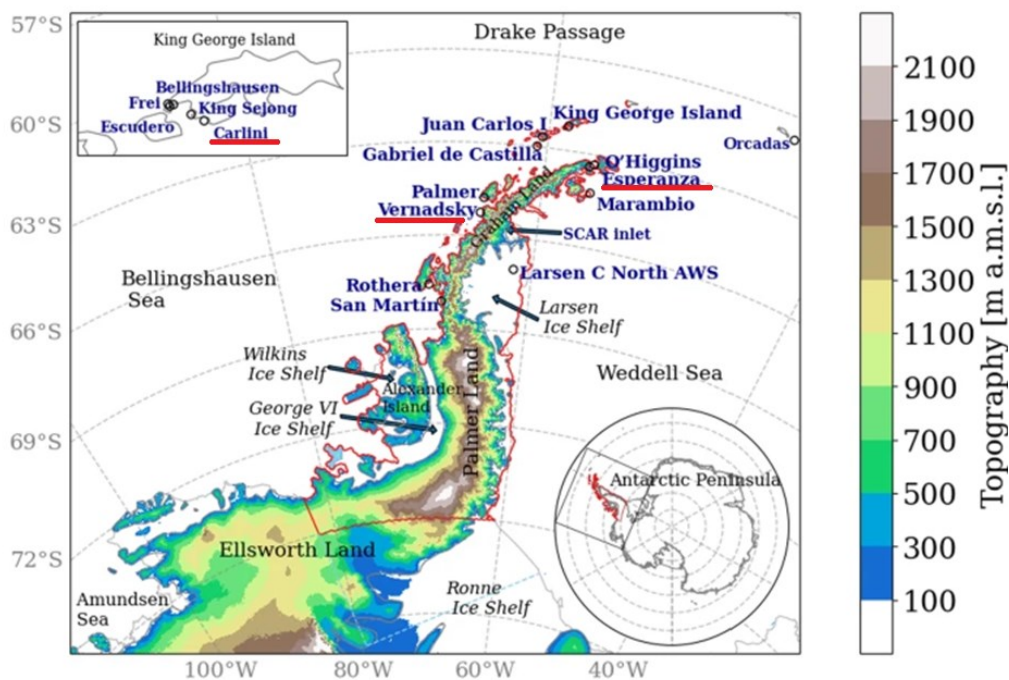
Stanice Esperanza (63°24' j. š., 56°59' v. d.), je jednou z nejstarších stanic nacházející se na antarktickém kontinentě. Tato argentinská stanice byla založená roku 1953 (obr. 35). Stanice se nachází v nejsevernější části poloostrova Trinity na rozhraní východní a západní pevninské části Antarktického poloostrova (obr. 36).

Jde o celoroční stanici s průměrnou kapacitou zhruba 40 osob, mezi nimiž jsou kromě vědců i příslušníci argentinské armády, piloti a jejich rodiny. Lokalita stanice a její vybavení, jež obsahuje například základní školu, kapli či poštovní stanici, sem každoročně přitahuje více než 1000 turistů (Marambio 2024).



Obr. 35: Snímek stanice Esperanza (Godot 2016).

Oblast výzkumu je i zde široká, vědci se zabývají glaciologií, klimatologií, seismologií, paleontologií, limnologií, ekologií, environmentálním managementem a studií rozsáhlé škály ekosystémů a živočišných druhů – například tučňáků (Marambio 2024). Kromě výzkumu a turistiky stanice poskytuje zázemí pro zahraniční výzkumné expedice, včetně přístavu pro lodě, heliport, zdravotnické zařízení či centrum pro pátrací akce.



Obr. 36: Poloha vybraných vědeckých stanic v oblasti Antarktického poloostrova (Gorodetskaya et al. 2023).

4.2.3 Carlini

Další argentinskou vědeckou stanicí je stanice Carlini (obr. 37), dříve známá také pod názvem Jubany, jejíž počátky sahají stejně jako u Esperanzy do roku 1953 (Dbpedia 2014). Stanice (62°14' j. š., 58°40' z. d.), se nachází v zátocce Potter na východním pobřeží ostrova krále Jiřího, jenž je součástí souostroví Jižních Shetland (obr. 36). Kromě této stanice se v oblasti Jižních Shetland nachází dalších 10 stanic, z nichž většina je provozována celoročně.



Obr. 37: Fotografie stanice Carlini (Dbpedia 2014).

V současné podobě funguje stanice přibližně od roku 1982, do té doby se využívala spíše pro vojenské účely. V současné době je stanice uzpůsobena celoročnímu provozu, a kromě vědců, posádku stanice tvoří armáda. Výzkum na stanici se zaměřuje převážně na biologická témata, mezi která se řadí například monitorování populací ploutvonožců a tuleňů, hydrochemie, výzkumem bentické fauny, ichtyologií, geologie, klimatologie či měření skleníkových plynů (Marambio 2024).

4.2.4 Vernadsky

Původně britská stanice, která byla založena již v roce 1947, od roku 1996 se nazývá Vernadsky a je pod správou Ukrajiny (obr. 38). Stanice ($65^{\circ}15'$ j. š., $64^{\circ}16'$ z. d.), se nachází nedaleko západního pobřeží Antarktického poloostrova v Argentinském souostroví na ostrově Galindez, což z ní činí nejjihnější stanici v rámci zájmového území (obr. 36). Stanice funguje celoročně, přičemž v zimním období se na stanici nachází 12–14 výzkumníků (UAC 2024).



Obr. 38: Snímek stanice Vernadsky (UAC 2024).

Stanice se zabývá především meteorologií, klimatologií, geofyzikou a biologií. Při výzkumu klimatu, může využívat jednu z nejdelších časových řad ze všech antarktických stanic, kdy se teplota vzduchu měří souvisle už od roku 1947. Výzkum na stanici se dále zabývá například přenosem rádiových vln v atmosféře pomocí radiosond (Doronina et al. 2023).

5 Data a metodika

5.1 Výběr dat a vymezení oblasti

Následující kapitola popisuje na základě, jakých kritérií byla vybrána data staničních měření teploty vzduchu a mořského ledu. Na Antarktickém poloostrově se nachází desítky stanic, jež mají časové řady teploty vzduchu o různé délce a různé kvalitě záznamů. Stejně tak se data o mořském ledu dají využívat z více zdrojů, které se odlišuje délkou záznamů i prostorovým rozlišením.

5.1.1 Teplota vzduchu

Jako hlavní datový zdroj průměrné denní teploty vzduchu byla vybrána klimatická databáze NOAA (<https://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/search>), která obsahuje rozsáhlé množství časových řad pro více než 10 stanic v oblasti Antarktického poloostrova po dobu několika desítek let. Zájmové stanice byly vybrány na základě dvou kritérií:

1. Daná stanice disponovala vysokou četností záznamů v rámci sledovaného období bez výpadků měření nebo chybných záznamů.
2. Výběr stanic podle geografické polohy tak, aby vzdálenost mezi stanicemi byla dostatečně velká a stanice byly rozmístěny jak na východní, tak na západní části Antarktického poloostrova.

Na základě těchto kritérií byly vybrány stanice Vernadsky, Carlini a Esperanza, pro které byla stažena data o průměrné teplotě vzduchu za období 1. 1. 2013 - 31. 12. 2023 ve formátu Custom GHCN-Daily CSV (NCDC 2024). K těmto třem stanicím byla ještě stanice Mendel, ke které byla data poskytnuta vědci z Geografického ústavu Masarykovy univerzity v Brně.

Celé studované období zahrnovalo celkem 4017 dní, ze kterých byla zcela kompletní data pouze pro stanici Mendel, u stanice Esperanza chybělo 17 záznamů, Carlini 16 a u stanice Vernadsky 410 dní, z čehož chybělo 11 souvislých měsíců v období listopadu 2014 do října 2015.

Chybějící záznamy byly doplňovány v několika krocích. Jako první byla využita databáze OGIMET (<https://www.ogimet.com/>), kde na základě kódů Světové meteorologické organizace (WMO) stanic (Esperanza: 88963, Carlini: 89053 a Vernadsky: 89063) byly dohledány chybějící záznamy stanic v době chybějících záznamů. Po doplnění z databáze OGIMET, chybělo pro Esperanzu 5 dní, pro Carlini 2 dny a pro Vernadsky 58 dní (Ogimet 2024). "

Pro doplnění stanice Vernadsky byla využita teplotní řada 56 km vzdálené stanice Palmer, jejíž datová řada byla získána z databáze NOAA a OGIMET. V programu MS Excel byl vypočítán

korelační koeficient mezi oběma stanicemi, který potvrdil těsnou závislost teploty vzduchu na těchto stanicích. Následně byly lineární regresí doplněny chybějící záznamy, díky čemuž se počet neznámých hodnot pro stanici snížil na 20. Poslední chybějící záznamy byly doplněny interpolací na základě hodnot z okolních dnů. Výsledkem byly kompletní datové řady pro 4 vybrané stanice v časovém úseku 1. 1. 2013 - 31. 12. 2023 s celkovým počtem 4017 záznamů.

5.1.2 Mořský zámrz

Existuje několik veřejně přístupných databází, které poskytují informace o mořském zámru od počátku družicového měření, které začalo v roce 1978–1979. Pro obě polární oblasti zaznamenává data NSIDC (National Snow and Ice Data Center), dostupná online na https://nsidc.org/data/seaice_index, který poskytuje analýzy koncentrace mořského ledu ve formátech PNG, GeoTIFF, CSV či Shapefile v období 1979–2024 v rozlišení 25 km (NSIDC 2024). Data o stejném rozlišení poskytuje také ASF (Alaska Satellite Facility) dostupná online na <https://asf.alaska.edu/datasets/daac/sea-ice-measures/> a několik dalších institucí. Ačkoliv by pro analýzu vlivu mořského zámru bylo vhodné analyzovat co nejdelší časovou řadu, rozlišení 25 km je pro určení koncentrace mořského ledu v členitém pobřeží Antarktického poloostrova nedostatečné.

Z tohoto důvodu byla jako zdroj dat vybrána databáze mořského ledu Univerzity v Brémách, kde jsou od poloviny roku 2012 pomocí algoritmu ASI (ARTIST Sea Ice) na základě dat z radiometru ASMR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) dostupná data s rozlišením 3,125 km. ASMR2 je japonský radiometr umístěný na satelitu, který obíhá od roku 2012 Zemi ve výšce 699,6 km, kde snímá zemský povrch s prostorovým rozlišením 10 km (Earthdata 2024). Dále poskytuje data o rychlosti větru nad oceány, vodní páře, vlhkosti půdy a koncentraci mořského ledu. Univerzita v Brémách mikrovlnná data pomocí algoritmu ASI interpoluje a kalibruje, čímž docílí zvýšení prostorového rozlišení až na výsledných 3,125 km (UB 2024).

Z důvodu celoročního pokrytí daty s nejvyšším rozlišením, bylo zvoleno zájmové období 1. 1. 2013 – 31. 12. 2023 čili 11 let, kdy je pro každý den zaznamenána průměrná koncentrace mořského ledu na škále 0–100. S 11 dny chybějících dat, kdy data chybí z důvodu úpravy dráhy či kalibrace satelitu (UB 2024). Univerzita poskytuje data pro různé oblasti Antarktidy s maskou pevniny či bez ní, přičemž pro detailní koncentraci mořského zámru při pobřeží byla vybrána data bez masky pro celou Antarktidu dostupná online na https://data.seaice.uni-bremen.de/amr2/asi_daygrid_swath/s3125/.

Následně byly data stažena ve formátu HDF pomocí bash scriptu (Linux) s trojnásobným vnořeným cyklem pro rok, měsíc a den. Data byla následně převedena do formátu NetCDF pomocí nástroje Ncopy, díky čemuž byla vytvořena vstupní vrstva koncentrace mořského ledu pro každý den ve vhodném formátu pro další zpracování v ArcGIS Pro a programu R.

5.2 Metodika

5.2.1 Vymezení oblasti v ArcGIS Pro

Jelikož stažená data koncentrace mořského ledu jsou pro celou Antarktidu bez pevninské masky, z důvodu zvýšení rozlišení pobřežních oblastí, bylo nutné vytvořit další vrstvy, které budou vymezovat pouze zájmovou oblast.

Pro posuzování vlivu koncentrace mořského zámru na průměrnou denní teplotu vzduchu na stanicích bylo vytvořeno několik oblastí v severní části Antarktického poloostrova (obr. 39).

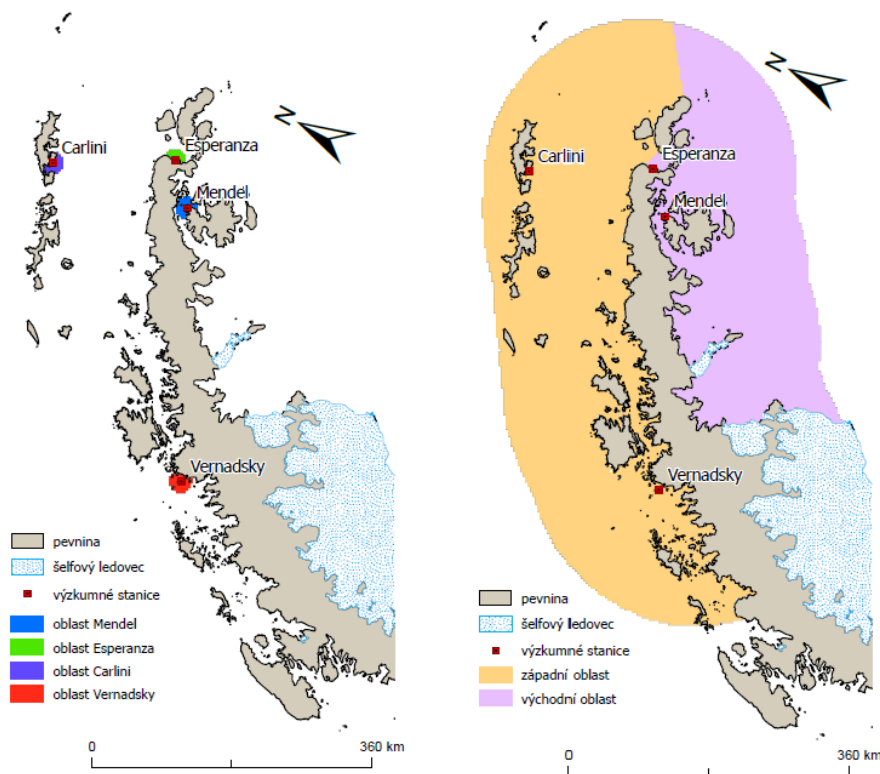
- 1) Oblast o poloměru 15 km kolem každé ze stanic (4 oblasti) oříznutá o pevninu.
- 2) Oblast o poloměru 200 km od hřbetu Antarktického poloostrova byla rozdělena na tři oblasti: na východní oblast, západní oblast a východní a západní část dohromady.

Jako podkladové vrstvy pro vymezování oblastí, byla využita data z Antarktické digitální databáze dostupné na <https://add.scar.org/>, odsud byly využity vrstvy: polygonová vrstva pobřeží o vysokém rozlišení a vrstva vrstevnic po 100 m (ADD 2024). Dále byla využita vrstva snímku koncentrace mořského ledu pro jeden den o rozlišení 3,125 km ve formátu GeoTIFF z dat Univerzity v Brémách.

Další zpracování probíhalo v programu ArcGIS Pro, ve kterém byla dále vytvořena bodová vrstva s polohou čtyř vybraných stanic. Okolo stanic byla vytvořena 15 km zóna, která byla oříznuta o polygonovou vrstvu pobřeží a následně převedena na rastrovou vrstvu o rozlišení 3,125 km, kde oblast rastru stanic měla hodnoty 1, 2, 3, 4. Všechny vrstvy byly sjednoceny do WGS 84. Byla vytvořena 200 km zóna rozdělena na východní a západní část, která byla oříznutá o polygonovou vrstvu pobřeží a následně převedena na rastrovou vrstvu o rozlišení 3,125 km, kde jednotlivé oblasti měly hodnotu 1, 2.

Vrstva snímku mořského ledu pro 1 den, která představovala celou oblast, byla reklasifikována a následně spojena s vrstvou oblastí stanic. a poté s vrstvou větších bufferů kolem východního a západního pobřeží. Hodnoty, kde se obě vrstvy překrývaly, byly přepsány hodnotami bufferů. Díky tomu vznikly dva rastry zobrazující celou oblast Antarktidy: první s hodnotami -1 mimo buffery stanic a 1, 2, 3, 4 v oblasti stanic, druhý s hodnotami -1 mimo buffery východního a

západního pobřeží a hodnotami 1 a 2 v oblasti bufferů. Oba rastry byly exportovány a následně převedeny do formátu NetCDF pro další analýzu v R.



Obr. 39: Vymezení 15 km bufferu okolo vybraných antarktických stanic a oblasti 200 km od Antarktického hřbetu doplněné o vrstvu pevniny (ADD 2024).

5.2.2 Výpočet koncentrace zámru v R

K získání dat o koncentraci mořského zámru ve vybraných oblastech byly data oříznuty v programu Rstudio s využitím knihoven `ncdf4`, `fields` a `geosphere`.

Jako vstupní data byla použita:

- 1) Vrstva netCDF 15 km bufferů okolo stanic (hodnoty 1, 2, 3, 4) a hodnotou -1 pro okolí, vytvořena v ArcGIS Pro
- 2) Vrstva netCDF 200 km bufferů západního a východního pobřeží (hodnoty 1, 2) a hodnotou -1 pro okolí, vytvořena v ArcGIS Pro
- 3) Vrstva netCDF – jednotlivé snímky denní koncentrace mořského zámru pro celou Antarktidu o rozlišení 3,125 km za období 1. 1. 2013 - 31. 12. 2023 staženy z databáze Univerzity v Brémách

Skript obsahoval iteraci pro všechny dny ve sledovaném období, kdy každý snímek byl oříznut nejprve vrstvou bufferů 15 km a následně vrstvou bufferu 200 km. Výsledkem bylo 7

separátních statistik koncentrace mořského ledu (min. max. průměr, medián, kvantilové hodnoty) pro každý 15 km buffer v okolí 4 stanic, východní a západní buffer 200 km a celkový buffer 200 km.

Pro velké 200 km územní celky zámru byly vytvořeny následující zkratky:

Oblast 200 km východně od hřbetu Antarktického poloostrova = Východ

Oblast 200 km východně od hřbetu Antarktického poloostrova = Západ

Společná oblast 200 km východně a 200 km západně od hřbetu Antarktického poloostrova = Celek

Výsledky byly následně uloženy do 7 separátních CSV souborů o 4017 řádcích, kde každý řádek představuje záznamy pro danou oblast za 1 den. Chybějících 11 dní bylo doplněno pomocí interpolace na základě výsledků z okolních dní v programu MS Excel.

5.2.3 Základní zpracování dat a vymezení termínů

Zpracování datových řad teploty vzduchu a koncentrace mořského ledu ve formě CSV probíhalo následovně v programu Rstudio a MS Excel. Grafy byly vykresleny pomocí balíčku ggplot2 v programu Rstudio.

Pro zkoumání základních charakteristik teploty vzduchu a koncentrace mořského ledu je zapotřebí vymežit některé termíny. Meteorologické charakteristiky, mezi které patří například definice arktického ($T < -10\text{ °C}$) dne či ledového dne ($T < 0\text{ °C}$), vycházejí z definic ČMES dostupné online na: <http://slovník.cmes.cz> (ČMES 2024). Kritické hodnoty koncentrace ledu 15 % a 85 % byly vymezeny na základě klasifikace ledu NSIDC, kde hodnoty pod 15 % představují plochy, které jsou považovány za oblasti téměř bez ledu, a oblasti s koncentrací ledu nad 85 % za oblasti se souvislým mořským zámrzem (NSIDC 2024). Celková plocha velkých 200 km oblastí byla počítána na základě známého počtu pixelů a jejich velikosti pomocí funkce Field Calculator v ArcGIS Pro. Z průměrných denních teplot vzduchu a koncentrace mořského ledu byly vypočítány měsíční a roční průměry.

Klasifikace dnů se stacionárním mořským zámrzem a driftové, byla posuzována pro každý den zvlášť na základě těchto podmínek:

- 1) Den je označen jako driftový, pokud byla naměřená denní teplota vzduchu na stanici vyšší než 0 °C a zároveň v 15 km v okolí stanice došlo k nárůstu koncentrace ledu o více než 5 %, popřípadě 10 %.

- 2) Den je označen jako driftový, pokud byla naměřená denní teplota vzduchu na stanici nižší než 0 °C a zároveň v 15 km v okolí stanice došlo k poklesu koncentrace ledu o více než 5 %, popřípadě 10 %.
- 3) Pokud nebyla ani jedna z výše uvedených podmínek splněna, den byl označen jako den se stacionárním ledem.

5.2.4 Korelační a regresní analýza

Pro posouzení vlivu mořského zámru na teplotu byl použit Pearsonův korelační koeficient (r). Tento koeficient vyjadřuje statistický ukazatel síly lineárního vztahu mezi párovými daty. Hodnoty r se nacházejí v intervalu od -1 (záporná korelace) přes 0 (žádná korelace) až k 1 (kladná korelace).

Data teploty vzduchu i mořského zámru byla rozdělena na jednotlivá roční období: léto (DJF), podzim (MAM), zima (JJA) a jaro (SON). U každé ze 4 stanic byl posuzován vliv tří oblastí: 1) lokální 15 km oblast zámru, 2) 200 km oblast Východu/Západu, 3) Celková 200 km oblast. Výsledkem bylo 12 dílčích korelačních koeficientů pro každou stanici za různé období v rámci různých oblastí. Pro lepší vizualizaci trendu byla použita lineární regrese, díky čemuž vzniklo pro každou stanici 12 výsledných grafů.

Zda jsou výsledné korelace statisticky významné bylo následně prokazováno pomocí t-testu. Cílem testu bylo přijmout jednu z hypotéz:

Nulová hypotéza: Mezi koncentrací mořského ledu a teplotou vzduchu není žádná lineární korelace.

Alternativní hypotéza: Mezi koncentrací mořského ledu a teplotou vzduchu existuje lineární korelace.

Hypotézy byly testovány na 2 hladinách významnosti $\alpha=0,05$ a následně $\alpha=0,01$, kdy nižší hodnoty než stanovené, indikují významnou korelaci, přijetí alternativní hypotézy a prokázání vztahu. V případě, že výsledné hladiny významnosti vyšší než $\alpha=0,01$ respektive $\alpha=0,05$, znamená to, že výsledky nejsou statisticky významné a nelze s jistotou říci, jaký je mezi proměnnými vztah. Hodnoty korelace na hladině významnosti nižší než $\alpha=0,01$ jsou ve výsledných grafech značeny zeleně, hodnoty v rozmezí $\alpha=0,01-0,05$ oranžově a hodnoty vyšší, kde nulová hypotéza nebyla zamítnuta, červeně. Pro každou stanici a její tři oblasti mořského zámru byla následně vypočítána celková korelace napříč ročními obdobími, a i zde byla významnost následně testována na hranicích $\alpha=0,01$ a $0,05$.

5.2.5 Vybrané události a jejich detailní analýza

Události, které byly podrobeny detailnější analýze, byly vybírány na základě analýzy maximálních poklesů a nárůstů teploty vzduchu mezi dvěma následujícími měsíci. Pro rovnoměrné zastoupení stanic, byla z východního a západního pobřeží Antarktického poloostrova vybrána ta stanice, která v rámci korelace a regrese dosáhla nejsilnější závislosti mezi mořským ledem a teplotou vzduchu. Pro východní pobřeží to byla stanice Mendel a pro západní pobřeží stanice Vernadsky. Pro každou stanici bylo vybráno období nejvyššího vzestupu a poklesu teploty vzduchu, což představuje 4 situace.

Následně byly pro tyto 4 události vytvořeny detailní grafy pro popis situace. V rámci každého grafu se nacházela denní teplota vzduchu, koncentrace mořského ledu v oblasti 15 km a Celková oblast zámru. V rámci události byly dále identifikovány driftové dny.

Pro posouzení vlivu takto významných změn teploty na plochu mořského zámru, bylo využito křížové korelace, z důvodu ověřování závislostí mezi dvěma časovými řadami při různých časových zpožděních. Teplota vzduchu (nezávislá proměnná) byla zkoumána jako faktor, který by mohl ovlivňovat koncentraci ledu (závislá proměnná) při možném zpoždění ± 15 dní. To znamená, že pokud by výsledná korelace byla například $-0,77$ nejsilnější při zpoždění -5 , znamenalo by to, že zvýšení teploty vzduchu se projevuje poklesem plochy mořského ledu přibližně o 5 dní později.

Pro posouzení, zda výsledné korelace při posunech jsou statisticky významné, bylo využito permutačního Monte Carlo testu. Tento test funguje na základě generování náhodných vzorků ze vstupních dat, u kterých je následně provedena křížová korelace. Tento proces byl opakován 10 000krát, aby byla zajištěna distribuce náhodných korelačních koeficientů. Pro posuzování významnosti u výsledných dat byla stanovena hranice $\alpha=0,01$. V případě, že výsledky u reálných dat byly nižší než tato hranice, byla přijata alternativní hypotéza a výsledky se dají považovat za statisticky významné. Pokud však hranice byla překročena není korelační vztah statisticky signifikantní.

6 Výsledky

6.1 Základní charakteristika časových řad

6.1.1 Denní teplota vzduchu

Jednotlivé stanice se nacházejí mezi sebou ve vzdálenosti několika desítek až několika set km a lze mezi nimi pozorovat rozdíly (tab. 1). Na všech stanicích se během sledovaného časového období byla teplota vzduchu po více než polovinu z celkového počtu 4017 dní záporná. Nejvíce ledových dní, (2843), měla stanice Mendel, což lze vysvětlit chladnějším klimatem, které souvisí s větší pokrývkou mořského ledu v této oblasti. Podobný počet, 2822 dní, měla i stanice Vernadsky, která je nejjihněji položenou stanicí a má díky nižší intenzitě slunečního záření také chladnější klima. Nejméně ledových dní se vyskytovalo na stanici Carlini, která je od kontinentální části Antarktidy nejvíce vzdálena a nachází se v oblasti s teplejším oceánským klimatem, díky čemuž se na této stanici nevyskytl za celé období žádný extrémní arktický den. Nejvíce extrémních arktických dní, (242), měla opět stanice Mendel.

Pokud se podíváme na opačné extrémy, tak nejvíce dní s teplotou nad 5 °C měla stanice Esperanza, nacházející se na nejsevernějším výběžku pevninské části Antarktického poloostrova. Během sledovaného období docházelo na všech stanicích k oteplování a úbytku ledových dní na úkor kladných teplot.

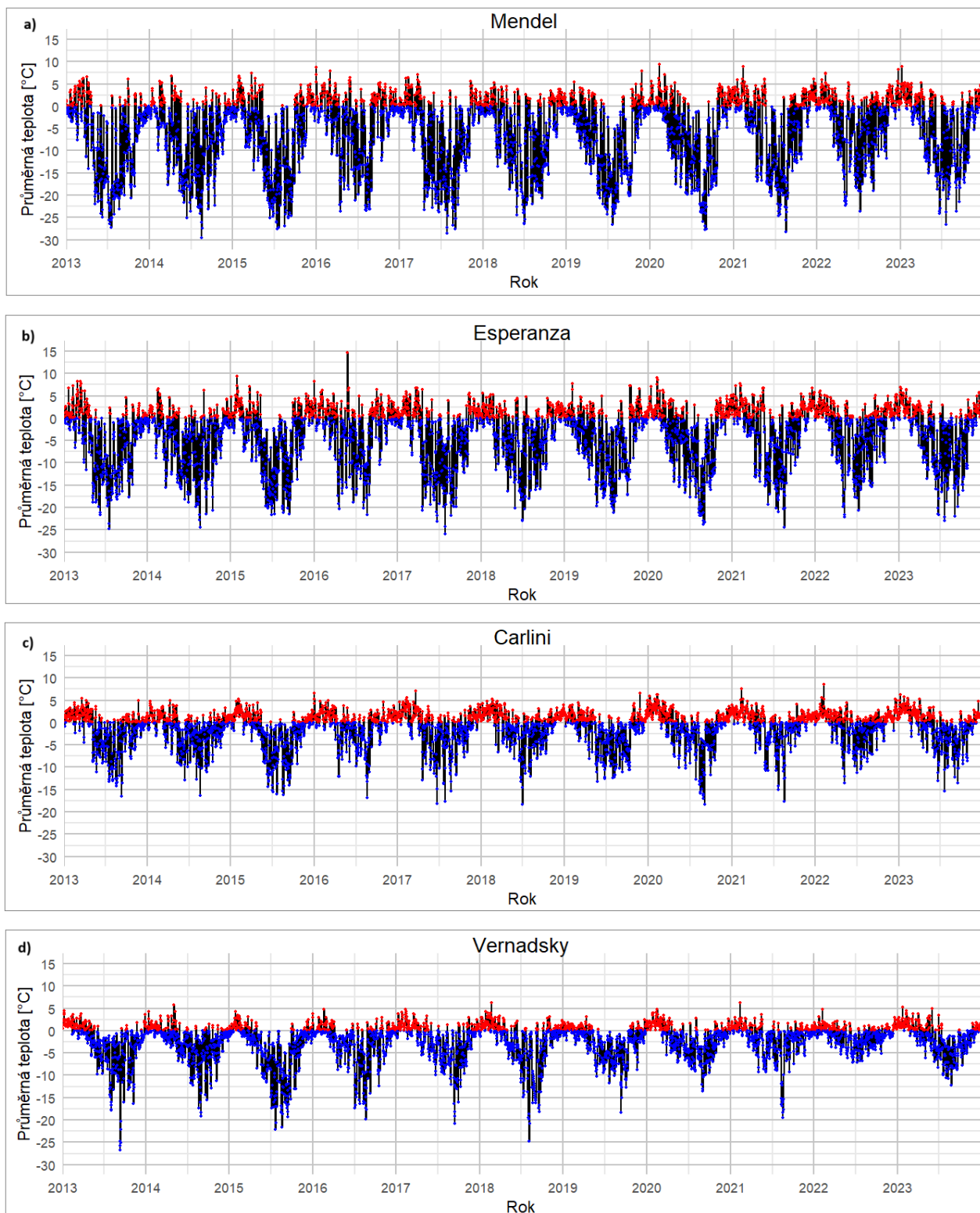
Tab. 1: Základní charakteristika průměrné teploty vzduchu (TAVG) ve vybraných stanicích v letech 2013-2023.

stanice	Mendel	Esperanza	Carlini	Vernadsky
teplé dny [$x > 5$]	74	97	27	4
ledové dny [$x < 0$]	2843	2535	2067	2822
arktické dny [$x < -10$]	1195	813	159	241
extrémní arktické dny [< -20]	242	58	0	12
úbytek ledových dnů za desetiletí	-60	-52	-39	-29
směrodatná odchylka	8,0	6,6	4,0	4,2
rozptyl	63,8	43,2	15,6	17,4
1. nejvyšší TAVG [°C]	9,4 (10. 02. 2020)	14,7 (27. 05. 2015)	8,6 (08. 02. 2022)	6,3 (22. 02. 2018)
2. nejvyšší TAVG [°C]	8,9 (09. 01. 2023)	9,4 (29. 01. 2015)	7,6 (11. 02. 2021)	6,2 (11. 02. 2021)
3. nejvyšší TAVG [°C]	8,8 (11. 02. 2021)	9,1 (07. 02. 2020)	7,1 (20. 03. 2017)	5,7 (04. 05. 2014)
1. nejnižší TAVG [°C]	-29,5 (18. 08. 2014)	-26,0 (27. 07. 2017)	-18,4 (03. 07. 2018)	-26,8 (10. 09. 2013)
2. nejnižší TAVG [°C]	-28,5 (27. 07. 2017)	-24,7 (19. 07. 2013)	-18,4 (03. 09. 2020)	-25,7 (09. 09. 2013)
3. nejnižší TAVG [°C]	-28,3 (19. 08. 2021)	-24,7 (21. 08. 2014)	-18,2 (22. 06. 2017)	-25,1 (12. 09. 2013)

Roční chod průměrné denní teploty vzduchu je na všech stanicích velmi podobný. Absolutní maxima nastávají koncem léta (leden, únor) nebo na podzim (březen, duben, květen). Tento posun maxim směrem do podzimu je zapříčiněn variabilitou mořského ledu, který svým opožděným táním na jaře a z počátku léta podílí na poklesu teploty vzduchu. Naopak na konci léta a v průběhu podzimu zapříčiňuje relativně teplé moře bez mořského zámru stále teploty nad bodem mrazu.

Minimální plochy mořského zámru nastávají koncem zimy nebo začátkem podzimu v období července až září. Tento mírný posun oproti období s minimálním množstvím energie dopadajícího záření je způsoben opět mořským ledem, jehož maxima jsou dosahována až koncem zimy (červenec, srpen) nebo na začátku jara (září).

Směrodatné odchylky teploty vzduchu jsou nejvyšší v okolí stanice Mendel, a naopak nejnižších na stanici Carlini, kde jsou nízké hodnoty opět způsobené větším vlivem oceánského klimatu, které způsobuje mírnější výkyvy teplot. Kompletní datové řady denní průměrné teploty vzduchu za období 2013-2023 (obr. 40).



Obr. 40: Denní průměrné teploty vzduchu za období 2013-2023 pro stanici: a) Mendel, b) Esperanza, c) Carlini d) Vernadsky. Kladné teploty jsou značeny červeně, záporné modře.

6.1.2 Denní plocha mořského zámru

Rozdíly v koncentraci mořského ledu jsou mezi jednotlivými oblastmi vyšší než v případě teploty vzduchu. Analýzu koncentrace ledu je vhodné rozdělit na 2 části z nichž první se zabývá oblastí v okruhu 15 km od stanice a druhá velkými 200 km oblastmi Východu, Západu a Celkové 200 km oblasti.

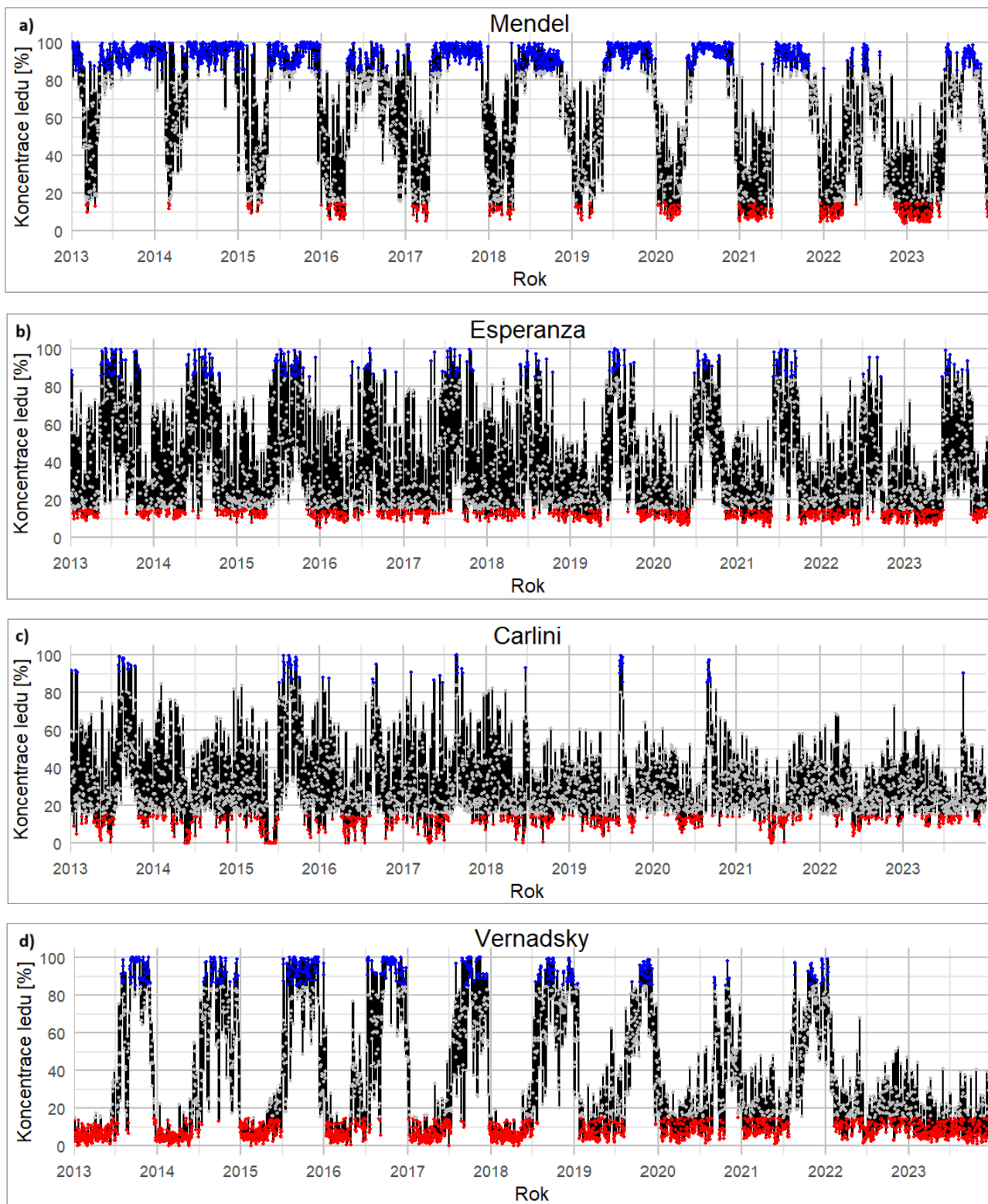
6.1.2.1 Oblast 15 km v okolí stanice

Nejvíce dní, ve kterých je plocha mořského ledu v blízkém okolí stanic vyšší než 85 %, je na stanici Mendel, 1814 z celkových 4017 (tab. 2) Vysoký počet dní souvisí s polohou stanice na východní pobřeží poloostrova a celkovým vysokým počtem dní koncentrace ledu nad 85 % v této oblasti. Nejméně dní s vysokou koncentrací ledu má Carlini, což je zapříčiněno stejně jako u teploty vzduchu svojí geografickou polohou dále od Antarktického poloostrova a větším vlivem mírnějšího oceánského klimatu, díky kterému zde souvislý zámraz vyskytuje jen po malou část roku. V okolí všech stanic dochází k poměrně výraznému úbytku počtu dní s plochou mořského ledu nad 85 %, a naopak ke zvyšování počtu dní s plochou ledu nižší než 15 % s výjimkou stanice Carlini, kde došlo k mírnému snížení těchto dní vlivem vyššího výskytu plochy mořského zámru v oblasti zálivů v těsné blízkosti stanice.

Nejvyšší denní koncentrace u všech stanic dosahují téměř 100 a nastávají v období od června do ledna (obr. 41). Naopak minima jsou v okolí stanic zaznamenávána od prosince do května. Na stanicích Carlini a Vernadsky se v tomto období vyskytuje situace bez mořského zámru. Nejvyšší směrodatné odchylky jsou na stanicích Vernadsky a Mendel, nejnižší na stanici Carlini, což opět souvisí s menší/větší variabilitou v souvislosti s mírou vlivu oceánského klimatu.

Tab. 2: Základní charakteristiky plochy mořského zámru v oblasti 15 km v okolí vybraných stanic za období 2013-2023.

Stanice	Mendel	Esperanza	Carlini	Vernadsky
Počet dní plocha ledu [$x > 85$ %]	1814	263	93	494
Úbytek [$x > 85$ %] za desetiletí	-169	-26	-15	-87
Počet dní plocha ledu [$x < 15$ %]	371	908	675	1809
Nárůst [$x < 15$ %] za desetiletí	73	46	-13	23
Směrodatná odchylka	0,31	0,25	0,18	0,32
Rozptyl	0,10	0,06	0,03	0,10
1. nejvyšší koncentrace [%]	100 (03. 01. 2013)	100 (06. 06. 2013)	99,9 (26. 08. 2017)	100 (15. 09. 2013)
2. nejvyšší koncentrace [%]	100 (05. 01. 2013)	100 (26. 07. 2017)	99,6 (27. 07. 2015)	100 (01. 11. 2013)
3. nejvyšší koncentrace [%]	a dalších 27	100 (15. 07. 2019)	99,5 (18. 08. 2015)	a dalších 20
1. nejnižší koncentrace [%]	3,9 (23. 12. 2022)	5,1 (31. 12. 2015)	0 (20. 05. 2014)	0 (19. 01. 2013)
2. nejnižší koncentrace [%]	4,6 (28. 12. 2022)	6,0 (22. 05. 2021)	0 (22. 05. 2014)	0 (12. 04. 2018)
3. nejnižší koncentrace [%]	4,7 (28. 03. 2023)	6,1 (26. 02. 2023)	a dalších 44	a další 2



Obr. 41: Denní koncentrace mořského ledu za období 2013-2023 v oblasti 15 km okolí stanice: a) Mendel, b) Esperanza, c) Carlini, d) Vernadsky. Hodnoty koncentrace nad 85 % jsou označeny modře, hodnoty pod 15 % červeně.

6.1.2.2 Oblast 200 km v okolí stanic Antarktického poloostrova

Západní a východní pobřeží v severní části Antarktického poloostrova jsou z hlediska koncentrace mořského ledu zcela odlišné (obr. 42). Mnohem více ledu se nachází na východním pobřeží, kde se z celkového počtu 4017 záznamů vyskytlo 1783 dní, kdy bylo pokryto více než 85 % plochy, přičemž na západním pobřeží těchto dní bylo pouze 8 (tab. 3). Tento zásadní rozdíl je spojen s rozdílnými klimatickými podmínkami obou částí poloostrova, kdy východ je mnohem chladnější a vyznačuje se spíše kontinentálním klimatem, západ je výrazně teplejší a vlhčí s větším vlivem oceánského klimatu a mořských proudů, které zamezuje vzniku větších ploch mořského ledu. V oblasti Západu je více než polovina dní s koncentrací mořského ledu nižší než 15 %, přičemž na východě se takovéto dny vyskytují pouze vzácně. V obou oblastech klesá počet dní s vysokou koncentrací ledu, a naopak narůstá počet dní s nízkou koncentrací ledu, což lze přičítat dynamickému oteplování oceánu a atmosféry v oblasti zejména po roce 2016.

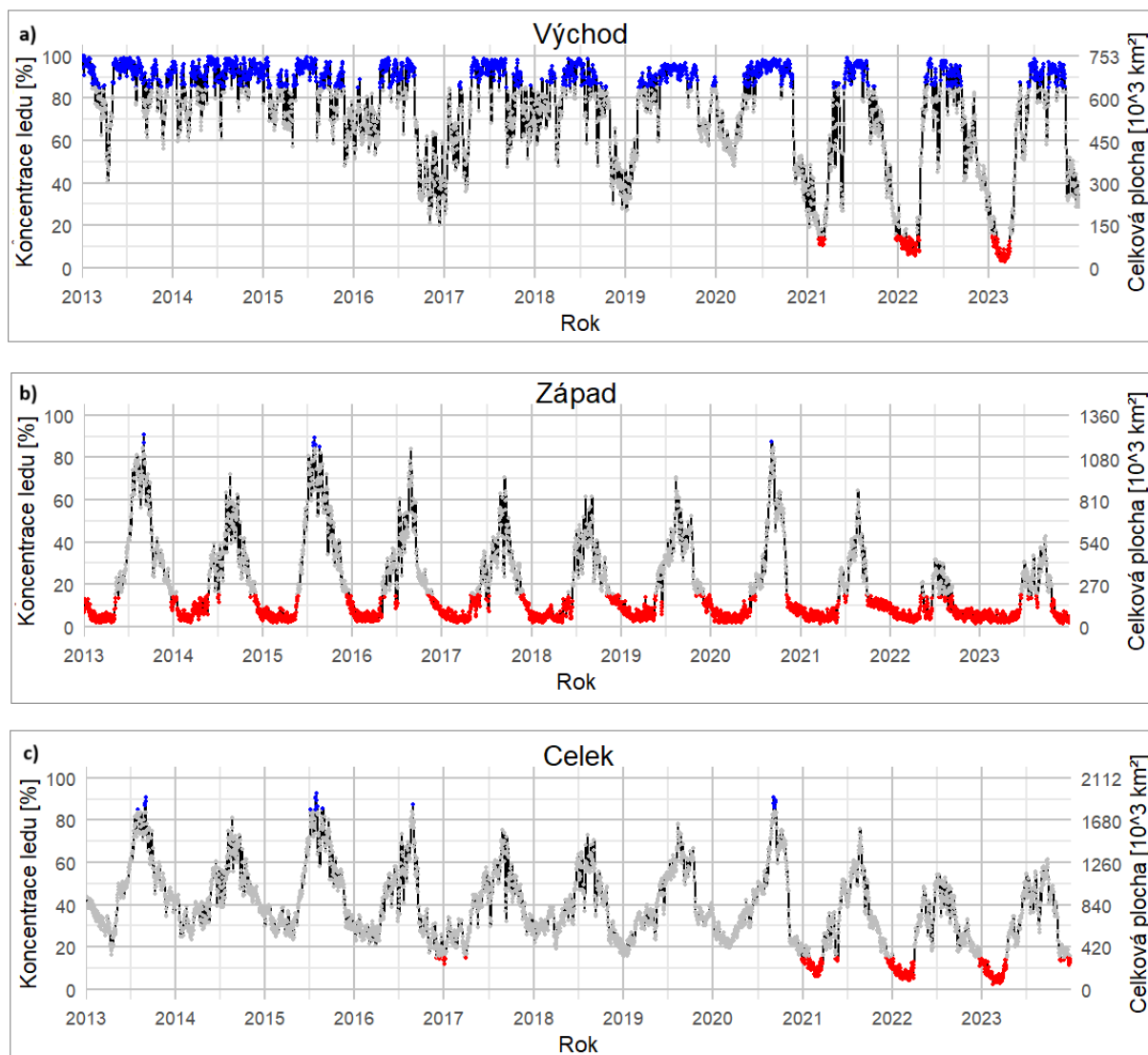
Tab. 3: Základní charakteristiky plochy mořského zámru v oblastech 200 km za období 2013-2023.

Oblast	Východ	Západ	Celek
Počet dní plocha ledu [$x > 85$ %]	1783	8	23
Úbytek [$x > 85$ %] za desetiletí	-125	-2	-5
Počet dní plocha ledu [$x < 15$ %]	167	2274	319
Nárůst [$x < 15$ %] za desetiletí	64	124	113
Směrodatná odchylka	0,24	0,19	0,18
Rozptyl	0,06	0,03	0,03
1. nejvyšší koncentrace [%]	99,8 (08. 01. 2013)	90,8 (03. 09. 2013)	92,6 (30. 07. 2015)
2. nejvyšší koncentrace [%]	99,8 (06. 01. 2013)	89,4 (30. 07. 2015)	90,8 (27. 07. 2015)
3. nejvyšší koncentrace [%]	99,5 (07. 01. 2013)	87,5 (04. 09. 2020)	90,8 (04. 09. 2020)
1. nejnižší koncentrace [%]	3,0 (06. 03. 2023)	1,5 (06. 12. 2023)	2,4 (16. 02. 2023)
2. nejnižší koncentrace [%]	3,1 (26. 02. 2023)	1,6 (12. 12. 2022)	2,8 (20. 02. 2023)
3. nejnižší koncentrace [%]	3,2 (16. 02. 2023)	1,6 (22. 03. 2021)	3,0 (15. 03. 2023)
Celková plocha [km ²]	75273	135967	211240

Nejvyšší koncentrace ledu v oblasti Východu nastávají od července do ledna. Tato pozdní maxima pravděpodobně souvisí s tím, že mořský zámraz na východní straně Antarktického poloostrova je v závětrné oblasti vystaven rozdílné atmosférické a oceánské cirkulaci, jež přispívají k pomalejšímu rozpadu. Jakmile však rozpad začne, je vlivem dopadajícího záření uprostřed léta velice rychlý, a proto jsou zde minima pozorována o jeden až dva měsíce později na přelomu léta (únor) a podzimu (březen, duben, květen). Západní oblast z hlediska maximálních a minimálních koncentrací více odpovídá období maximální intenzity slunečního

záření letního slunovratu období, kdy maxima dosahují koncem zimy (červenec, srpen) a minima v průběhu léta (leden, únor).

Hodnoty pro Celkovou oblast jsou zásadně ovlivněny tím, že západní oblast je téměř 2x větší než oblast východní a má tak dominantní vliv na výslednou hodnotu Celkové plochy. Hlavním důvodem, proč je východní oblast menší, je Larsenův šelfový ledovec, který zasahuje do jižní oblasti v místě, kde by se jinak nacházel mořský zámrz.



Obr. 42: Denní koncentrace mořského ledu, celková plocha mořského ledu za období 2013-2023 v oblastech: a) 200 km východně, b) 200 km západně od Antarktického poloostrova, c) Celkové oblasti 200 km. Hodnoty koncentrace mořského ledu nad 85 % jsou označeny modře, hodnoty pod 15 % červeně.

6.1.3 Charakteristika časového období

Období 2013 až 2023 bylo v rámci Antarktidy a Antarktického poloostrova velmi dynamické, kdy na počátku tohoto období byly zaznamenávána nejvyšší koncentrace ledu za období několika desítek let. Přibližně od roku 2016 došlo vzestupu teploty a došlo k významnému úbytku plochy mořského zámruzu.

(tab. 4) řadí sestupně jednotlivé roční průměrné teploty vzduchu pro každou ze stanic od nejteplejších po nejchladnější, respektive koncentrace mořského ledu vzestupně od nejnižších po nejvyšší. Na první pohled je zde patrné, že nejvyšší průměrná roční teplota a zároveň i nejnižší plocha mořského ledu se vyskytovala v posledních letech a jedinou výraznější výjimkou, kdy je toto pořadí narušeno, je právě rok 2016. Nejmenší změny byly zaznamenány jak z hlediska změny teploty vzduchu, tak koncentraci mořského ledu v oblasti Carlini, kde větším změnám zabránilo stabilnější oceánské klima. Na ostatních stanicích je rozdíl mezi prvními a posledními roky několik °C, respektive několik desítek % koncentrace mořského ledu, což za období 11 let představuje významné rozdíly.

Tab. 4: Průměrná roční teplota vzduchu (TAVG) a koncentrace mořského ledu v letech 2013-2023 hodnoty pro jednotlivé roky barevně odlišeny barevnými odstíny v sestupném pořadí (od nejvyšší průměrné teploty), vzestupném pořadí (od nejnižší koncentrace ledu).

Oblast	Pořadí	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.
Mendel	Rok	2022	2016	2023	2021	2018	2020	2017	2019	2014	2015	2013
	TAVG [°C]	-3,7	-3,9	-4,7	-4,8	-5,8	-6,4	-6,7	-6,9	-7,0	-7,0	-7,3
	Rok	2022	2023	2021	2016	2020	2018	2019	2017	2015	2013	2014
	Led [%]	43	51	58	60	67	68	72	74	76	83	85
Esperanza	Rok	2016	2021	2022	2018	2023	2020	2017	2019	2015	2014	2013
	TAVG [°C]	-2,6	-2,6	-2,7	-3,4	-3,6	-4,1	-4,4	-4,5	-4,6	-4,7	-4,8
	Rok	2022	2016	2023	2018	2021	2020	2019	2017	2014	2015	2013
	Led [%]	31	33	34	35	36	37	38	39	40	41	43
Carlini	Rok	2022	2021	2016	2018	2023	2020	2017	2014	2013	2019	2015
	TAVG [°C]	-0,5	-0,6	-0,7	-0,7	-0,8	-1,3	-1,3	-1,6	-1,8	-1,8	-2,2
	Rok	2021	2022	2023	2018	2019	2014	2016	2020	2017	2013	2015
	Led [%]	26	27	27	28	29	29	31	31	32	35	37
Vernadsky	Rok	2022	2023	2020	2021	2017	2014	2018	2019	2016	2013	2015
	TAVG [°C]	-1,2	-1,7	-2,0	-2,0	-2,4	-2,6	-2,7	-2,7	-2,8	-3,1	-4,3
	Rok	2023	2022	2020	2021	2013	2017	2019	2014	2018	2015	2016
	Led [%]	12	22	25	36	36	36	37	38	40	43	45
Východ	Rok	2023	2022	2021	2016	2018	2020	2017	2019	2015	2013	2014
	Led [%]	57	57	59	68	75	76	78	79	83	86	88
Západ	Rok	2022	2023	2021	2018	2017	2020	2016	2019	2014	2013	2015
	Led [%]	9	11	15	18	19	20	21	21	22	29	29
Celek	Rok	2022	2023	2021	2016	2018	2017	2020	2019	2014	2015	2013
	Led [%]	26	27	30	38	38	40	40	42	45	48	49

Výrazný trend poklesu mořského ledu a vzestupu teploty vzduchu lze pozorovat i u větších 200 km oblastí a Celkové oblasti. V Západní oblasti v posledních letech pokrýval led pouze malou část území při pobřeží v jižní části území, a i když v oblasti Východu byla pokrytá zámrzem více než poloviny plochy, i zde byl zaznamenán výrazný úbytek. K nadpolovičnímu pokrytí mořského ledu v západní části zde napomáhá Weddellův příhon, který mořskému ledu i po rozpadu nedovolí driftovat dále do teplejší části Jižního oceánu a udržuje ho při pobřeží.

6.1.4 Driftující a stacionární led

Oblast mořského zámrzu je velice dynamická, a led často nezůstává stacionárně na místě, ale driftuje. Na základě kritérií, které byly popsány v metodice, byla provedena identifikace a snaha o rozdělení ledu na driftující a stacionární (tab. 5) podle hranice detekce driftu 5 %, respektive 10 %.

Při analýze dní s driftujícím ledem je nutné analyzovat každou stanicí zvlášť, jelikož podmínky k driftu jsou odlišné. Stanice Mendel má nejnižší podíl dní s driftujícím ledem v zimě a na jaře, což odpovídá nízkým teplotám a vysokým koncentracím ledu pro tuto stanicí v těchto obdobích. V průběhu léta a podzimu dochází k částečnému rozpadu což způsobuje nárůst dní s driftujícím ledem. U ostatních stanic není takovýto trend zřejmý a pravděpodobně je to způsobeno několika faktory. První příčinou je fakt, že vyššímu driftu v letních měsících zabraňuje absence jakéhokoliv ledu, což podél východního pobřeží není ani v období léta běžné. Naopak vyšší výskyt driftu ledu na stanici Carlini a Vernadsky v zimě je zapříčiněn větší nekompaktností mořského zámrzu v této oblasti a větší exponovanosti vůči oceánu. Celoroční trend počtu driftových dní mezi východním a západním pobřežím v obou detekčních hladinách ukazuje, že důvod nárůstu počtu driftových dní ve východní části je zapříčiněn dřívějším rozpadem mořského ledu a jeho driftem po větší část roku. Naopak pokles na západní straně je zapříčiněn především minimální plochou mořského ledu v letních měsících.

Tab. 5: Podíl dní s driftujícím ledem v porovnání s celkovým počtem dní v jednotlivých ročních obdobích na vybraných stanicích podle dvou kritérií pro detekci driftových dní.

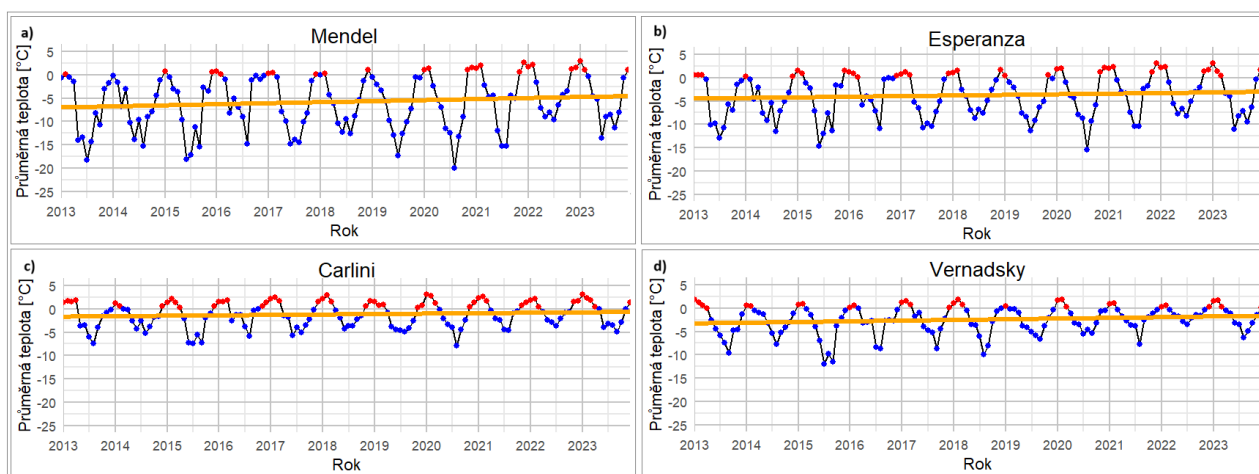
Sitný drift [x > 10 %]	Podíl léto [%]	Podíl podzim [%]	Podíl zima [%]	Podíl jaro [%]	Podíl celý rok [%]	Celoroční trend za 10 let [%]
Mendel	38	37	8	12	24	8
Esperanza	23	20	30	33	27	15
Carlini	46	41	48	48	46	-11
Vernadsky	51	49	33	42	44	-19
Slabý drift [x < 5%]						
Mendel	52	55	24	27	39	9
Esperanza	41	38	48	53	45	23
Carlini	59	55	59	60	58	-7
Vernadsky	67	67	53	62	62	-6

Celkový počet dní s driftujícím ledem bude pravděpodobně ještě vyšší, jelikož detekci uniká například driftující led v dané oblasti, kde se celková plocha mořského zámru mezi dny nemění. Výsledek může být dále ovlivněn metodikou rozlišení hranice dne s driftujícím ledem od stacionárního ledu. Na komplexnější analýzu driftu by bylo nutné přesných družicových či kamerových záznamů.

6.2 Měsíční charakteristiky vybraných parametrů

6.2.1 Teplota vzduchu

Teplota nejteplejších měsíců v roce se na všech stanicích nachází nad 0 °C a nejsou mezi nimi velké rozdíly (obr. 43). Rozdíly u nejchladnějších měsíců, jsou mnohem vyšší. Nejnižší průměrné měsíční teploty se vyskytují nejčastěji na stanici Mendel v červenci a srpnu, což je způsobeno zejména výskytem chladnějších kontinentálních vzduchových hmot a kompaktního zámru v zimních měsících. Nejmírnější průměrnou teplotu zimních měsíců lze pozorovat na stanici Carlini, kde výskytu nižších teplot zabraňuje teplý oceán a absence souvislé vrstvy mořského ledu v širším okolí stanice. Na všech stanicích lze pozorovat vzestupný teplotní trend, který je největší u stanice Mendel a nejmenší u stanice Carlini.



Obr. 43: Měsíční průměrné teploty vzduchu za období 2013-2023 pro stanici: a) Mendel, b) Esperanza, c) Carlini d) Vernadsky. Kladné teploty jsou značeny červeně, záporné modře. Oranžovou čarou je vyznačen odhad lineárního trendu.

Meziměsíční změny průměrné teploty vzduchu jsou často poměrně výrazné (tab. 6). Největší absolutní rozdíly mezi 2 po sobě jdoucími měsíci se vyskytují na stanici Mendel, a to jak kladné, tak záporné. Naopak nejmenší rozdíly se vyskytují na stanici Carlini. Z hlediska sezonality dochází k největším meziměsíčním změnám na jaře (oteplení) a během podzimu (ochlazení) na všech stanicích s výjimkou Carlini, kde u ochlazení nelze jednoznačně vymezit časové období.

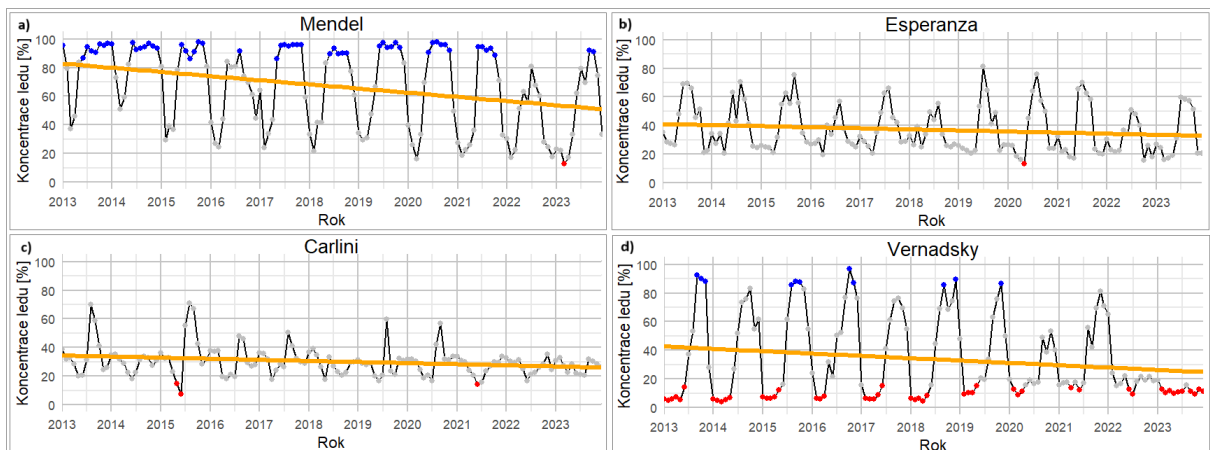
Carlini má také nejvyšší počet měsíců s průměrnou teplotou vzduchu vyšší než 0 °C stupňů, nejméně jich má stanice Mendel, každopádně jich zde v průběhu sledovaného období poměrně rychle přibývá vlivem oteplování. U všech stanic se na předních příčkách z hlediska oteplení vyskytlo září 2016. Naopak k nejvýraznějšímu ochlazení došlo na většině stanic na počátku měření v letech 2013 a 2015. Pořadí maximálních vzestupů a poklesů je dost podobné u všech stanic kromě stanice Vernadsky. Rozdílný výskyt maximálních vzestupů a poklesů na této stanici pravděpodobně souvisí se vzdálenější polohou stanice od ostatních, díky čemuž je ovlivňována jinými vzduchovými masami a oceánskou cirkulací.

Tab. 6: Pět největších změn teploty vzduchu mezi dvěma po sobě jdoucími měsíci na vybraných stanicích za období 2013-2023.

Stanice	Mendel	Esperanza	Carlini	Vernadsky
1. nejvyšší oteplení za měsíc	13,6 (09. 2016)	10,5 (09. 2016)	5,5 (09. 2016)	7,7 (10. 2015)
2. nejvyšší oteplení za měsíc	12,6 (10. 2015)	9,7 (10. 2015)	5,4 (10. 2015)	6,0 (09. 2016)
3. nejvyšší oteplení za měsíc	10,8 (09. 2021)	8,0 (09. 2021)	3,7 (09. 2021)	5,1 (09. 2021)
4. nejvyšší oteplení za měsíc	10,1 (11. 2020)	7,1 (11. 2020)	3,5 (09. 2020)	5,1 (10. 2018)
5. nejvyšší oteplení za měsíc	7,8 (11. 2013)	6,1 (09. 2020)	3,4 (09. 2013)	4,9 (10. 2013)
1. nejvyšší ochlazení za měsíc	-12,6 (05. 2013)	-9,8 (05. 2013)	-5,4 (05. 2013)	-5,7 (07. 2016)
2. nejvyšší ochlazení za měsíc	-8,6 (06. 2015)	-7,5 (06. 2015)	-5,3 (06. 2015)	-4,9 (07. 2015)
3. nejvyšší ochlazení za měsíc	-8,3 (06. 2023)	-7,1 (06. 2023)	-4,4 (04. 2016)	-3,9 (08. 2018)
4. nejvyšší ochlazení za měsíc	-7,7 (08. 2020)	-8,9 (08. 2020)	-4,0 (08. 2020)	-3,8 (08. 2021)
5. nejvyšší ochlazení za měsíc	-7,6 (06. 2021)	-6,2 (08. 2014)	-4,0 (06. 2017)	-3,3 (09. 2017)

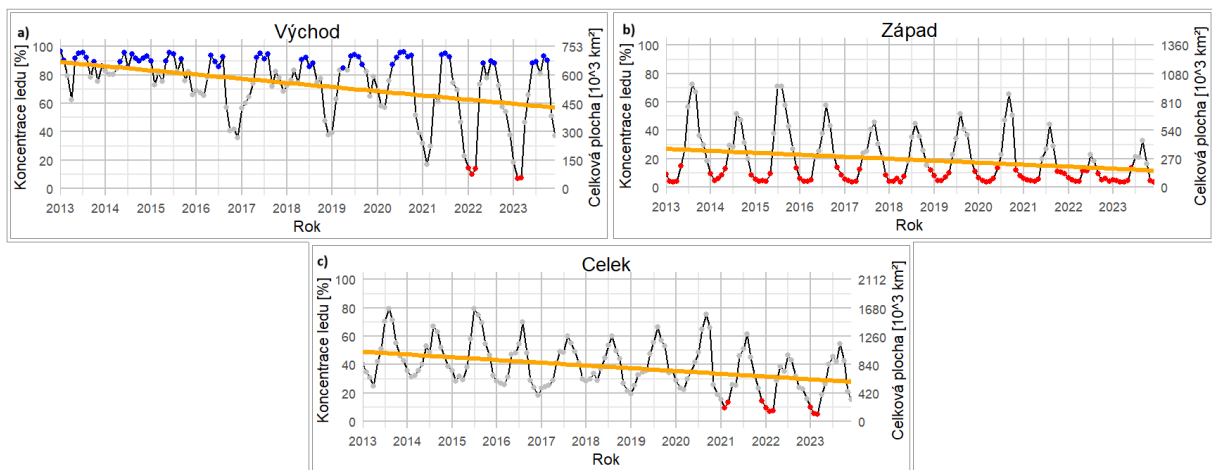
6.2.2 Koncentrace mořského ledu

I přes svou relativní blízkost stanic jsou rozdíly měsíčních průměrných koncentrací ledu značné (obr. 44). Stanice Mendel jako jediná pravidelně dosahuje koncentrací vyšších než 85 %, jejich počet se v posledních letech výrazně snižuje, což vedlo k výraznému zvýšení rozsahu rozdílu mezi měsíci s maximální a minimální plochou zámrazu. V okolí stanice Esperanza a Carlini se průměrné koncentrace ledu nad 85 % nevyskytují. Současně se u těchto stanic vyskytuje alespoň v omezeném množství ve všech měsících. Z hlediska extrémů je asi nejvýraznější stanice Vernadsky, kde docházelo pravidelně k velkým sezonním změnám s poklesem nebo nárůstem až o téměř 100 %. Trend je u všech stanic ve sledovaném období výrazně klesající. Je to způsobeno tím, že začátek sledovaného období byl z Celkového hlediska plochy mořského ledu v Antarktickém poloostrově nadprůměrný, a naopak poslední roky podprůměrné až rekordně nízké, což se promítlo i do lokálních oblastí stanic.



Obr. 44: Měsíční průměrná koncentrace mořského ledu v letech 2013-2023 v oblasti 15 km okolí stanice: a) Mendel, b) Esperanza, c) Carlini, d) Vernadsky. Hodnoty nad 85 % jsou označeny modře, hodnoty pod 15 % červeně. Oranžovou čarou je vyznačen odhad lineárního trendu.

Východní oblast vykazuje během posledních let velkými změnami (obr. 45). Do roku 2016 pokrýval led celoročně vysoké % Celkové plochy oblasti. Rok 2016, který byl extrémně teplý, tak i přes to, že nedošlo k výraznému zmenšení plochy mořského ledu, mohl zbylý led oslaben na tloušťce. Nižší tloušťka víceletého ledu se následující sezónu projevila rychlejším táním. Od roku 2021 dochází k pravidelnému, téměř úplnému rozpadu mořského zámru v období léta. Západní oblast zaznamenala menší změnu v tisících km². Ani v zimních měsících nedosahovala Celková pokrývka ledu až na výjimky nad 70 % a v posledních letech je v období léta v podstatě bez ledu. Tím že, je Západní oblast zhruba dvakrát větší, promítá se výrazněji také do plochy Celkové oblasti, ve které v roce 2023 bylo dosaženo absolutního minima, kdy se led vyskytoval na pouze 5 %.



Obr. 45: Měsíční průměrná koncentrace mořského ledu, celková plocha mořského ledu za období 2013-2023 v oblastech: a) 200 km Východ, b) 200 km Západ, c) Celkové oblasti 200 km. Hodnoty koncentrace mořského ledu nad 85 % jsou označeny modře, hodnoty pod 15 % červeně. Oranžovou čarou je vyznačen odhad lineárního trendu.

Rozdíly mezi dvěma následujícími měsíci z hlediska úbytku či přírůstku ledové plochy jsou značné a pohybují se přes 50 % u stanic Vernadsky a Mendel (tab. 7). U stanic Carlini a Esperanza jsou rozdíly mezi po sobě jdoucími měsíci výrazně menší, což souvisí s menší plochou mořského ledu v zimě a celkovému menšímu rozpětí. Největší úbytky se vyskytují v období jara (září, říjen, listopad) a na počátku léta (prosinec) s výjimkou stanice Mendel, kde k nim dochází až v létě (prosinec, ledem, únor) či z kraje podzimu (březen). Z hlediska tvorby mořského zámruzu, dochází nejprve k nárůstu u stanice Mendela koncem podzimu (květen) či na počátku zimy (červen) a až v zimě (červen, červenec, srpen) u ostatních oblastí.

U velkých oblastí dochází k úbytku ledu dříve, již na konci jara (září, říjen, listopad). Je to způsobeno tím, že dále od pevniny je led náchylnější na rozpad než v chráněných úžinách a zátokách při pobřeží, kde je také často silnější. V oblasti Východu došlo k největším přírůstkům mořského ledu v průběhu posledních let, to je způsobeno tím, že plocha mořského ledu se v této oblasti koncem léta (leden, únor) vlivem rozpadu výrazně snižuje a s příchodem podzimu dochází k rychlému zamrznání velké oblasti.

Tab.7: pět největších změn plochy mořského ledu mezi dvěma po sobě jdoucími měsíci na vybraných stanicích za období 2013-2023.

Stanice	Mendel	Esperanza	Carlini	Vernadsky	Cetek	Východ	Západ
1. nejvyšší úbytek ledu za měsíc [%]	-52 (02. 2015)	-35 (10. 2021)	-36 (09. 2019)	-61 (01. 2017)	-40 (11. 2020)	-42 (11. 2020)	-39 (11. 2020)
2. nejvyšší úbytek ledu za měsíc [%]	-43 (01. 2020)	-31 (11. 2023)	-25 (10. 2020)	-60 (12. 2013)	-22 (09. 2016)	-39 (11. 2023)	-31 (10. 2013)
3. nejvyšší úbytek ledu za měsíc [%]	-43 (12. 2020)	-30 (11. 2013)	-24 (10. 2015)	-54 (01. 2015)	-22 (11. 2023)	-36 (09. 2016)	-21 (10. 2016)
4. nejvyšší úbytek ledu za měsíc [%]	-43 (03. 2013)	-27 (11. 2019)	-18 (04. 2016)	-48 (01. 2018)	-19 (10. 2016)	-30 (11. 2018)	-19 (11. 2019)
5. nejvyšší úbytek ledu za měsíc [%]	-41 (12. 2023)	-26 (11. 2020)	-18 (10. 2013)	-41 (01. 2019)	-19 (11. 2019)	-24 (12. 2021)	-18 (10. 2021)
1. nejvyšší přírůstek ledu [%]	58 (06. 2021)	49 (06. 2021)	48 (07. 2015)	46 (07. 2015)	21 (07. 2015)	60 (04. 2022)	34 (07. 2015)
2. nejvyšší přírůstek ledu [%]	42 (05. 2017)	32 (06. 2020)	39 (08. 2019)	39 (09. 2013)	21 (04. 2022)	39 (04. 2023)	30 (07. 2013)
3. nejvyšší přírůstek ledu [%]	42 (05. 2018)	31 (06. 2019)	39 (08. 2013)	39 (08. 2021)	21 (06. 2021)	35 (04. 2021)	28 (06. 2015)
4. nejvyšší přírůstek ledu [%]	42 (05. 2015)	28 (07. 2023)	29 (08. 2016)	31 (09. 2020)	20 (06. 2015)	33 (06. 2021)	24 (08. 2020)
5. nejvyšší přírůstek ledu [%]	40 (05. 2016)	28 (07. 2019)	25 (08. 2020)	30 (09. 2019)	20 (07. 2013)	29 (05. 2013)	24 (08. 2014)

6.2.3 Porovnání a trend teploty vzduchu a mořského ledu

Při porovnání měsíčních průměrných teplot vzduchu lze pozorovat zpoždění výskytu minimální plochy mořského ledu oproti teplotě vzduchu (tab. 8). Zatímco nejvyšší měsíční teploty vzduchu jsou dosahovány v lednu či únoru, minimální plocha mořského ledu jsou o měsíc později v březnu a v případě Carlini dokonce až v květnu. Toto pozdní minimum je způsobeno severozápadní geografickou lokací stanice a výskytem záporných teplot vzduchu. Teploty zde pod bod mrazu klesají později a zámrz se tak začíná formovat déle než v případě ostatních stanic.

Maximální plochy mořského ledu obvykle nastávají zhruba v období výskytu minimálních teplot uprostřed zimy (červenec, srpen). Na rozdíl od teploty, která s příchodem jara začíná stoupat, mají maximální plochy určitou setrvačnost a začínají výrazněji klesat až se zpožděním 1-3 měsíců.

Tab. 8: Průměrná měsíční teplota vzduchu (TAVG) vybraných stanic a koncentrace mořského ledu za období 2013-2023 pro vybrané oblasti. Červeno-modré spektrum označuje měsíce od nejteplejších (červeně) po nejchladnější (tmavě modře) a koncentraci mořského ledu od nejnižší koncentrace (sytě červeně) po nejvyšší koncentraci (tmavě modře).

Oblast		Jaro			Léto			Podzim			Zima			Roční průměr
		Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	
Mendel	TAVG [°C]	-8,8	-6,2	-1,2	0,4	0,7	0,3	-2,4	-5,3	-8,6	-12,5	-12,9	-13,2	-5,8
	Led [%]	88	86	80	59	51	33	30	41	70	86	91	88	67
Esperanza	TAVG [°C]	-6,1	-3,9	-0,3	1,1	1,4	1,1	-1,0	-3,6	-6,3	-9,0	-9,2	-9,7	-3,8
	Led [%]	50	40	25	24	30	26	26	21	31	50	59	62	37
Carlini	TAVG [°C]	-3,3	-1,6	0,0	1,1	2,0	2,0	1,3	-0,4	-2,1	-4,0	-4,3	-5,1	-1,2
	Led [%]	39	31	29	29	35	33	31	25	21	20	25	42	30
Vernadsky	TAVG [°C]	-6,1	-3,3	-1,9	-0,4	0,9	1,1	0,1	-1,3	-2,5	-3,9	-5,8	-6,8	-2,5
	Led [%]	62	65	65	51	21	10	9	9	14	17	33	49	34
Východ	Led [%]	81	77	62	55	58	55	59	72	85	92	91	91	73
	Led [%]	43	28	16	10	7	4	4	5	11	22	35	47	19
Cetek	Led [%]	56	46	33	26	25	22	24	29	37	47	55	63	38

Ačkoliv období 11 let není zcela dostačující pro analýzu dlouhodobého vývoje teploty vzduchu a koncentrace mořského ledu, lze i zde identifikovat rozdílný trend a odlišnosti různých stanic a oblastí (tab. 9).

Ve studovaném období byl na všech stanicích pro většinu měsíců zjištěn stoupající trend teploty vzduchu, a klesající trend plochy mořského zámru. Největší trend byl zjištěn na stanici Mendel, kde nedochází k výraznému oteplování a snižování plochy mořského zámru pouze na jaře a v dubnu. Podobný trend vykazuje i stanice Esperanza, i když zde je méně výrazný. Stanice Carlini je patrná mírně klesající tendence především v přelomu zimy a jara, každopádně je výrazně menší než u ostatních stanic. Výsledky v období léta a podzimu pro stanici Vernadsky ukazují mírný nárůst plochy mořského zámru a současně k poklesu teploty, nejsou však statisticky významné. Z hlediska 200 km oblastí, dochází k nejméně výraznějšímu úbytku ledu ve Východní oblasti v období léta v pobřežních oblastech, kde dříve led letní tání přečkal. Západní oblast má trend nejmenší v průběhu léta a podzimu, což je způsobeno menší počáteční plochou mořského ledu ve sledovaném období.

Tab. 9: Trend teploty vzduchu a koncentrace mořského zámru vyjádřený pro jednotlivé měsíce a rok za období 2013-2013. Hnědo-modré spektrum označuje měsíce od nejvyššího měsíčního navýšení TAVG (tmavě hnědě) po nejvyšší měsíční pokles TAVG (tmavě modře) a koncentraci mořského ledu od nejvyššího měsíčního snížení koncentrace (tmavě hnědě) po nejvyšší měsíční navýšení koncentrace (tmavě modře).

Oblast		Jaro			Léto			Podzim			Zima			Trend za desetiletí [°C]
		Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	
Mendel	TAVG [°C]	0,10	0,07	0,46	0,30	0,25	0,25	0,17	-0,25	0,56	0,31	0,38	0,39	2,48
	Led [%]	-0,7	-2,5	-3,7	-6,7	-7,4	-4,9	-2,8	-2,1	-4,6	-2,5	-0,7	-1,7	-33,5
Esperanza	TAVG [°C]	0,06	0,03	0,34	0,22	0,21	0,17	0,10	-0,23	0,37	0,20	0,12	0,25	1,52
	Led [%]	-0,3	-1,4	-0,5	-0,6	-0,4	-0,5	-1,3	-0,5	-2,5	-2,2	0,5	-0,6	-8,5
Carlini	TAVG [°C]	0,16	-0,02	0,19	0,13	0,14	0,11	0,02	-0,05	0,13	0,15	0,16	0,28	1,17
	Led [%]	-2,6	-1,1	0,6	0,0	-0,7	-0,3	-0,6	0,0	0,6	0,1	-1,7	-3,9	-7,9
Vernadsky	TAVG [°C]	0,56	0,22	0,30	0,11	0,00	0,04	-0,01	-0,01	0,06	0,14	0,44	0,38	1,86
	Led [%]	-7,5	-7,5	-5,2	-2,6	3,2	1,5	1,0	0,9	0,7	-0,8	-4,7	-5,4	-22,1
Východ	Led [%]	0,3	-0,4	-3,4	-5,3	-7,8	-8,0	-7,1	-1,4	-2,2	-1,0	0,1	-0,4	-30,4
Západ	Led [%]	-3,4	-2,2	-2,2	-0,9	-0,2	0,1	-0,1	-0,2	-0,9	-1,9	-3,2	-4,4	-16,2
Cetek	Led [%]	-2,1	-1,5	-2,6	-2,5	-2,9	-2,8	-2,6	-0,6	-1,4	-1,6	-2,0	-3,0	-21,2

6.3 Vliv mořského ledu na teplotu vzduchu

Následující kapitola podrobněji zkoumá vliv mořského zámru na teplotu vzduchu pomocí Personova korelačního koeficientu a lineární regrese vypočítané pro jednotlivá roční období v rámci každé stanice (obr. 46).

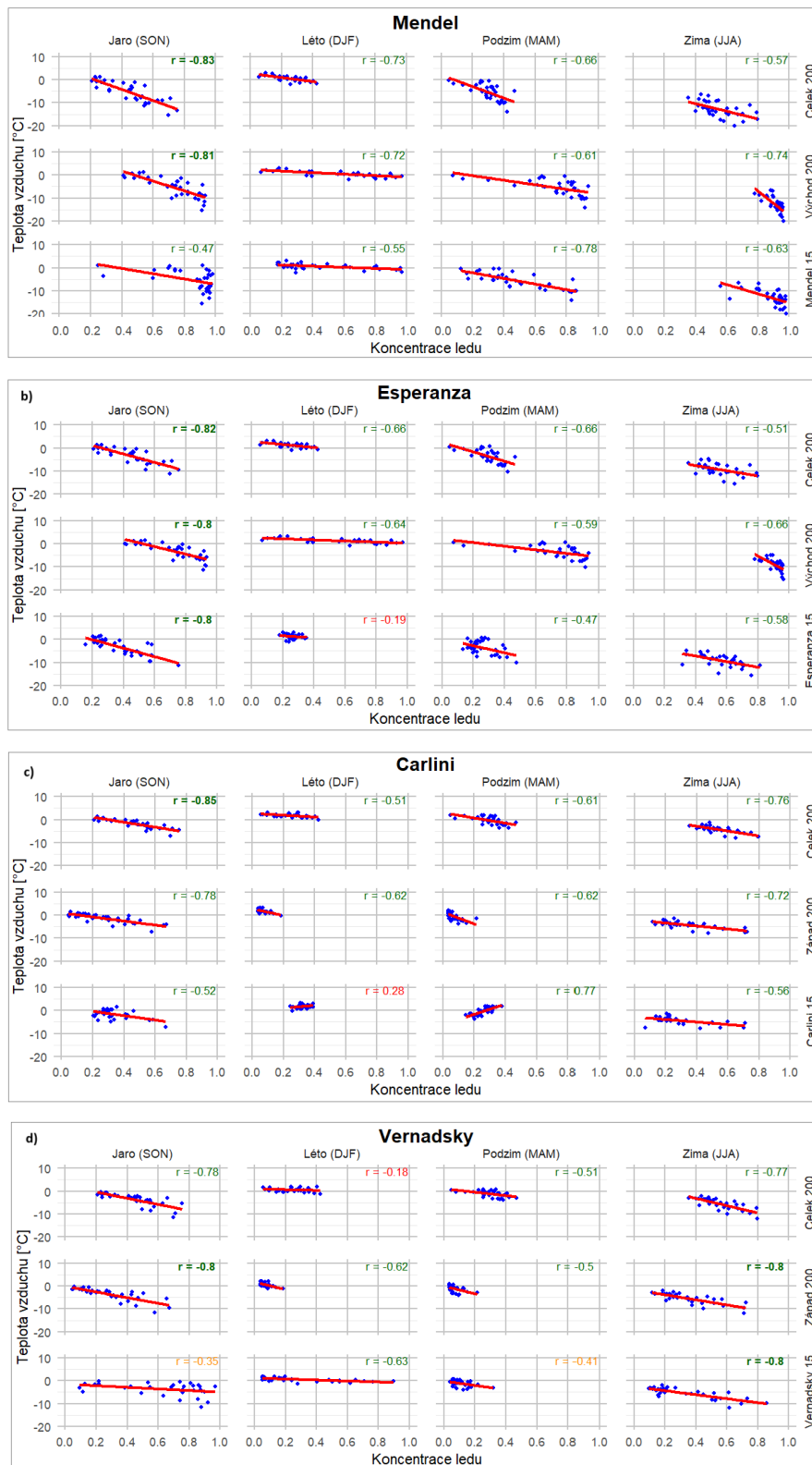
Okolí stanice Mendel má pro všechna období vysokou a statisticky významnou zápornou korelaci. To značí, že s poklesem teploty dojde k nárůstu plochy mořského zámru a naopak.

Nejsilnější korelační vazby se vyskytují na jaře a z hlediska regionů je silnější pro oblast Východu a Celkové oblasti. V nejbližším okolí stanice Mendel je korelace nižší, přesto však statisticky významná. Všechny korelační koeficienty v oblasti Mendel byly shledány významné pomocí t-testu na hranici $\alpha=0,01$.

U stanice Esperanza jsou také všechny korelace silně záporné s výjimkou vlivu mořského zámru 15 km oblasti okolo stanice v letních měsících, tato hodnota nebyla shledána významnou na hranici $\alpha=0,05$, což může být ovlivněno lokálním driftem ledu zejména v letních měsících, který zapříčiňuje výrazné kolísání plochy mořského ledu mezi jednotlivými dny. Nejsilnější vztah zde byl pro všechny oblasti v průběhu jara.

Podobná situace byla u stanice Carlini, kde také byla na hladině $\alpha=0,01$, shledána hodnota korelace pro letní období mezi 15 km oblastí ledu a teplotou vzduchu jakožto nevýznamná. Příčinou zde opět bude drift mořského ledu a nízké hodnoty koncentrace mořského ledu v období léta. Nejsilnější záporná korelace zde byla zaznamenána na jaře s oblastí Celku.

U stanice Vernadsky byly zjištěny statisticky nevýznamné vazby na hladině $\alpha=0,01$, pro oblast Celku. Hladinou $\alpha=0,05$, neprošlo jaro a podzim lokální oblasti. I zde jsou tyto nevýznamné hodnoty pravděpodobně způsobeny nízkou plochou a lokálním driftem ledu.



Obr. 46: Pearsonův korelační koeficient a lineární regrese mezi koncentrací ledu v několika oblastech a teplotou vzduchu pro stanice: a) Mendel, b) Esperanza, c) Carlini, d) Vernadsky. Sloupce znázorňují jedno roční období, řádky reprezentují jednotlivé oblasti mořského zámru.

Hodnoty korelace označeny červeně byly *t*-testem shledány nevýznamné hladině $\alpha=0,05$, oranžově na hladině $\alpha=0,01$, zelené byly shledány významné, tučně jsou značeny korelace silnější než $-0,8$.

Z provedené analýzy vyplývá, že nejtěsnější a statisticky významná korelační vazba se vyskytuje v jarním období z hlediska sezon a velkých 200 km oblastí, u kterých je oproti lokálním 15 km oblastem eliminován faktor lokálního driftu. Lze tedy říct, že pokud je plocha mořského ledu v Celkové oblasti vysoká, budou se v dané oblasti vyskytovat nízké teploty, a pokud zde dochází k rozpadu mořského ledu, teplota vzduchu bude vyšší na všech stanicích.

Z hlediska celoročního (tab. 10), nebyly zjištěny statisticky významné korelace na hranici $\alpha=0,05$, pouze v okolí stanice Carlini. Všechny ostatní stanice mají významné celoroční korelace se všemi oblastmi na hranici $\alpha=0,01$.

Tab. 10: Hodnoty Pearsonova korelačního koeficientu mezi teplotou vzduchu a koncentrací ledu pro všechny stanice za celý rok s vyznačenými korelacemi silnějšími než $-0,8$. Testováno na hladině významnosti $\alpha=0,05$ a $\alpha=0,01$ pomocí *t*-testu.

Stanice	Oblast	Korelace	P hodnota
Mendel	Mendel 15	-0,62	$x < 0,01$
Mendel	Východ 200	-0,71	$x < 0,01$
Mendel	Celek 200	-0,80	$x < 0,01$
Esperanza	Esperanza 15	-0,78	$x < 0,01$
Esperanza	Východ 200	-0,71	$x < 0,01$
Esperanza	Celek 200	-0,79	$x < 0,01$
Carlini	Carlini 15	-0,09	$x > 0,05$
Carlini	Západ 200	-0,79	$x < 0,01$
Carlini	Celek 200	-0,86	$x < 0,01$
Vernadsky	Vernadsky 15	-0,48	$x < 0,01$
Vernadsky	Západ 200	-0,86	$x < 0,01$
Vernadsky	Celek 200	-0,84	$x < 0,01$

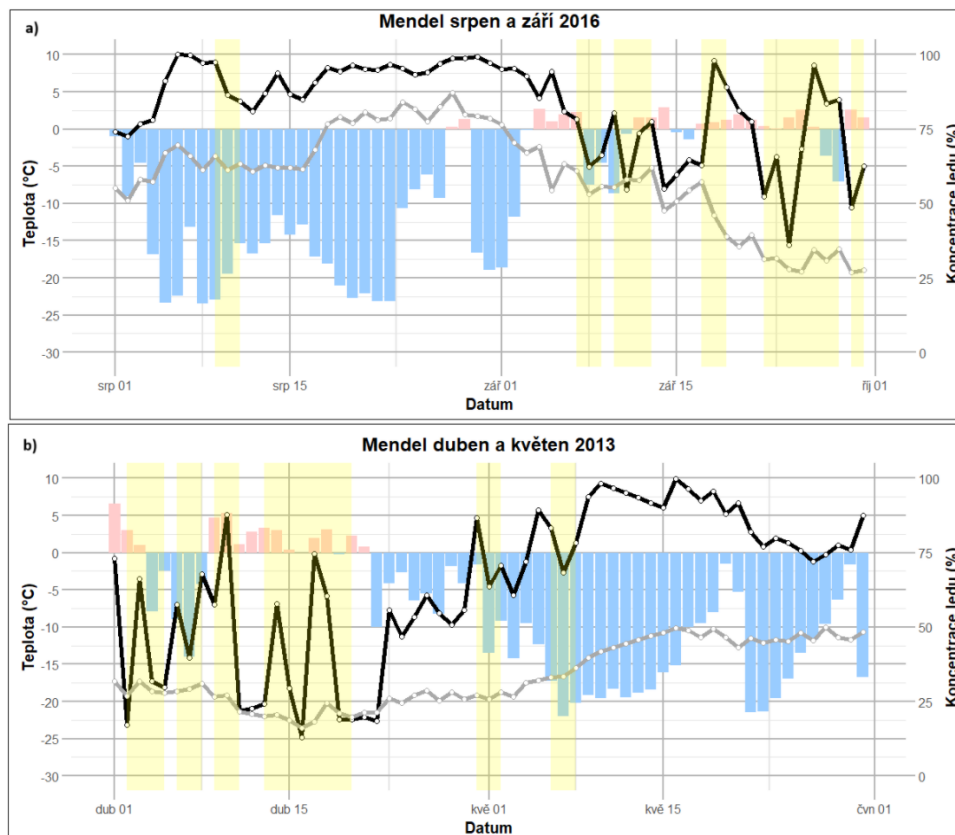
6.4 Vybrané události meziměsíčních teplotních změn

6.4.1 Charakteristika událostí

6.4.1.1 Oblast stanice Mendel

První situace se vyskytuje na konci zimy na přelomu srpna a září 2016 (obr. 47 (a)). Jedná se o největší meziměsíční vzestup teploty, kdy došlo k průměrnému nárůstu teploty o 13,6 stupňů, což je nejvyšší meziměsíční změna za celé sledované období napříč všemi stanicemi. Teplota začala stoupat na přelomu září a října, kdy během pár dní ze silných mrazů s teplotami pohybujícími se pod $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, dostala nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Spolu s takto výrazným nárůstem teploty docházelo i ke zmenšování plochy mořského ledu. Stacionární kompaktní led se začal kolem 2. září rozpadat a následně driftovat, což je patrné na vysoké variabilitě po sobě jdoucích dní

z ohledu koncentrace ledu, kdy led přibýval i v době, kdy byla teplota vzduchu nad bodem mrazu. Důkazem, že nešlo pouze o lokální událost, je vývoj plochy mořského ledu pro oblast Celku, kde také došlo k výraznému úbytku mořského ledu, což je pro konec zimy neobvyklé.



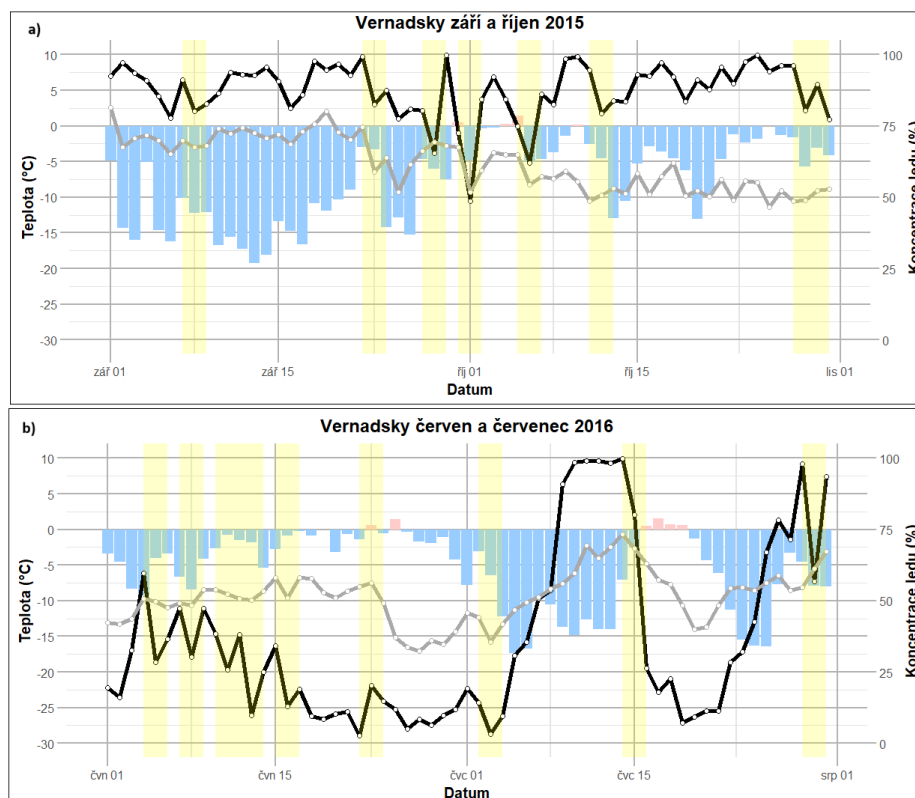
Obr. 47: a) nejvyššího nárůstu teploty vzduchu v rámci jednoho měsíce na stanici Mendel, b) nejvyššího poklesu teploty vzduchu v rámci jednoho měsíce na stanici Mendel. Doplněno o křivky plochy mořského zámru v oblasti 15 km okolo stanice Mendel a oblasti 200 km Celku. Kladné teploty vzduchu jsou značeny červeně, záporné modře. Žlutě jsou vyznačeny dny, kdy docházelo k významnému driftu přes 10 %.

Druhá událost (obr. 47 (b)) se vyskytla na počátku sledovaného období na podzim 2013 na konci podzimu, kdy teplota vzduchu byla nad 0 °C a plocha mořského ledu se pohybovala kolem 50 %. Led, který se v okolí stanice nacházel, silně driftoval, což dokazují velké mezidenní rozdíly. Od 22. dubnu se začalo výrazně ochlazovat a spolu s tím začala výrazně narůstat i plocha mořského ledu. Led se stával postupně kompaktnějším a přestal driftovat. Hodnoty Celkové plochy postupně také začaly narůstat, každopádně nárůst byl pozvolnější a odpovídal běžnému nárůstu v období konce podzimu.

6.4.1.2 Oblast stanice Vernadsky

Události reprezentující Západní oblast jsou popisovány pomocí stanice Vernadsky. První událost (obr. 48 (a)), je celkem netypická, jelikož se jedná o největší nárůst teploty vzduchu mezi 2 po sobě následujícími měsíci o $5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, po kterém však teplota vzduchu stále zůstala po většinu období pod bodem mrazu. Koncentrace mořského zámruzu se po celé období drží kolem 85 % s výjimkou několika výrazných poklesů k 50 %. Změna teploty vzduchu v tomto případě přispěla 1. října k výraznému driftu mořského ledu i přes to, že nedošlo k výraznému nárůstu teploty vzduchu nad hranici $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Poslední událost (obr. 48 (b)) se vyskytovala uprostřed zimy, kdy došlo k 2 výrazným oteplům a následnému ochlazení s amplitudou přes $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Na počátku období je patrná malá plocha mořského zámruzu pohybující se kolem 25 %, jež není kompaktní a driftuje. Silné mrazy počátkem července dosahující $-17\text{ }^{\circ}\text{C}$ led konsolidují a způsobí téměř 100 % zámraz v okolí stanice Vernadsky. V polovině měsíce přišlo výrazné oteplení, kdy teploty vystoupí mírně nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, což stačí k tomu, aby nově zformovaný led začal tát a driftovat. Takto výrazné změny teploty vzduchu v průběhu krátké doby byly pravděpodobně výsledkem působení rozdílných vzduchových hmot na stanici. Obvyklé je pro toto období chladné kontinentální klima, ale došlo zde k proniknutí teplejšího oceánského vzduchu ze severu.



Obr. 48: a) nejvyššího nárůstu teploty vzduchu v rámci jednoho měsíce na stanici Vernadsky, b) nejvyššího poklesu teploty vzduchu v rámci jednoho měsíce na stanici Vernadsky. Doplněno o křivky plochy mořského zámru v oblasti 15 km okolo stanice Mendel a oblasti 200 km Celku. Kladné teploty vzduchu jsou značeny červeně, záporné modře. Žlutě jsou vyznačeny dny, kdy docházelo k významnému driftu přes 10 %.

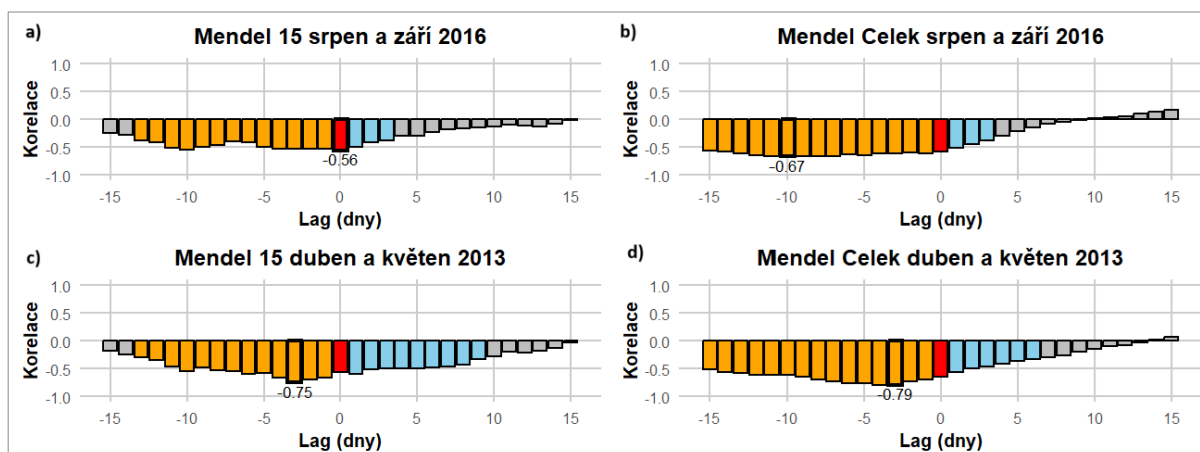
6.4.2 Křížová korelace

Na vybrané události stanic Mendel a Vernadsky byla aplikována křížová korelace, s cílem analyzovat závislost teploty vzduchu (nezávislá proměnná) a plochy mořského ledu (závislá proměnná) s možností časového posunu ± 15 dní. Výsledné hodnoty byly podrobeny testu významnosti pomocí Monte Carlo testu s hladinou $\alpha=0,01$.

6.4.2.1 Oblast stanice Mendel

První situace na stanici Mendel se vyskytla v srpnu a září 2016, kdy došlo k výraznému nárůstu teploty vzduchu, lze vidět na (obr. 49 (a-b)). Při hodnocení vlivu teploty vzduchu na plochy mořského ledu v oblasti 15 km byla nejvyšší zaznamenaná korelace $r = -0,56$ v den změny teploty. To lze interpretovat tak, že zvýšení teploty v jeden den mělo vliv na zmenšení plochy mořského ledu v následujících 10 dnech s největší intenzitou právě v den zvýšení teploty. V případě obrázku b) kde se teplota vzduchu na stanici posuzovala s Celkovou 200 km oblastí, byla detekována nejtěsnější korelace $r = -0,67$ s maximem při 10denním zpoždění. V Celkové oblasti tedy mořský zámraz reagoval nejsilněji až 10 dní poté, co došlo ke změně teploty. Podobně silný byl vztah i při dnech zpoždění 0 až -9. Z toho lze usoudit, že se nejednalo pouze o vliv lokálních podmínek nárůstu teploty vzduchu a následného poklesu ledu.

Největší pokles teploty vzduchu po sobě následujících měsících v oblasti Mendel nastal v dubnu a květnu 2013 a je zobrazen na (obr. 49 (c-d)). V oblasti mořského zámru 15 km je zde nejvyšší zaznamenaná korelace $r = -0,75$ při zpoždění tří dnů. To naznačuje, že pokles teploty vzduchu v jeden den mělo velice silný vliv na nárůst plochy mořského ledu o 3 dny později. Poměrně silná záporná korelace je zde však i ve dnech, které předcházely dané události, což lze interpretovat tak, že ke zvyšování plochy mořského ledu docházelo ještě dříve před začátkem poklesu teploty.

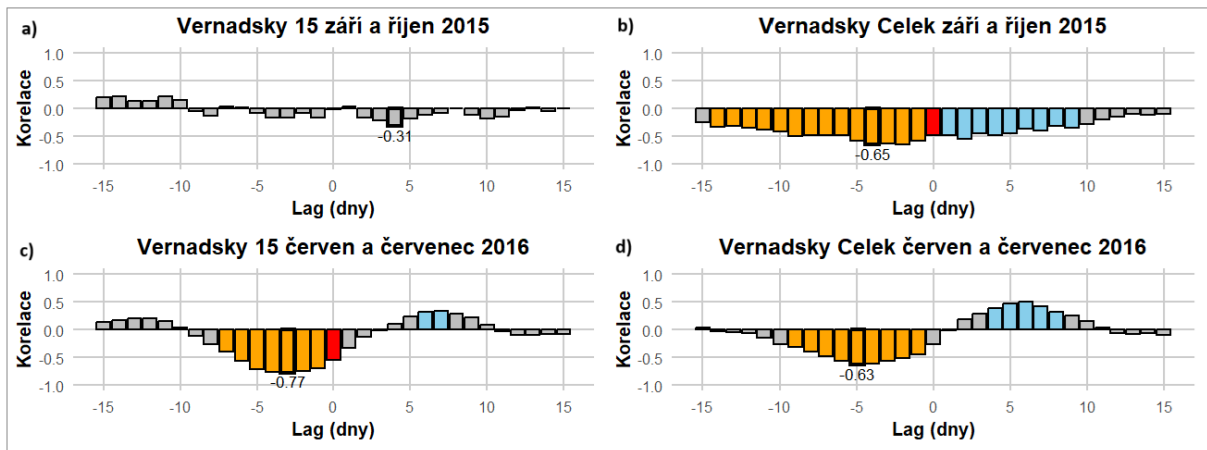


Obr. 49: Křížová korelace mezi teplotou vzduchu na stanici Mendel (nezávislá proměnná) a plochou mořského ledu (závislá proměnná). Oranžově jsou značeny hodnoty korelačního koeficientu pro opožděné dny a modře pro předcházející dny. Šedě jsou označeny hodnoty, které byly zamítnuty pomocí testu Monte Carlo na hranici $\alpha=0,01$.

6.4.2.2 Oblast stanice Vernadsky

První situace na stanici Vernadsky se vyskytla v září a říjnu 2015, kdy došlo k výraznému nárůstu teploty vzduchu, lze vidět na (obr. 50 (a-b)). Křížová korelace mezi teplotou vzduchu pro stanici Vernadsky a okolní plochou ledu neprošla na hranici $\alpha=0,01$ byla shledána za statisticky významnou a nelze tedy potvrdit závislost. V případě posuzování teploty vzduchu a Celkové 200 km oblasti, zde byl nejsilnější vztah s 4denním zpožděním $r=-0,65$, což značí, že na nárůst teploty reagoval mořský led v Celkové oblasti nejsilněji se zpožděním čtyř dnů.

Největší pokles teploty vzduchu po sobě následujících měsících v oblasti Vernadsky nastal v červnu a červenci 2016 a je zobrazen na (obr. 50 (c-d)). V oblasti mořského zámrazu 15 km je zde nejvyšší zaznamenaná korelace $r=-0,77$ při zpoždění tří dnů. To naznačuje, že pokles teploty vzduchu v jeden den mělo velice silný vliv na nárůst plochy mořského ledu o 3 dny později. V případě posuzování teploty vzduchu a Celkové 200 km oblasti, zde byl nejsilnější vztah s 5denním zpožděním $r=-0,63$, což značí, že na nárůst teploty reagoval mořský led v Celkové oblasti nejsilněji se zpožděním pěti dnů.



Obr. 50: Křížová korelace mezi teplotou vzduchu na stanici Vernadsky (nezávislá proměnná) a plochou mořského ledu (závislá proměnná). Oranžově jsou značeny hodnoty korelačního koeficientu pro opožděné dny a modře pro předcházející dny. Šedě jsou označeny hodnoty, které byly zamítnuty pomocí testu Monte Carlo na hranici $\alpha=0,01$.

Mezi teplotou a jejím vlivem na mořský zámrzem byla nalezena signifikantní záporná korelace s nejvyšším vlivem se zpožděním 0-5 dnů. Tento výsledek je v zásadě logický, jelikož při výrazném nárůstu teploty vzduchu začne docházet k rozpadu a tání bezprostředně po této události. Pokud je však nárůst mírnější anebo je led silný, může jeho reakce být opožděná. Stejně tak je to při formování ledu v případě poklesu teploty vzduchu, může ještě pár dní trvat, než dojde k dostatečnému ochlazení oceánu a počátku formování zámruzu. V případě, že povrchová teplota moře je nízká a ochlazení je výrazné, může docházet ke tvorbě mořského zámruzu ve velmi krátkém čase.

7 Diskuze

7.1 Vstupní data mořského zámru

V této práci byly hodnoceny změny plochy mořského zámru a jeho vlivu na teplotu vzduchu v oblasti severní části Antarktického poloostrova v letech 2013-2023.

Pro detailní analýzu malých 15 km oblastí mořského zámru v okolí stanic bylo nutné vybrat dostatečně přesná data. Družicové snímky z mikrovlnných radiometrů a z nich odvozené údaje o koncentraci mořského ledu s rozlišením 6-25 km, mezi něž patří například databáze NSIDC či kanadský ASF portál, jsou citlivé na atmosférické podmínky. Vyšší koncentrace vodní páry v atmosféře nebo zdrsnění povrchu větrem mohou ve výsledných snímcích vytvořit značné nepřesnosti (McDonald et al. 2023).

Například ve studii provedené Cho a kol. (2020), bylo ověřeno použití dat z radiometru ASMR2 o rozlišení 3,125 km při různých pozorovacích podmínkách. Výše uvedená studie dále potvrdila, že při bezoblačné obloze jsou chyby z tohoto radiometru oproti reálným hodnotám nižší než 10 % a výrazně tak zlepšují pozorování úžin v mořském zámru a pozorování koncentrace ledu v pobřežních oblastech. Výrazně lepších výsledků oproti rozlišení 6-25 km bylo dosaženo i při horších pozorovacích podmínkách.

Vytváření časové řady mořského zámru z více datových zdrojů by mohlo způsobit značně nepřesné výsledky v pobřežních oblastech. Například v rámci průlivu v oblasti stanice Mendel by se do průlivu nevešel ani jeden 25 km pixel a vedlo by to k výrazně nižší citlivosti detekce driftu. Proto bylo jakožto zájmové období zvoleno pouze období 2013-2023, které je plně pokryto rozlišením 3,125 km.

7.2 Změny plochy mořského zámru a teploty vzduchu

V rámci sledovaného období bylo detekováno výrazné oteplení na všech stanicích a výrazný úbytek plochy mořského ledu v severní části poloostrova. Tyto výsledky se shodují s ostatními pracemi, které se zabývaly změnami teploty a mořského zámru v oblasti Antarktického poloostrova či celé Antarktidy (Purich, Doddridge 2023; NSIDC 2024; Fons, Kurtz, Bagnardi 2023).

Z provedené analýzy dále vyplynulo, že změny plochy mořského ledu se dají rozdělit na dvě období: první období zhruba od roku 2013 do 2016, kdy byly plochy mořského zámru vysoké, a následné období výrazného poklesu do roku 2023. K podobným závěrům došel Suryawanshi et al. (2023), který detekoval výrazné oteplení vzduchu v Antarktickém poloostrově způsobené

NAO+ a výrazným meridionálním prouděním na počátku jara 2016. Tato změna byla detekována i v této práci, kdy meziměsíční rozdíl průměrné teploty vzduchu mezi zářím a říjnem na stanici Mendel, byl 13,6 °C, což představuje nejvyšší meziměsíční rozdíl v rámci všech stanic za celé sledované období. Schlosser et al. (2018) ve své studii popisuje, že následky oteplení na jaře 2016 vedly k rychlému poklesu plochy mořského zámruzu v celé Antarktidě o desítky procent.

I v této studii lze sice v zářím a říjnu pozorovat úbytek plochy mořského zámruzu, nejedná se však o nejvyšší hodnoty. Ve větších oblastech Východu a západu se však značné pokles projevil poklesem 21 % pro oblast Západ, respektive 36 % pro oblast Východu. Nedoručení takto vysokých hodnot v blízkosti stanic může způsobovat dritový led, který se díky rozpadu. Tyto výsledky odpovídají studii (Davies 2023), která podobné změny v rámci obou pobřeží Antarktického poloostrova pozorovala v předcházejících letech. Z hlediska celkové plochy mořského zámruzu v zájmové oblasti odpovídají zjištěné nejnižší plochy v letech 2022 a 2023 studii (Purich, Doddridge 2023), která plochu mořského ledu hodnotila v rámci celé Antarktidy.

Zjištěné nárůsty teploty vzduchu na stanicích Mendel, Esperanza, Carlini, Vernadsky, které se za sledované období pohybovaly v rozmezí 1,17 °C až 2,48 °C, jsou oproti nárůstům teploty ostatních stanic, kterým se věnovala studie (Carrasco, Bozkurt, Cordero 2021), spíše vyšší. Nárůsty u ostatních stanic se podle studie pohybovali kolem 1 °C. Nejvyšší změny zaznamenala stanice Mendel, jež se nachází v oblasti, kde došlo zároveň k největším změnám plochy mořského ledu, což pravděpodobně bude důvodem takto vysokého nárůstu. Nejnižší zjištěné změny a rozptyl teploty vzduchu byl zjištěn pro stanici Carlini, což odpovídá studii, podle které bylo pozorováno nižší oteplení právě v oblastech stanic nacházejících se v oblasti Jižních Shetland.

7.3 Vztah mezi mořským zámrazem a teplotou vzduchu

Při studiu vztahu mezi mořským ledem a teplotou vzduchu pomocí Pearsonovy korelace byla zjištěna silná záporná korelace, která v období jarních měsíců mezi staniční teplotou a většími oblastmi plochy mořského zámruzu přesahovala hodnotu -0,8. Podobná studie na základě měsíčních a sezónních koncentrací mořského ledu a teploty vzduchu měřené nad oceánem za období 1979 až 2016 byla provedena (Munshi 2016). Autor došel také k výsledkům, že mezi mořským zámrazem a teplotou vzduchu existuje záporná korelace, nebyla však prokázána a shledána významnou v celé části roku a nejsilnější byla v období podzimu a zimy. Autor také uvádí, že pro komplexní analýzu a lepší prokazatelnost by bylo zapotřebí zahrnout i další faktory jako jsou oceánské proudy, oblačnost či rychlost a směr větru.

Další studie, která pracovala s daty měsíčních průměrných teplot stanice Vernadsky v období 1973-1994, zjistila také silnou zápornou korelaci mezi mořským zámrzem v západní části Antarktického poloostrova a staniční teplotou vzduchu. Nejvyšší korelace autor zaznamenal v zimních měsících a dosahovala hodnot $-0,79$ (King, Harangozo 1998). Je však nutné podotknout, že autor pracoval s rozlišením snímků mořského ledu o velikosti pixelu 50 km a pro starší ročníky měl k dispozici pouze data z klimatických reanalýz. Analýzy pro lokální oblasti, jaké byly zkoumány v práci o velikosti pouze několika desítek km^2 , analyzován nebyly, může za to pravděpodobně rozlišení dat o mořském ledu, která tomu do roku 2013 znemožňovala. Výsledkům odpovídá i studie (Comiso et al. 2017), která analyzovala vztah mořského ledu a povrchové teploty vzduchu v oblasti zámru v letech 1981-2005, která identifikovala v oblasti Bellingshausenova moře korelaci v období tání $-0,91$. Dále pak autoři odhalili, že v případě zpoždění několika dnů až jednoho měsíce, se hodnota korelace nadále zvyšuje, což odpovídá zjištěným výsledkům této práce, kde byly shledány při výrazných poklesech a vzestupech teploty vzduchu silnější vazby s opožděním 0-10 dní.

V rámci zájmového území bylo na všech stanicích dosaženo maximální teploty vzduchu během ledna či února. Minimální plochy mořského zámru byly zaznamenány až začátkem podzimu. Toto zhruba dvouměsíční zpoždění minimální plochy zámru odpovídá studii (Goosse et al. 2023), kde autor tvrdí, že na tento posun má nejvýznamnější vliv zpětná vazba mezi albedem a mořským zámrzem.

7.4 Možnosti detekce driftujícího dne

Samostatně byly v práci analyzovány dny s driftujícím ledem. K tomu účelu nebyly použity družicové snímky, ale kritéria, že k nárůstu plochy mořského ledu nemůže dojít v případě, že je teplota nad $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a k úbytku nedochází, pokud je teplota pod $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ z jiného důvodu než z důvodu driftu. Detekce dní s driftovým ledem je důležitá a mohla by částečně vysvětlit nižší zjištěnou korelaci mezi mořským zámrzem a staniční teplotou vzduchu v malých 15 km oblastech. Tato metoda však nemůže poskytovat dokonalé výsledky, jelikož ji uniká spousta dní s driftujícím ledem, při kterých se celková plocha zámru v oblasti nemění. Oproti přesným leteckým či kamerovým snímkům neposkytuje ani přesné prostorové rozložení v oblasti, nýbrž pouze souhrnu hodnotu za oblast s poloměrem 15 km v okolí stanice, což nemusí být pro změny mikroklimatu dostačující. Mezi pokročilejší možnosti detekce driftu, patří metoda kontinuální maximální křížové korelace, která měří drift na základě dvojice po sobě jdoucích snímků získaných z pasivních mikrovlnných radiometrů (Lavergne, Down 2023). Přesnost této metody se však snižuje v letních měsících v případě výraznějšího povrchového tání a vyšší vlhkosti

vzduchu. Tato metoda je velmi náročná na výpočetní kapacitu a nelze replikovat na běžném počítači a je tedy pro tuto práci nevhodná.

Na základě této detekce bylo zjištěno, že počet dní s driftujícím ledem se značně odlišuje regionálně. Více dní s driftujícím ledem je v létě a na podzimu, naopak méně v zimě a na jaře. Tento trend byl nejvíce patrný v oblasti Mendel, ostatní stanice měly roční chod dní s driftujícím ledem vyrovnanější. Více vyrovnaný roční chod mořského driftu v oblastech otevřených vůči oceánu, může být způsobován zimními cyklony, které mořský zámraz rozbíjejí a urychlují jeho drift (Womack et al. 2022). S maximem počtu dní s driftujícím ledem v období podzimu se shoduje i studie (Wang et al. 2023b). Autoři dále uvádí že minimální drift nastává na jaře, je však značně nepředvídatelný a závislý na tom, kdy začne docházet k rozpadu mořského zámrazu.

Závěr

V této práci byly hodnoceny změny plochy mořského zámru a jeho vliv na teplotu vzduchu v severní části Antarktického poloostrova za období 2013-2023. Analyzována byla staniční data výzkumných stanic J. G. Mendela, Esperanza, Carlini a Vernadsky. Doplněna byla o družicové snímky mořského zámru o vysokém rozlišení 3,125 km.

Provedená analýza poukázala na velkou dynamiku studovaného období, ve kterém po roce 2016 došlo k výraznému poklesu plochy mořského zámru ve všech sledovaných oblastech. Porovnávány byly vlivy mořského zámru na teplotu vzduchu v závislosti na velikosti zkoumané oblasti zámru.

Pearsonův korelační koeficient a lineární regrese prokázaly silnou korelaci mezi plochou mořského zámru a teplotou vzduchu. Nejtěsnější korelační vazby byly určeny pro období jara pro větší oblasti mořského zámru. Křížová korelace prokázala silné vazby mezi prudkou změnou teploty vzduchu a reakcí mořského zámru se zpožděním 3-5 dní. Statisticky nevýznamné korelace byly odhaleny pomocí Monte Carlo testu a t-testu pro některé menší územní plochy mořského ledu v okolí stanic především v letních měsících. Drift mořského ledu vytvářel v blízkém okolí stanic velké mezidenní rozdíly plochy mořského zámru a mohl být příčinou méně těsného vztahu.

Hlavním přínosem práce bylo prokázání silného vztahu mezi teplotou vzduchu a mořským zámrem. Byly popsány některé příčiny, které mohou způsobovat rozdíly síly vlivu u jednotlivých stanic a velikostí oblastí mořského zámru.

Námětem pro další studii může být zapojení dalších parametrů do analýzy, které by mohly ještě lépe pomoci určit sílu vazby a určit její příčiny. Mezi tyto parametry se řadí především mořské proudy, atmosférická cirkulace, dálkové vazby a srážky. Zlepšení přesnosti a významnosti analýzy by také mohlo pomoci studování delšího časového období, které by pomohlo pochopit, jestli období 2013-2023 bylo zcela mimořádné, nebo se jedná o začátek výrazné změny v oblasti Antarktického poloostrova.

Seznam použité literatury

- ABERLE, R., ENDERLIN, E. M., MARSHALL, H. P., KOPERA, M., MEEHAN, T. G. (2023): Assessing controls on ice dynamics at Crane Glacier, Antarctic Peninsula, using a numerical ice flow model. *Journal of Glaciology*, 9, 45.
- ABRAM, N. J., MULVANEY, R., VIMEUX, F., PHIPPS, S. J., TURNER, J., ENGLAND, M. H. (2014): Evolution of the Southern Annular Mode during the past millennium. *Nature Climate Change*, 7, 4, 564–569.
- BINDSCHADLER, R., CHOI, H., WICHLACZ, A., BINGHAM, R., BOHLANDER, J., BRUNT, K., CORR, H., DREWS, R., FRICKER, H., HALL, M., HINDMARSH, R., KOHLER, J., PADMAN, L., RACK, W., ROTSCHKY, G., URBINI, S., VORNBERGER, P., YOUNG, N. (2011): Getting around Antarctica: New high-resolution mappings of the grounded and freely-floating boundaries of the Antarctic ice sheet created for the International Polar Year. *Cryosphere*, 3, 5, 569–588.
- BRACEGIRDLE, T. J., KRINNER, G., TONELLI, M., HAUMANN, F. A., NAUGHTEN, K. A., RACKOW, T., ROACH, L. A., WAINER, I. (2020): Twenty first century changes in Antarctic and Southern Ocean surface climate in CMIP6. *Atmospheric Science Letters*, 9, 21, 1–14.
- BRANDT, R. E., WARREN, S. G., WORBY, A. P., GRENFELL, T. C. (2005): Surface albedo of the Antarctic sea ice zone. *Journal of Climate*, 17, 18, 3606–3622.
- CAMPBELL, E. C., WILSON, E. A., MOORE, G. W. K., RISER, S. C., BRAYTON, C. E., MAZLOFF, M. R., TALLEY, L. D. (2019): Antarctic offshore polynyas linked to Southern Hemisphere climate anomalies. *Nature*, 7761, 570, 319–325.
- CARRASCO, J. F., BOZKURT, D., CORDERO, R. R. (2021): A review of the observed air temperature in the Antarctic Peninsula. Did the warming trend come back after the early 21st hiatus? *Polar Science*, February, 28, 100653.
- CHEON, W. G., LEE, S. K., GORDON, A. L., LIU, Y., CHO, C. B., PARK, J. J. (2015): Replicating the 1970s' Weddell Polynya using a coupled ocean-sea ice model with reanalysis surface flux fields. *Geophysical Research Letters*, 13, 42, 5411–5418.
- CHO, K., NAOKI, K., COMISO, J. (2020): Detailed validation of amsr2 sea ice concentration data using modis data in the sea of okhotsk. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 3, 5, 369–373.
- CHUNG, Y. C., BÉLAIR, S., MAILHOT, J. (2011): Blowing snow on arctic sea ice: Results from an improved sea ice-snow-blowing snow coupled system. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 12, 678–689.
- COMISO, J. C., GERSTEN, R. A., STOCK, L. V., TURNER, J., PEREZ, G. J., CHO, K. (2017): Positive trend in the Antarctic sea ice cover and associated changes in surface temperature. *Journal of Climate*, 6, 30, 2251–2267.
- COMISO, J. C., KWOK, R., MARTIN, S., GORDON, A. L. (2011): Variability and trends in sea ice extent and ice production in the Ross Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 4, 116, 1–19.
- DAVIES, B. J., HAMBREY, M. J., SMELLIE, J. L., CARRIVICK, J. L., GLASSER, N. F. (2012): Antarctic Peninsula Ice Sheet evolution during the Cenozoic Era. *Quaternary Science Reviews*, 31, 30–66.
- DOBLE, M. J., COON, M. D., WADHAMS, P. (2003): Pancake ice formation in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 7, 108.
- DONOHUE, K. A., TRACEY, K. L., WATTS, D. R., CHIDICHIMO, M. P., CHERESKIN, T. K. (2016): Mean Antarctic Circumpolar Current transport measured in Drake Passage. *Geophysical Research Letters*, 22, 43, 11,760–11,767.
- DORONINA, H., ZVONKOVA, H., HARMASAR, V., MUSHKALO, Y. (2023): The Evolution of Research by Ukrainian Scientists in the Antarctic using remote sensing Methods. 2023 IEEE 6th International Conference on Information and Telecommunication Technologies and Radio Electronics, UkrMiCo 2023, 384–387.

- DUSPAYEV, A. (2024): Earth ' s Sea Ice Radiative Effect From 1980 to 2023.
- EICKEN, H., LANGE, M. A., WADHAMS, P. (1994): Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice. *Annales Geophysicae*, 1, 12, 80–93.
- ENGLAND, M. R., POLVANI, L. M., SUN, L. (2020): Robust Arctic warming caused by projected Antarctic sea ice loss. *Environmental Research Letters*, 10, 15, 104005.
- FONS, S., KURTZ, N., BAGNARDI, M. (2023): A decade-plus of Antarctic sea ice thickness and volume estimates from CryoSat-2 using a physical model and waveform fitting. *Cryosphere*, 6, 17, 2487–2508.
- FRANCIS, D., EAYRS, C., CUESTA, J., HOLLAND, D. (2019): Polar Cyclones at the Origin of the Reoccurrence of the Maud Rise Polynya in Austral Winter 2017. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 10, 124, 5251–5267.
- FRASER, A. D., WONGPAN, P., LANGHORNE, P. J., KLEKOCIUK, A. R., KUSAHARA, K., LANNUZEL, D., MASSOM, R. A., MEINERS, K. M., SWADLING, K. M., ATWATER, D. P., BRETT, G. M., CORKILL, M., DALMAN, L. A., FIDDES, S., GRANATA, A., GUGLIELMO, L., HEIL, P., LEONARD, G. H., MAHONEY, A. R., MCMINN, A., VAN DER MERWE, P., WELDRICK, C. K., WIENECKE, B. (2023): Antarctic Landfast Sea Ice: A Review of Its Physics, Biogeochemistry and Ecology. *Reviews of Geophysics*, 2, 61.
- FREY, W. R., MORRISON, A. L., KAY, J. E., GUZMAN, R., CHEPFER, H. (2018): The Combined Influence of Observed Southern Ocean Clouds and Sea Ice on Top-of-Atmosphere Albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 9, 123, 4461–4475.
- GARCIA-EIDELL, C., COMISO, J. C., DINNAT, E., BRUCKER, L. (2019): Sea Surface Salinity Distribution in the Southern Ocean as Observed From Space. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 5, 124, 3186–3205.
- GOOSSE, H., ALLENDE CONTADOR, S., BITZ, C. M., BLANCHARD-WRIGGLESWORTH, E., EAYRS, C., FICHEFET, T., HIMMICH, K., HUOT, P. V., KLEIN, F., MARCHI, S., MASSONNET, F., MEZZINA, B., PELLETIER, C., ROACH, L., VANCOPPENOLLE, M., VAN LIPZIG, N. P. M. (2023): Modulation of the seasonal cycle of the Antarctic sea ice extent by sea ice processes and feedbacks with the ocean and the atmosphere. *Cryosphere*, 1, 17, 407–425.
- GORODETSKAYA, I. V., DURÁN-ALARCÓN, C., GONZÁLEZ-HERRERO, S., CLEM, K. R., ZOU, X., ROWE, P., RODRIGUEZ IMAZIO, P., CAMPOS, D., LEROY-DOS SANTOS, C., DUTRIEVOZ, N., WILLE, J. D., CHYHAREVA, A., FAVIER, V., BLANCHET, J., POHL, B., CORDERO, R. R., PARK, S.-J., COLWELL, S., LAZZARA, M. A., CARRASCO, J., GULISANO, A. M., KRAKOVSKA, S., RALPH, F. M., DETHINNE, T., PICARD, G. (2023): Record-high Antarctic Peninsula temperatures and surface melt in February 2022: a compound event with an intense atmospheric river. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1, 6.
- ISTOMINA, L., HEYGSTER, G., ENOMOTO, H., USHIO, S., TAMURA, T., HAAS, C. (2022): Remote Sensing Observations of Melt Ponds on Top of Antarctic SEA ICE Using Sentinel-3 Data. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Sentinel 3, 2022-July*, 3884–3887.
- JEFFRIES, M. O., SHAW, R. A., MORRIS, K., VEAZEY, A. L., KROUSE, H. R., ROSS, R. I. (1994): isotopes MarieByrdLand • F ••••. 93, 99, 985–995.
- JENA, B., BAJISH, C. C., TURNER, J., RAVICHANDRAN, M., ANILKUMAR, N., KSHITIJA, S. (2022): Record low sea ice extent in the Weddell Sea, Antarctica in April/May 2019 driven by intense and explosive polar cyclones. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1, 5, 1–15.
- JEONG, H., TURNER, A. K., ROBERTS, A. F., VENEZIANI, M., PRICE, S. F., ASAY-DAVIS, X. S., VAN ROEKEL, L. P., LIN, W., CALDWELL, P. M., PARK, H. S., WOLFE, J. D., MAMETJANOV, A. (2023): Southern Ocean polynyas and dense water formation in a high-resolution, coupled Earth system model. *Cryosphere*, 7, 17, 2681–2700.
- KOHYAMA, T., HARTMANN, D. L. (2016): Antarctic sea ice response to weather and climate modes of variability. *Journal of Climate*, 2, 29, 721–741.

- LAVERGNE, T., DOWN, E. (2023): A climate data record of year-round global sea-ice drift from the EUMETSAT Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility (OSI SAF). *Earth System Science Data*, 12, 15, 5807–5834.
- LEE, D. Y., PETERSEN, M. R., LIN, W. (2019): The Southern Annular Mode and Southern Ocean Surface Westerly Winds in E3SM. *Earth and Space Science*, 12, 6, 2624–2643.
- LIANG, K., WANG, J., LUO, H., YANG, Q. (2023): The Role of Atmospheric Rivers in Antarctic Sea Ice Variations. *Geophysical Research Letters*, 8, 50, 1–10.
- MACDONALD, G. J., POPOVIĆ, P., MAYER, D. P. (2020): Formation of sea ice ponds from ice-shelf runoff, adjacent to the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 82, 61, 73–77.
- MACKIE, S., SMITH, I. J., RIDLEY, J. K., STEVENS, D. P., LANGHORNE, P. J. (2020): Climate response to increasing antarctic iceberg and ice shelf melt. *Journal of Climate*, 20, 33, 8917–8938.
- MAHONEY, A., EICKEN, H., GAYLORD, A. G., SHAPIRO, L. (2007): Alaska landfast sea ice: Links with bathymetry and atmospheric circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2, 112, 1–18.
- MAKSYM, T., JEFFRIES, M. O. (2001): Phase and compositional evolution of the flooded layer during snow-ice formation on Antarctic sea ice. *Annals of Glaciology*, 3, 33, 37–44.
- MARTINSON, D. G., IANNUZZI, R. A. (1998): IMPLICATIONS FROM OCEAN IN THE WEDDELL the seasonal though it is thinner than 0 . 3 m in some regions near the gyre core ; (2) the ocean-ice system manages to liberate heat from the deep water at an average by which the heat makes its way to the surface. 74, 243–271.
- MASSOM, R. A., SCAMBOS, T. A., BENNETTS, L. G., REID, P., SQUIRE, V. A., STAMMERJOHN, S. E. (2018): Antarctic ice shelf disintegration triggered by sea ice loss and ocean swell. *Nature*, 7710, 558, 383–389.
- MAZLOFF, M. R., HEIMBACH, P., WUNSCH, C. (2010): An eddy-permitting Southern Ocean state estimate. *Journal of Physical Oceanography*, 5, 40, 880–899.
- MCDONALD, A., DIMASAKA, J., PLUMRIDGE, M., TORRY, J., ZÚÑIGA, A. C., ZEELAND, L. Van, ROGERS, M., HOSKING, S. (2023): Classifying sea ice in high-resolution SAR imagery using deep learning. 9816.
- MEREDITH, M. P., WOODWORTH, P. L., CHERESKIN, T. K., MARSHALL, D. P., ALLISON, L. C., BIGG, G. R., DONOHUE, K., HEYWOOD, K. J., HUGHES, C. W., HIBBERT, A., HOGG, A. M. C., JOHNSON, H. L., JULLION, L., KING, B. A., LEACH, H., LENN, Y. D., MAQUEDA, M. A. M., MUNDAY, D. R., GARABATO, A. C. N., PROVOST, C., SALLÉE, J. B., SPRINTALL, J. (2011): Sustained monitoring of the Southern Ocean at Drake Passage: Past achievements and future priorities. *Reviews of Geophysics*, 4, 49, 1–36.
- MINOWA, M., SUGIYAMA, S., ITO, M., YAMANE, S., AOKI, S. (2021): Thermohaline structure and circulation beneath the Langhovde Glacier ice shelf in East Antarctica. *Nature Communications*, 1, 12.
- MORALES MAQUEDA, M. A., WILLMOTT, A. J., BIGGS, N. R. T. (2004): Polynya dynamics: A review of observations and modeling. *Reviews of Geophysics*, 1, 42.
- MUNSHI, J. (2016): Responsiveness of Polar Sea Ice Extent to Air Temperature 1979-2016. *SSRN Electronic Journal*.
- NIHASHI, S., OHSHIMA, K. I. (2015): Circumpolar mapping of antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: Relationship and variability. *Journal of Climate*, 9, 28, 3650–3670.
- NOTZ, D. (2009): The future of ice sheets and sea ice: Between reversible retreat and unstoppable loss. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 49, 106, 20590–20595.
- NOWLIN, W. D., KLINCK, J. M. (1986): The physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Reviews of Geophysics*, 3, 24, 469–491.
- PRITCHARD, R. S. (1984): Arctic Ocean background noise caused by ridging of sea ice. *Journal of the Acoustical Society of America*, 2, 75, 419–427.
- PURICH, A., DODDRIDGE, E. W. (2023): Record low Antarctic sea ice coverage indicates a

- new sea ice state. *Communications Earth and Environment*, 1, 4, 1–9.
- RAHMSTORF, S. (2002): Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 6903, 419, 207–214.
 - RIGNOT, E., JACOBS, S., MOUGINOT, J., SCHEUCHL, B. (2013): Ice-shelf melting around antarctica. *Science*, 6143, 341, 266–270.
 - RIGNOT, E., MOUGINOT, J., SCHEUCHL, B., VAN DEN BROEKE, M., VAN WESSEM, M. J., MORLIGHEM, M. (2019): Four decades of Antarctic ice sheet mass balance from 1979–2017. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 4, 116, 1095–1103.
 - RIIHELÄ, A., BRIGHT, R. M., ANTTILA, K. (2021): Recent strengthening of snow and ice albedo feedback driven by Antarctic sea-ice loss. *Nature Geoscience*, 11, 14, 832–836.
 - RINTOUL, S. R., SOKOLOV, S., WILLIAMS, M. J. M., MOLINO, B. P., ROSENBERG, M., BINDOFF, N. L. (2014): transition at Macquarie Ridge. 7254–7261.
 - ROACH, L. A., EISENMAN, I., WAGNER, T. J. W., BLANCHARD-WRIGGLESWORTH, E., BITZ, C. M. (2022): Asymmetry in the seasonal cycle of Antarctic sea ice driven by insolation. *Nature Geoscience*, 4, 15, 277–281.
 - ROBERTS, S. J., HODGSON, D. A., BENTLEY, M. J., SANDERSON, D. C. W., MILNE, G., SMITH, J. A., VERLEYEN, E., BALBO, A. (2009): Holocene relative sea-level change and deglaciation on Alexander Island, Antarctic Peninsula, from elevated lake deltas. *Geomorphology*, 1–2, 112, 122–134.
 - SCHLOSSER, E., ALEXANDER HAUMANN, F., RAPHAEL, M. N. (2018): Atmospheric influences on the anomalous 2016 Antarctic sea ice decay. *Cryosphere*, 3, 12, 1103–1119.
 - SCHRÖDER, M., FAHRBACH, E. (1999): On the structure and the transport of the eastern Weddell Gyre. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1–2, 46, 501–527.
 - SEITZ, N. E., WESTBROOK, C. J., DUBÉ, M. G., SQUIRES, A. J. (2013): Assessing large spatial scale landscape change effects on water quality and quantity response in the lower Athabasca River basin. *Integrated environmental assessment and management*, 3, 9, 392–404.
 - STUECKER, M. F., BITZ, C. M., ARMOUR, K. C. (2017): Conditions leading to the unprecedented low Antarctic sea ice extent during the 2016 austral spring season. *Geophysical Research Letters*, 17, 44, 9008–9019.
 - SURYAWANSHI, K., JENA, B., BAJISH, C. C., ANILKUMAR, N. (2023): Recent Decline in Antarctic Sea Ice Cover From 2016 to 2022: Insights From Satellite Observations, Argo Floats, and Model Reanalysis. *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1, 75, 193–212.
 - TURNER, J., PHILLIPS, T., MARSHALL, G. J., HOSKING, J. S., POPE, J. O., BRACEGIRDLE, T. J., DEB, P. (2017): Unprecedented springtime retreat of Antarctic sea ice in 2016. *Geophysical Research Letters*, 13, 44, 6868–6875.
 - 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. *Climatic Change*, 3, 60, 243–274.
 - VERNET, M., GEIBERT, W., HOPPEMA, M., BROWN, P. J., HAAS, C., HELLMER, H. H., JOKAT, W., JULLION, L., MAZLOFF, M., BAKKER, D. C. E., BREARLEY, J. A., CROOT, P., HATTERMANN, T., HAUCK, J., HILLENBRAND, C. D., HOPPE, C. J. M., HUHNS, O., KOCH, B. P., LECHTENFELD, O. J., MEREDITH, M. P., NAVEIRA GARABATO, A. C., NÖTHIG, E. M., PEEKEN, I., RUTGERS VAN DER LOEFF, M. M., SCHMIDTKO, S., SCHRÖDER, M., STRASS, V. H., TORRES-VALDÉS, S., VERDY, A. (2019): The Weddell Gyre, Southern Ocean: Present Knowledge and Future Challenges. *Reviews of Geophysics*, 3, 57, 623–708.
 - VIGNON, ROUSSEL, M. L., GORODETSKAYA, I. V., GENTHON, C., BERNE, A. (2021): Present and Future of Rainfall in Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 8, 48, 1–13.
 - WANG, J., LUO, H., YU, L., LI, X., HOLLAND, P. R., YANG, Q. (2023a): The Impacts of Combined SAM and ENSO on Seasonal Antarctic Sea Ice Changes. *Journal of Climate*, 11,

36, 3553–3569.

- WANG, Q., DANILOV, S., JUNG, T., KALESCHKE, L., WERNECKE, A. (2016): Sea ice leads in the Arctic Ocean: Model assessment, interannual variability and trends. *Geophysical Research Letters*, 13, 43, 7019–7027.
- WANG, Y., YUAN, X., REN, Y., BUSHUK, M., SHU, Q., LI, C., LI, X. (2023b): Subseasonal Prediction of Regional Antarctic Sea Ice by a Deep Learning Model. *Geophysical Research Letters*, 17, 50, 14303.
- WEBB, P. (2017): *Introduction to Oceanography: Estuaries*. 2001–2006.
- WOMACK, A., ALBERELLO, A., DE VOS, M., TOFFOLI, A., VERRINDER, R., VICHI, M. (2024): A contrast in sea ice drift and deformation between winter and spring of 2019 in the Antarctic marginal ice zone. *Cryosphere*, 1, 18, 205–229.
- WOMACK, A., VICHI, M., ALBERELLO, A., TOFFOLI, A. (2022): Atmospheric drivers of a winter-to-spring Lagrangian sea-ice drift in the Eastern Antarctic marginal ice zone. *Journal of Glaciology*, 271, 68, 999–1013.
- XIA, Y., HU, Y., LIU, J., HUANG, Y., XIE, F., LIN, J. (2020): Stratospheric Ozone-induced Cloud Radiative Effects on Antarctic Sea Ice. *Advances in Atmospheric Sciences*, 5, 37, 505–514.
- 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*, PD, 212, 113481.