

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program:
Aplikovaná geografie



Univerzita
Karlova

Magdalena Vinšová

Činná vrstva v zóně kolísání březní čáry na severním pobřeží ostrova Jamese Rosse
Active layer in the foreshore zone on the northern coast of James Ross Island

Bakalářská práce

Vedoucí práce:
doc. RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Praha, 2025

Prohlášení:

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

V Praze, 29. 4. 2025

Podpis

Poděkování

Mé poděkování patří doc. RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. nejen za odborné vedení, cenné rady a poskytnuté podklady, ale i za ochotu a trpělivost, kterou mi v průběhu zpracování této práce věnoval. Dále děkuji Ing. Martinu Schätzovi, Ph.D. za pomoc s programovacím jazykem Python a při řešení problémů souvisejících s programem pyTMD. Mgr. Filipu Hrbáčkovi, Ph. D. a kol. děkuji za poskytnutá data z dronu. Neméně děkuji i Mohammadu Farzamianovi, Ph. D. a Mgr. Filipu Hrbáčkovi, Ph. D. za poskytnutí ERT profilu.

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá analýzou činné vrstvy (dále ČV) v přílivové zóně delty vodního toku Bohemian na severním pobřeží ostrova Jamese Rosse v Antarktidě. Cílem práce bylo zhodnocení mocnosti činné vrstvy v průběhu léta 2020/2021 v závislosti na míře působení mořské vody, teploty vzduchu a říční vody. Na základě morfologie zájmové oblasti a průběhu slapových jevů byla delta rozdělena podle doby expozice vzduchu a mořské vodě na proximální, centrální a distální část. Z dat sondážního měření provedeného ve 3 termínech byl pomocí radiální bázové funkce typu multikvadrika interpolován průběh mocnosti činné vrstvy. Oblast byla dále zkoumána pomocí georadaru, vzhledem k vysokému útlumu signálu však nebylo rozhraní činné vrstvy identifikováno. Výsledky ukazují, že ČV dosahuje nejvyšších mocností v rozsahu 63 (26. 1. 2021) až 118 cm (9. 2. 2021) v proximální části delty ovlivňované zejména teplotami vzduchu a přítomností říčních ramen. Nárůst mocnosti ČV odpovídal růstu sumy pozitivních teplot tání, která v jednotlivých termínech léta 2020/2021 postupně dosáhla 178,1; 201,7 a 250,6 °C · d. V centrální části, kde se působení jednotlivých faktorů prolíná, vykazovala ČV nejproměnlivější charakter reagující na překládání říčních ramen. Jejich přítomnost způsobovala vyrovnanější pokles mocnosti ČV směrem k distální části delty. V distální části po většinu času zaplavené chladnou mořskou vodou, dosahovala ČV obecně nejnižších mocností v rozsahu 9 (25. 2. 2021) až 48 cm (9. 2. 2021). Studie přispívá k poznání dynamiky ČV v přílivové zóně antarktického pobřeží.

Klíčová slova: činná vrstva, říční delta, přílivová zóna, ostrov Jamese Rosse

Abstract

The bachelor thesis focuses on the analysis of the active layer thickness (hereafter referred to as ALT) in the tidal zone of the Bohemian River delta on the north coast of James Ross Island, Antarctica. The aim of the thesis was to assess the ALT during the austral summer of 2020/2021 in relation to the influence of seawater, air temperature and river water. Based on the morphology of the study area and the progression of tidal phenomena, the delta was divided into proximal, central and distal parts according to the duration of exposure to air and seawater. The distribution of the ALT was interpolated using a multiquadric radial basis function method applied to the probing results from three measurement sessions. The area was also surveyed using ground-penetrating radar, but due to high signal attenuation the boundary of the active layer could not be identified. The results show that the ALT reaches its maximum in the range of 63 (26 January 2021) to 118 cm (9 February 2021) in the proximal part of the delta, which is mainly influenced by air temperatures and the presence of river channels. The increase in the ALT corresponded to the increase in the sum of positive degree days, which gradually reached 178,1; 201,7 and 250,6 °C·d in the individual measurement dates of the summer of 2020/2021. In the central part, where the effects of the individual factors overlap, the AL showed the most variable character, responding to the shifting of the river channels. Their presence resulted in a more gradual decrease of the ALT towards the distal part of the delta. In the distal part, which was mainly inundated by cold seawater, the ALT generally reached its lowest values in the range of 9 (25 February 2021) to 48 cm (9 February 2021). This study contributes to the understanding of the dynamics of the AL in the tidal zone of the Antarctic coast.

Keywords: active layer, river delta, tidal zone, James Ross Island

Obsah

Poděkování	3
Abstrakt	4
Abstract.....	5
1 Úvod.....	8
2 Teoretický rámec.....	9
2.1 Permafrost a činná vrstva	9
2.2 Rozvoj činné vrstvy na Zemi	9
2.3 Vliv vody na dynamiku činné vrstvy	9
2.4 Podmořský permafrost	10
2.5 Permafrost na pobřeží.....	11
2.6 Slapové jevy	13
3 Zájmové území	14
3.1 Poloha a základní charakteristika	14
3.2 Klimatické podmínky	15
3.3 Geologické poměry	16
3.4 Hydrologické poměry	16
3.5 Půdní poměry a vegetační pokryv	16
3.6 Permafrost a činná vrstva	17
3.7 Estuárium a říční delta.....	18
4 Metodika.....	20
4.1 Teplota vzduchu	20
4.2 Teplota mořské vody	20
4.3 Morfologie povrchu delty.....	21
4.4 Model slapových jevů	21
4.4.1 PyTMD.....	21
4.4.2 Tabelovaná data pro stanice Esperanza a Marambio	22
4.5 Rozdělení delty dle doby zaplavení	24
4.6 Interpolace dat ze sondážních měření	25
4.6.1 Sondážní měření	25
4.6.2 Volba interpolační metody	25
4.7 Georadarové měření	28
5 Výsledky.....	30
5.1 Suma pozitivních denních teplot	30
5.2 Průběh teploty mořské vody	31

5.3	Časoprostorové znázornění působení vybraných činitelů v zájmové oblasti	31
5.4	Interpolovaná mocnost činné vrstvy	32
5.4.1	Výsledky 1. termínu	32
5.4.2	Výsledky 2. termínu	34
5.4.3	Výsledky 3. termínu	35
5.4.4	Změny ve vybraných transektech mezi termíny měření	37
5.5	Výsledné radargramy	38
6	Diskuze	40
6.1	Vývoj činné vrstvy mezi termíny	40
6.1.1	Proximální část delty	40
6.1.2	Centrální část delty	42
6.1.3	Distální část delty	44
6.2	Vliv mořské vody na průběh činné vrstvy v tidálním zóně	45
6.3	Použití geofyzikálních metod v tidální zóně	47
6.3.1	Georadarová metoda	47
6.3.2	Jiné geofyzikální metody	49
7	Závěr	52
	Seznam zdrojů	54
	Přílohy	64

1 Úvod

Činná vrstva (dále ČV) je významnou součástí periglaciálního prostředí, neboť se v ní odehrává v rámci periglaciální zóny většina ekologických, hydrologických, biogeochemických a pedogenetických procesů (Solomon, 2007). Tato část horninového prostředí v nadloží permafrostu (dále PF) se vyznačuje sezónním táním, a je proto citlivá na změny podmínek prostředí, což se stává stále více relevantním vzhledem k probíhající změně klimatu. V této souvislosti je pro mnohé lokality na Zemi významné postupné zvyšování mocnosti ČV, které je jedním z projevů degradace permafrostu (Luo et al., 2016; Peng et al., 2018). Od konce 20. století bylo provedeno mnoho studií zaměřených na průběh ČV v horských i polárních oblastech a faktory, které ji ovlivňují. Tyto práce mají často lokální charakter, i když v posledních letech přibývá modelových studií rozšíření, mocnosti či teplot ČV na zemském povrchu. S ohledem na to, že výskyt ČV je vázán na přítomnost PF, a týká se tedy cca 11 % povrchu pevniny na Zemi (Obu, 2021), je tato část litosféry stále relativně málo prozkoumána.

Předložená práce si klade za cíl popsat průběh ČV v přílivové zóně delty vodních toků Bohemian a Algal na ostrově Jamese Rosse v SV části Antarktického poloostrova. Studovaná lokalita je zajímavá svou specifickou polohou na pomezí vlivu tří prostředí. Činitelé, kteří zde interagují, a společně tak ovlivňují průběh ČV, jsou mořská voda a sezónní mořský zámrz, vzduch a voda sezónních povrchových toků přinášející erodovaný materiál. Míra vlivu těchto činitelů se navíc mění v pravidelných cyklech v součinnosti s tidálními procesy. S ohledem na časoprostorovou variabilitu působení uvedených činitelů lze území rozdělit na horní, tzv. proximální část delty ovlivňovanou především teplotou vzduchu a tekoucí vodou a spodní, tzv. distální část delty, jež je po většinu času vystavena působení mořské či brakické vody. V centrální části delty se všechny vlivy prolínají a společně utváří specifický vzor průběhu ČV.

V současnosti se pouze málo studií dotýká tématu ČV na mořském pobřeží, potažmo průběhem ČV v přílivové zóně či přímo v oblasti říční delty. Říční delta je přitom důležitý ekosystém jak z hlediska biologického (neboť utváří specifickou nikou pro své podmínky brakické vody a velkého množství rozpuštěných sedimentů), tak geomorfologického a oceánografického. V důsledku probíhající změny klimatu a s ní spojeného prodlouženého období bez mořského zámru může docházet ke změně morfologie delt v polárních oblastech (Cooper et al., 2024, Chan et al., 2023). Zmrzlé sedimenty chrání pobřeží před erozními procesy během tání a zamrznání moře či během epizod bouří a vedou tak ke stabilizaci deltových sedimentů a rovnoměrnějšímu rozložení fluvialních sedimentů na pobřeží delty (Cooper et al. 2024). Rozvolnění sedimentů jsou naopak náchylnější k erozi (Arenson et al., 2007), prohlubování ČV tak může být jedním z faktorů vedoucích k narušení křehkého deltového systému.

2 Teoretický rámec

2.1 Permafrost a činná vrstva

V periglaciálních oblastech se může v důsledku dlouhodobě nízkých teplot a relativně krátkého letního období vyvinout PF. Ten je definován jako část země (půdy nebo horniny včetně obsaženého ledu či organického materiálu), jejíž teplota je nižší nebo rovna 0 °C po dobu nejméně dvou po sobě následujících let (van Everdingen, 1998). V definici je tedy vyjádřen fyzický stav litosféry na základě její teploty a času nezávisle na fázové změně skupenství. PF tedy může, ale nemusí obsahovat vodu, a ta zároveň může být v některých případech přítomna v tekutém skupenství, např. následkem salinity půd či vysokého obsahu jílu. Část PF, ve které dochází ke změně fázového skupenství vody, se nazývá sezónně aktivní PF (French, 1996).

ČV pak označuje část horninového prostředí nad povrchem PF, která podléhá každoročnímu tání a opětovnému mrznutí (Muller, 1947, p.213), její široce používaná definice se tedy týká fázové změny vody. V případě výskytu sezónně aktivního PF zasahuje ČV do něj. Vzájemné vymezení ČV a PF má svá úskalí, jež podrobně rozebírá Dobiňski (2020).

V PF či v jeho blízkosti se může vyvinout i část roztátého horninového prostředí – talik. Toto těleso bývá různého původu a může být jak kryotické (tedy s teplotou nižší než 0 °C), tak nonkryotické (jeho teplota je vyšší než 0 °C). Taliky se často vyskytují např. pod vodním tělesem (French, 1996).

2.2 Rozvoj činné vrstvy na Zemi

PF se dle odhadů celosvětově vyskytuje na cca 11 % pevniny, tedy $14\text{--}15.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Gruber 2012, Obu 2021), může se nacházet i pod mořem. Globální rozšíření PF včetně toho podmořského je odhadováno na $16\text{--}21 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Gruber, 2012). Nejrozšířenější je v cirkumpolární oblasti severní polokoule, ovšem nachází se např. i na Tibetské náhorní plošině a v odledněných oblastech Antarktidy. ČV se vyvíjí na většině lokalit výskytu PF. Nejmenší ČV bývá v polárních regionech, kde může nabývat hodnot kolem 15 cm, a postupně se zvyšuje v subarktických regionech, kde mnohdy přesahuje mocnost metru (French, 1996). Dobiňski (2011) ovšem uvádí, že za specifických podmínek může mocnost dosáhnout až 15 m, naopak nejmenší ČV do 3 cm lze nalézt v nejvyšších horách rovníkové oblasti, kde se nemění roční období.

Obecně se tedy mocnost ČV liší s geografickou polohou a ročním obdobím v závislosti na klimatu, topografii, horninovém prostředí a čase. Hlavními klimatickými parametry jsou teplota, srážky, vítr a jejich sezónní rozložení. Topografie může rozvoj ČV ovlivňovat přímo či nepřímo prostřednictvím vlivu na místní mikroklima. Pojem horninové prostředí zde zahrnuje minerální složení, strukturu, texturu a barvu. Lokální variabilitu mocnosti ČV ovlivňují i další faktory závislé na výše uvedených, jako např. vegetační pokryv, režim odtoku, sněhová pokrývka a obsah vody (např. Washburn, 1973; French, 1996).

2.3 Vliv vody na dynamiku činné vrstvy

Přítomnost vody je jedním ze zásadních faktorů ovlivňujících dynamiku tání a mrznutí horninového prostředí. Množství a fyzikální stav půdní vody působí na termální vlastnosti půdy velmi komplexně. Zde budou nastíněny jen některé základní koncepty, podrobně se tématem zabývá např. Farouki (1981).

Tepelný tok v materiálech lze postihnout pomocí tepelné vodivosti λ ($W/m \cdot K$) a měrné tepelné kapacity c ($J/kg \cdot K$). Tepelná vodivost vyjadřuje schopnost materiálu vést teplo, tedy určuje, jak rychle teplo prochází z materiálu s vyšší teplotou do prostředí s nižší teplotou. Měrná tepelná kapacita pak vyjadřuje množství tepla potřebné k ohřátí 1 kg látky o 1 K. Jejich vzájemný vztah postihuje koncept tepelné difuzivity α (m^2/s), jež určuje, jak rychle se teplotní změny šíří materiálem o hustotě ρ (kg/m^3):

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho c}.$$

Typické hodnoty zmíněných charakteristik pro vodu, led a vzduch jsou uvedeny v tab. 1. Z tabulky vyplývá, že led má přibližně 4x vyšší tepelnou vodivost než voda, tudíž teplo proniká zmrzlou půdou rychleji než nezmrzlou. Nejpomaleji pak vede teplo suchá půda, jejíž póry jsou vyplněny vzduchem. Přidáním vody do půdy se její tepelná vodivost výrazně zvyšuje. Voda má dále vysokou měrnou tepelnou kapacitu, a je proto schopna akumulovat velké množství tepla při relativně malých změnách teploty. Led oproti vodě dokáže vstřebat při stejné změně teploty jen polovinu dodaného tepla a vzduch přibližně čtvrtinu. Ekvivalentně tomu suchá půda dokáže akumulovat méně tepla, než mokrá půda. S tím souvisí význam fyzikálních charakteristik půdy, jakými jsou pórovitost, hustota a struktura částic.

charakteristika	voda	led	vzduch
tepelná vodivost ($W/m \cdot K$)	0,55	2,23	0,024
měrná tepelná kapacita ($J/kg \cdot K$)	4187	2094	1000
tepelná difuzivita ($m^2/s \times 10^{-7}$)	1,31	11,9	185

Tabulka 1: v tabulce jsou uvedeny hodnoty tepelné vodivosti při teplotě 0 °C, měrné tepelné kapacity a tepelné difuzivity pro vodu, led a vzduch (převzato a upraveno z French, 1996).

S klesající velikostí půdních částic se zvyšuje kapilarita mezi částicemi půdní vody. Proces migrace vody směrem k mrznoucí části zeminy se nazývá kryosukce, jež má za následek tvorbu čoček segregčního ledu (French a Shur, 2010; Schuh, et al. 2017). V hrubozrnném materiálu jako jsou písky a štěrky dochází k postupnému promrzání půdní vody přímo na místě za vzniku pórového ledu (French, 1996).

Při fázových přechodech vody, tedy při tání a tuhnutí, se spotřebovává, respektive uvolňuje latentní teplo, aniž by se měnila teplota daného prostředí. Latentní teplo je zodpovědné za tzv. zero curtain effect, tedy zpoždění oteplování půdy při jejím rozmrzání na počátku letní sezóny, a následné zpoždění jejího ochlazování při opětovném zámru (French, 1996).

French (1996) uvádí, že zámraz a tání ČV nastává buď na denní nebo sezónní bázi podle zeměpisné šířky lokality a toto tání postupuje od povrchu dolů. Tání nastává rychle a přibližně 75 % půdy taje v průběhu prvních 5 týdnů, kdy teplota vzduchu roste nad 0 °C. Důvodem je tavná voda protékající půdou, jež přenáší teplo do zmrzlého podloží. Opětovné podzimní zamrzání je komplexnější proces, který probíhá ve dvou směrech – od povrchu dolů a od horní hranice zmrzlé země směrem vzhůru, a může trvat i 8–10 týdnů. Zamrzání půdy nejprve postupuje v pomalém tempu shora dolů, načež následuje rychlé mrznutí půdy v hloubce (French, 1996).

2.4 Podmořský permafrost

PF se v polárních oblastech může nacházet i pod mořským dnem jako podmořský PF. Osterkamp (2001) o něm pojednává jako o reliktním PF zaplaveným mořem po zvýšení hladiny oceánu či po poklesu pobřeží, který se vyskytuje v zamrzlém i nezamrzlém stavu. Zamrzlý může mít minerální částice vázané ledem v podobě pórového ledu nebo může

obsahovat izolované čočky ledu. I zmrzlé formy přitom mohou obsahovat kapalnou vodu v pórech. Osterkamp (2001) dále uvádí, že roztátý PF je obvykle oddělený od ledu vázaného vrstvou PF s obsahem ledu. Toto rozhraní bývá úzké a ostré v případě hrubozrnných sedimentů a nízké salinity, vyšší salinita a jemnozrnné půdy pak vytváří více difuzní fázové rozhraní. Pod povrchem mořského dna, kde se vlivem tlaku, složení sedimentů a salinity snižuje teplota mrazu, se může vytvořit talík.

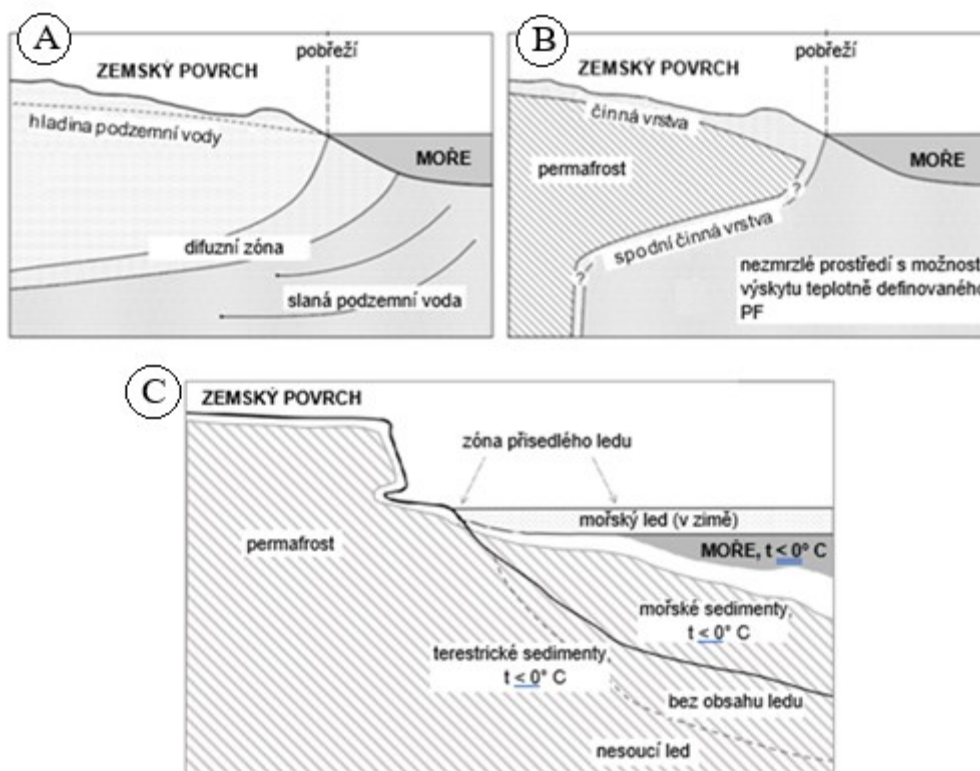
Rozšířením podmořského PF se vědci dosud zabývali především v arktické oblasti, jeho rozsah v okolí Antarktidy není příliš znám (Bockheim, 1995). Na základě geofyzikálních měření byl jeho pravděpodobný výskyt zdokumentován na západě zálivu McMurdo Sound (McGinnis et al., 1981), dále byla jeho přítomnost potvrzena v severní části Viktoriiny země (Guglielmin a Dramis, 1999). PF byl zkoumán také na Seymourově ostrově, přičemž na jeho pobřeží dosahoval hloubky 28 m (Fournier et al., 1990). V oblasti Arktidy byl naproti tomu studován na řadě lokalit, ať už pomocí vrtů (např. Rachold et al., 2007, Stevens et al., 2010) či geofyzikálních metod (např. Overduin et al., 2012; Pedrazas et al., 2020). Podle modelu vytvořeného na základě seismického vymezení zmrzlého sedimentu se podmořský PF rozkládá na $2,5 \times 10^6$ km² arktického šelfu (Angelopoulos et al., 2020).

Současný termální stav podmořského PF je podmíněn teplotou moře a obsahem solí v sedimentech. Obavy z jeho degradace vzbuzuje přítomnost skleníkových plynů v sedimentech mořského dna, především pak přítomnost hydrátů methanu. Tato forma methanu je vysoce koncentrovaná a stabilní pouze v určitém rozsahu teplot a tlaků (Ruppel a Kessler, 2017, Yang et al., 2019). Při degradaci PF dochází k uvolnění těchto sloučenin, což potenciálně může přispět ke globální změně klimatu (Ruppel a Kessler, 2017). Dále se v podmořském PF nachází i organický uhlík, který se při degradaci PF rozkládá a uvolňuje se ve formě methanu a oxidu uhličitého (Sayed et al., 2020; Schuur et al., 2015). Zatím ovšem není jasné, kolik uhlíku se potenciálně může dostat až do ovzduší (Ruppel a Kessler, 2017). Dalším problémem spojeným s přítomností podmořského PF a jeho možné degradace je ovlivnění těžby ropy a jiných nerostných surovin či jejich distribuční infrastruktury (Osterkamp, 2001; Osadchiev et al., 2023).

2.5 Permafrost na pobřeží

Předmětem studií byl i PF v pobřežních oblastech, ovšem oproti výzkumu podmořského PF stojí poněkud na okraji zájmu. Strzelecki (2013) ve své rešerši prací z arktického pobřeží upozorňuje na nedostatek aktuálních studií, a to převážně těch monitorujících dlouhodobý vývoj pobřeží s ohledem na transformaci krajiny polárních oblastí nastávající v důsledku klimatických změn různých časových měřítek. Ačkoliv četné tvary reliéfu a procesy na pobřeží chladných oblastí jsou porovnatelné s těmi z nižších zeměpisných šířek, zde do jejich dynamiky vstupuje právě vliv přítomnosti PF, zemního ledu, mořského ledu, sněhové pokrývky, procesů mrznutí a tání, izostáze a dalších specifických faktorů.

Na pobřeží nižších zeměpisných šířek, kde chybí pevninský a podmořský PF, dochází k pronikání mořské vody pod pevninu (obr. 1a). Oproti tomu ve vyšších zeměpisných šířkách působí zmrzlé podloží rozvinutého PF jako bariéra pro mořskou vodu. Okrajové části PF, jež jsou vystaveny působení mořské vody, v závislosti na její teplotě postupně degradují. Obr. 1b a 1c ukazují rozšíření PF v závislosti na tom, zda je jeho hranice přibližně vymezena pobřežím či zda pokračuje pod vodou jako podmořský PF.



Obrázek 1: Znázornění pobřežní zóny a) mimo polární oblasti; b) v polárních oblastech bez přítomnosti podmořského PF (převzato a upraveno z Kasprzak 2020); c) v polárních oblastech s podmořským PF (převzato a upraveno z (Overduin et al. 2012).

Pobřeží, kde pevninský PF přechází v podmořský, byla popsána v mnoha studiích z Aljašky nebo Sibíře (Dobiński a Kasprzak, 2022). Svrchní hranice PF zde obvykle klesá se zvyšující se vzdáleností od pevniny tak, jako je znázorněno na obr. 1c (např. Lantuit et al., 2012; Overduin et al., 2012; Rachold et al., 2007). V posledních letech byly popsány i příklady pobřeží, do kterých zasahuje okraj pevninského PF a podmořský PF se vyskytuje jen sporadicky nebo není vůbec přítomen. Na několika špicberských lokalitách byl pevninský PF popsán jako klín zmrzlé země zasahující na pobřeží (obr. 1b). Zároveň byla vznesena hypotéza o možné přítomnosti *spodní ČV* pod pobřežním PF, která odráží sezónní změny teploty mořské vody (Kasprzak et al., 2017; Kasprzak, 2020). K podobným výsledkům došli i Pedrazas et al. (2020) na pobřeží jedné z lagun v Beaufortově moři. Popsali, že PF není přítomen na většině mořského dna dané lokality, mocnost pevninského PF se přitom směrem k moři snižuje.

Na výskyt PF na pobřeží může mít zásadní vliv přítomnost k zemi přimrzlého ledu v zimním období, ve studiích z Arktidy byl prokázán jeho vliv na termální režim země. V některých lokalitách byla přítomnost nesouvislého PF v tidální zóně vázána právě na jeho výskyt, protože bránil přístupu relativně teplé mořské vody při přílivu a zároveň umožňoval tepelné ztráty země kvůli své vysoké tepelné vodivosti (Allard et al., 1992). V příbřežní oblasti delty řeky Mackenzie ležící v oblasti souvislého PF pak přimrzlý led ovlivnil termální gradient země, což se v létě projevilo lokálním poklesem mocnosti ČV. Ta se v tidální zóně pohybovala okolo hloubky 1 m, zatímco ve zmíněné příbřežní zóně mělké vody dosahovala maximálně 0,5 m. V hlubších vodách, kde docházelo k degradaci PF, dosahovala ČV hloubky 8 m (Hunter et al., 1988, Kurfurst a Dallimore, 1991).

Přítomnost pobřežního PF ovlivňuje stabilitu pobřeží a jeho odolnost vůči eroznímu působení mořského příboje. Množství erodovaného materiálu se zvyšuje s délkou období bez

mořského zámru (Osadchiev et al., 2023). Na pobřežích, kde není podmořský PF, dochází následkem intruze mořské vody k laterální a částečně i spodní degradaci pevninského PF (Dobiński a Kasprzak, 2022). Na význam laterální degradace upozorňují i Guimond et al. (2021), kteří v navrženém modelu porovnávají degradaci pevninského PF shora způsobenou změnou klimatu a laterální degradaci pobřežního PF způsobenou zvýšením hladiny moře. Moře ovšem na pobřeží nepůsobí pouze mechanicky či přímou intruzí slané vody, ale má pro své okolí i oteplující charakter. Kristensen et al. (2008) na základě studia vrtů umístěných v různých vzdálenostech od pobřeží modelovali působení moře na tepelný režim pevninského PF. Zatímco přepovrchové teploty byly ovlivněny primárně lokálními faktory, v hloubce se oteplující vliv moře projevoval do vzdálenosti více než 100 m. Stejně daleko pak sahal ochlazující vliv pevniny na mořské dno.

2.6 Slapové jevy

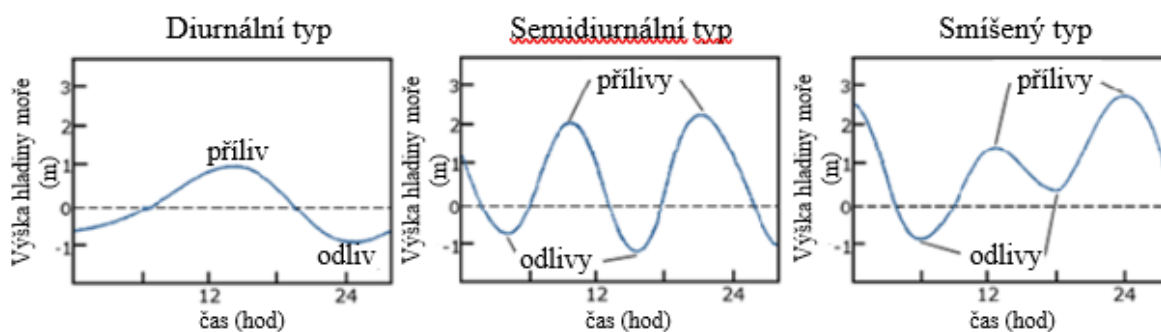
Slapové (též tidální) jevy jsou periodické pohyby oceánu způsobené především kombinací měnící se gravitačního působení Měsíce a Slunce na Zemi a odstředivou silou vznikající při oběhu Země kolem společného těžiště s Měsícem. V oceánu se projevují v podobě velmi dlouhých vln, jejichž typická perioda je 12,42 hodiny, byť v některých oblastech může mít 24,84 hodin (např. Pugh 1987). Celková energie slapů sestává z různých frekvencí, přičemž každá frekvence je spojena s určitým aspektem relativních pohybů Země, Měsíce a Slunce. Výsledkem je měnící se rozpětí přílivů a odlivů na dané lokalitě na Zemi (Parker et al., 2007). Těchto harmonických komponent (tzv. tidálních konstituent) je popsáno více než 400, z nichž 8 hlavních (4 diurnální a 4 semidiurnální) umožňuje popsat průběh a výšku dmutí s přesností na minuty, resp. centimetry (Bird, 1969; Goring, 2001).

Nejvýraznější změny dmutí souvisí s fází Měsíce, která vertikální rozsah přílivu a odlivu mění ze dne na den. Největší amplitudy dosahuje dmutí v období po novu a úplňku, kdy dochází k tzv. skočnému dmutí, a nejmenší naopak v období po první a třetí čtvrti, kdy nastává tzv. hluché dmutí. Další výrazné změny ve vertikálním rozpětí přílivu a odlivu jsou způsobeny měnící se vzdáleností Země a Měsíce (maximálních amplitud přitom dosahuje v perigeu, tedy přízemí, a minimálních v apogeiu, odzemí) či měnící se deklinací Měsíce. Řádově menší změny nastávají v průběhu roku či v několikaletých cyklech, např. cyklus precese osy spojující lunární uzly, jenž trvá 18,6 let (Parker et al., 2007, Pugh, 1987). Bird (1969) uvádí, že k přesnému určení průměrné hladiny moře z mareografu jsou zapotřebí záznamy po dobu delší, než je tato perioda, nicméně přijatelně přesný odhad je možný již na základě 1- až 2letého pozorování. Přehled hlavních tidálních konstituent je uveden v tab. 2, jejich grafické znázornění pak na obr. 31 v příloze.

Slapové jevy ovšem ovlivňuje i rozložení kontinentů a hloubka, tvar a velikost oceánských pánví, v důsledku čehož se na Zemi objevuje několik typů dmutí (obr. 2). Méně obvyklý diurnální cyklus má v rámci jednoho lunárního dne pouze jeden příliv a odliv. Za semidiurnálního cyklu nastávají dva přílivy a dva odlivy za lunární den, jejich amplituda je podobná. Při smíšeném cyklu dmutí nastávají dva přílivy a dva odlivy za lunární den, přičemž jeden odliv a jeden příliv má větší amplitudu. Tidální perioda smíšeného cyklu trvá obvykle 12 h 25 min, ovšem několik dní v měsíci může být 24 hod 50 min, podobně jako v případě diurnálního cyklu. Jde o nejrozšířenější typ dmutí na Zemi (Thurman, 1997).

Typ tídní konstituenty	Perioda (sluneční čas)	Relativní velikost
Semidiurnální:		
Hlavní lunární (M_2)	12,42	100
Hlavní solární (S_2)	12,00	47
Větší lunární eliptická (N_2)	12,66	19
Lunisolární semidiurnální (K_2)	11,97	13
Diurnální:		
Lunisolární diurnální (K_1)	23,93	58
Hlavní lunární diurnální (O_1)	25,82	42
Hlavní solární diurnální (P_1)	24,07	19
Větší lunární eliptická (Q_1)	26,87	8
S dlouhou periodou:		
Lunární čtrnáctidenní (M_f)	327,9	17
Lunární měsíční (M_m)	661,3	9
Solární půlroční (S_{sa})	4383	8
Solární roční (S_a)	8766	1

Tabulka 2: Charakteristiky hlavních tídních konstituent (převzato z Gill a Schultz, 2001).

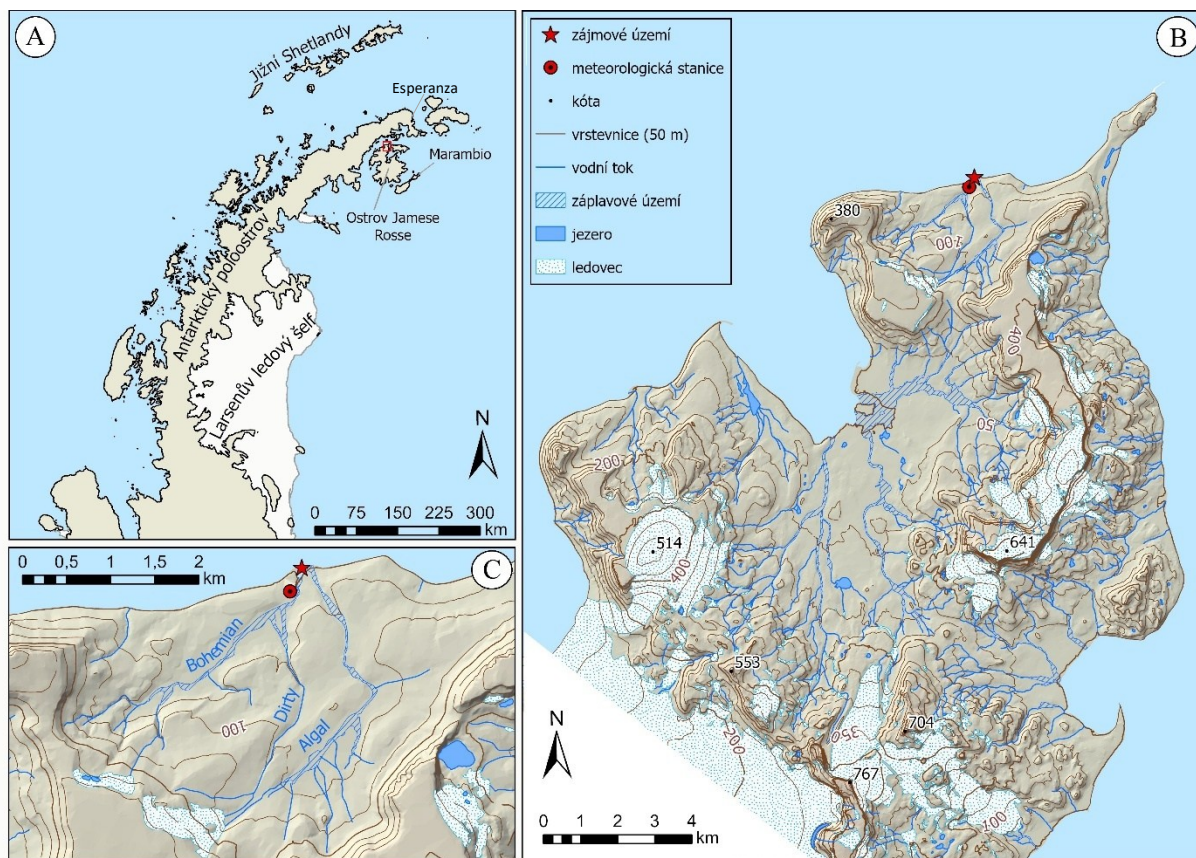


Obrázek 2: Typy dmutí (převzato a upraveno z Tides and Water Levels).

3 Zájmové území

3.1 Poloha a základní charakteristika

Zájmovým územím je delta vodních toků Bohemian a Algal ($63^{\circ}47.96'$ j. š., $57^{\circ}52.83'$ z. d., obr. 3), která je součástí severního pobřeží poloostrova Ulu v severní části ostrova Jamese Rosse (dále OJR). OJR se nachází ve Weddellově moři na východní straně Antarktického poloostrova, od něhož je oddělen průlivem prince Gustava. Ostrov je specifický relativně rozsáhlou nezaledněnou oblastí (552 km^2) reprezentující 1,2 % současné nezaledněné plochy Antarktidy (Kavan et al., 2017). Více než polovina tohoto území, přibližně 312 km^2 , se nachází právě na pol. Ulu (Kavan et al., 2017) a vyznačuje se výskytem kontinuálního PF (Bockheim et al., 2013). Ledovce na pol. Ulu jsou spíše menší a vyznačují se převážně úbytkem hmoty (např. Engel et al., 2023, 2024; Neděľčev et al., 2024). Jižnímu sektoru ostrova dominuje velká ledovcová čapka rozkládající se na štítovém vulkánu Mount Haddington (Jennings et al., 2021).



Obrázek 3: Severní oblast Antarktického poloostrova (Gerrish et al., 2024) (A); poloostrov Ulu na ostrově Jamese Rosse (James Ross Island - Northern Part, 2010) (B); detail povodí toků Bohemian a Algal (C).

3.2 Klimatické podmínky

OJR spadá do oblasti polárního klimatického pásma kontinentálního typu. Oproti západní části Antarktického poloostrova, kde panuje oceánské klima, se místní klimatické podmínky vyznačují nižšími teplotami a úhrny srážek. Klimatický předěl mezi oblastmi tvoří členitý reliéf poloostrova Trinity, jež omezuje proudění vlhkého vzduchu ze západu (Martin a Peel 1978, Davies et al. 2013). Oblast OJR je vystavena především jižním až jihozápadním bariérovým větrům, tedy přízemnímu proudění studeného vzduchu vanoucího k hluboké tlakové níži nad Weddellovým mořem (King et al., 2003). Na východní straně Antarktického poloostrova byl ovšem zdokumentován i občasný výskyt teplých a suchých větrů typu *fén*, které jsou příčinou významného oteplení a epizod zimního tání (Kuipers Munneke et al., 2018).

Průměrná roční teplota vzduchu zaznamenaná na meteorologické stanici Johanna Gregora Mendela ($63^{\circ}48.05'$ j. š., $57^{\circ}53.01'$ z. d., 10 m n. m.) v blízkosti zájmového území činila v období 2011–2021 $-6,7^{\circ}\text{C}$ (Kaplan Pastířková et al., 2023). Nejchladnějším měsícem roku je červen, kdy mohou průměrné měsíční teploty klesnout pod -20°C , zatímco nejteplejší bývá leden s průměrnou měsíční teplotou blízkou 0°C a denními maximy přesahujícími 8°C (Láska et al., 2011; Ambrožová et al., 2019). Právě letní teploty jsou relevantní pro rozvoj ČV. Engel et al. (2024) uvádí, že průměrné letní teploty v průběhu let 2009/10–2020/21 kolísaly mezi $-1,2^{\circ}\text{C}$ (léto 2013/14) a $1,6^{\circ}\text{C}$ (léto 2020/21). Celkový průměr teplot letních období v letech 2009/10–2014/15 činil $-0,5^{\circ}\text{C}$, v letech 2015/16–2020/21 vzrostla celková průměrná letní teplota na $0,4^{\circ}\text{C}$.

Srážky v oblasti padají především sněhové, jejich roční úhrn je odhadován mezi 300 a 700 mm ekvivalentu vody (Van Wessem et al., 2016). Tento sníh se ovšem kvůli větrnému proudění neukládá rovnoměrně a jeho výška v rovinatých oblastech nepřesahuje 30 cm

(Hrbáček et al., 2016b, 2021). Většina srážek připadá na letní měsíce, kdy je ve Weddellově moři minimum mořského ledu (Van Wessem et al., 2016). Rozsah a doba trvání mořského zámruzu na pobřeží pol. Ulu se meziročně liší, nicméně od počátku milénia nebylo moře zamrzlé po většinu času v období od prosince do března (Nývlt et al., 2016).

3.3 Geologické poměry

Povodí toků Algal i Bohemian (viz obr. 32 v příloze) leží převážně na mořských sedimentech z období křidy. V povodí Bohemian (souvrvství Whisky Bay a Hidden Lake) dominují hrubozrnné sedimenty (Ineson et al., 1986; Mlčoch et al., 2020), zatímco v povodí Algalu se vyskytují spíše jemnozrnné pískovce a prachovce až jílovce v souvrství Santa Marta (Crame et al., 1991; Mlčoch et al., 2020). Vyšší část povodí tvoří neogenní vyvřelé horniny (James Ross Volcanic Group), především hyaloklastické brekcie, tufy a bazalty (Smellie et al., 2008; Mlčoch et al., 2020). Vulkanická činnost dala vzniknout i plošinám se strmými krajovými stupni, které se nachází v nejvyšších částech povodí, konkrétně Johnson Mesa v případě toku Bohemian a Lachman Crag v povodí Algal. Do severní části povodí Algal zasahují klastické sedimentární horniny Mendelova souvrství z pozdního miocénu. Souvrství vzniklo periodickou sedimentací v okolí ledovců a v mořském prostředí (Nývlt et al., 2011).

3.4 Hydrologické poměry

Efemerní vodní toky na OJR jsou zásobovány atmosférickými srážkami a tavnou vodou ze sněžníků, ledovců a ČV. Průtoky kolísají nejen s ročním obdobím a v závislosti na počasí, ale i v diurnálním rytmu (Davies et al. 2013). Toky zde mají typicky charakter divočí říčky, kdy jsou dílčí koryta rozvětvená a zvlněná a dochází k jejich častému překládání.

Bohemian i jeho hlavní přítok Dirty pramení na SV úbočí náhorní plošiny Johnson Mesa. Území povodí bylo po většinu holocénu téměř celé odledněné (Nývlt et al., 2014). Reliktní ledovce a víceleté sněžníky, které se nachází v SV svahu Johnson Mesa, v současnosti zaujímají pouze 6 % povrchu povodí o rozloze 6,47 km² (Kavan et al., 2017). Zdrojovou oblastí toku Algal je SZ úbočí plošiny Lachman Crag, kde pramení i jeho hlavní přítoky. Toto malé povodí (2,82 km²) je od toku Bohemian odděleno kuestou odolnějšího souvrství Hidden Lake. Zaledněno má pouze 2 % povrchu (Kavan et al. 2017).

Stringer et al. (2024) ukázali, že se trendy denních průtoků Bohemian a Algal liší napříč blízkostí povodí. Důvodem je větší zastoupení víceletých sněžníků v povodí Bohemian, jež se zde v teplých dnech stávají hlavním zdrojem tavné vody. V případě toku Algal je hlavním zdrojem tavná voda z ČV. Kavan et al. (2017) dále popsali u obou povodí úzkou souvislost denního odtokového režimu s teplotou vzduchu a teplotou země. Příspěvek tavné vody z ČV se stává hlavním zdrojem vody ve dnech, kdy teplota vzduchu klesá pod bod mrazu, ovšem teplota země ještě zůstává na kladných hodnotách. Průměrný odtok vody dosáhl v období 8. 1. až 18. 2. 2015 0,19 m³s⁻¹ u toku Bohemian a 0,06 m³s⁻¹ u toku Algal (Kavan et al. 2017). V období 17. 1. až 28. 2. 2018 měl Bohemian průměrný odtok 0,14 m³s⁻¹ (Kavan 2022). Oba toky se vyznačují značnou unášecí schopností, jež je v rámci Antarktidy výjimečně vysoká (Stringer et al. 2024).

3.5 Půdní poměry a vegetační pokryv

Půdy OJR lze pro přítomnost PF označit jako semiaridní kryosoly, pedogenetické procesy se odehrávají v ČV (Daher et al., 2022). Jde o vývojově mladé půdy, jejichž pedogeneze je řízena pouze mikrobiálními procesy bez vlivu cévnatých rostlin a aktivity živočichů. V pobřežních podmínkách jsou půdy lépe vyvinuty než ve vnitrozemí (Meier et al., 2019). Většina půd OJR je holá, vegetace je limitována na lokality s dostatkem dostupné vody

v letním období či na okolích některých tuleních mršin poskytujících dostatek živin. Je tvořena mechy, lišejníky a mikroautotrofními organismy, jako jsou terestrické řasy a sinice (Barták et al., 2015). V povodích Bohemian a Algal je souvislý pokryv půd a mechorostů vyvinut pouze v úzkém pásu mezi jejich dolními toky.

3.6 Permafrost a činná vrstva

První studie PF na OJR byly provedeny pomocí geofyzikálních metod a na základě geotermálních gradientů, přičemž báze PF byla na marinních terasách pol. Ulu odhadována mezi 3 a 67 m (Fukuda et al., 1992; Borzotta a Trombotto, 2004). Mori et al. (2006) se na OJR v letech 1995–2004 jako první zabývali měřením mocnosti ČV, jež v nadmořské výšce 400–500 m v SZ části pol. Ulu dosahovala 60 až 80 cm.

Pravidelné monitorování ČV bylo zahájeno v sezóně 2007/08, a to měřením půdních teplot v hloubkách od 5 cm do 75–200 cm (Hrbáček et al., 2019, 2023). Od roku 2014 je ČV systematicky monitorována na 3 lokalitách CALM-S, kde se každoročně měří mocnost ČV půdní sondou (Hrbáček et al. 2017a). V nízko položených oblastech (do 60 m n. m.) se průměrná roční přípoверхová teplota pohybuje v rozsahu od -4 do -8 °C, zatímco průměrná roční teplota nejsvrchnější části PF dosahuje hodnot v rozmezí -5,5 až -7,5 °C. Průměrná mocnost ČV kolísá mezi 55 a 85 cm, její spodní hranice dosahuje v letní sezóně hloubky 35 až 125 cm v závislosti na klimatických podmínkách (Hrbáček et al., 2023). Přehled měřených teplot a mocností ČV na vybraných lokalitách OJR je uveden v tab. 3.

jméno lokality	roky měření	průměrná roční teplota vzduchu	průměrná roční přípoверхová teplota země	mocnost činné vrstvy	reference
AWS-JGM	2011-2017	-6,9	-5,6	50 – 65	Hrbáček et al., 2016b, 2017a
AWS-CALM	2014-2016	-7,2	-5,3	85 – 125	Hrbáček et al., 2017a
Svahy Berry Hill	2012-2014	-7,0	-6,1	85 – 89	Hrbáček et al., 2016a, 2016b
Abernethy Flats	2012-2014	-7,7	-6,6	52 – 64	Hrbáček et al., 2016b

Tabulka 3: Vybrané charakteristiky lokalit na ostrově Jamese Rosse, převzato a upraveno z Hrbáček et al. (2019).

Mocnost ČV ovlivňují především klimatické podmínky. Popisem energetické bilance zemského povrchu v lokalitě AWS-JGM v blízkosti zájmového území se zabývali Ambrožová et al., (2020), kteří zde změřili průměrnou hodnotu čisté radiace za období leden–březen 2018 dosahující 102,5 Wm⁻². Přitom zjistili, že ČV, jež byla v lokalitě ovlivňována tepelným tokem do země do hloubky 50 cm, zamrzla již po třech po sobě následujících dnech se záporným tepelným tokem. Jak bylo zmíněno v oddíle 2.2, mocnost ČV ovlivňují i další dílčí faktory, některé z nich byly sledovány na OJR. Na lokalitě CALM-S JGM byl studován vliv fyzikálních vlastností horninového prostředí. Hrbáček et al. (2017a) zkoumali průběh ČV na rozhraní dvou litologických podloží – holocénní marinní terasy a sedimentárních hornin souvrství Whisky Bay s vyšším obsahem jílu. Rozdíl v půdní textuře a v obsahu vody zde byl identifikován jako klíčový faktor variability mocnosti ČV (až 50 cm) a teplotního režimu půdy. Tání ČV začalo dříve v oblasti marinních sedimentů a na počátky sezóny tam ČV dosahovala větší mocnosti. Ovšem jakmile došlo k fázové přeměně vody v půdě, začala se uplatňovat vyšší tepelná kapacita a konduktivita půdy v souvrství Whisky Bay, kde ČV posléze dosahovala vyšší mocnosti po většinu sezóny. Další studie se zabývaly vlivem sněhové pokrývky. Zanedbatelný se ukázal být vliv zimní sněhové pokrývky, a to pro

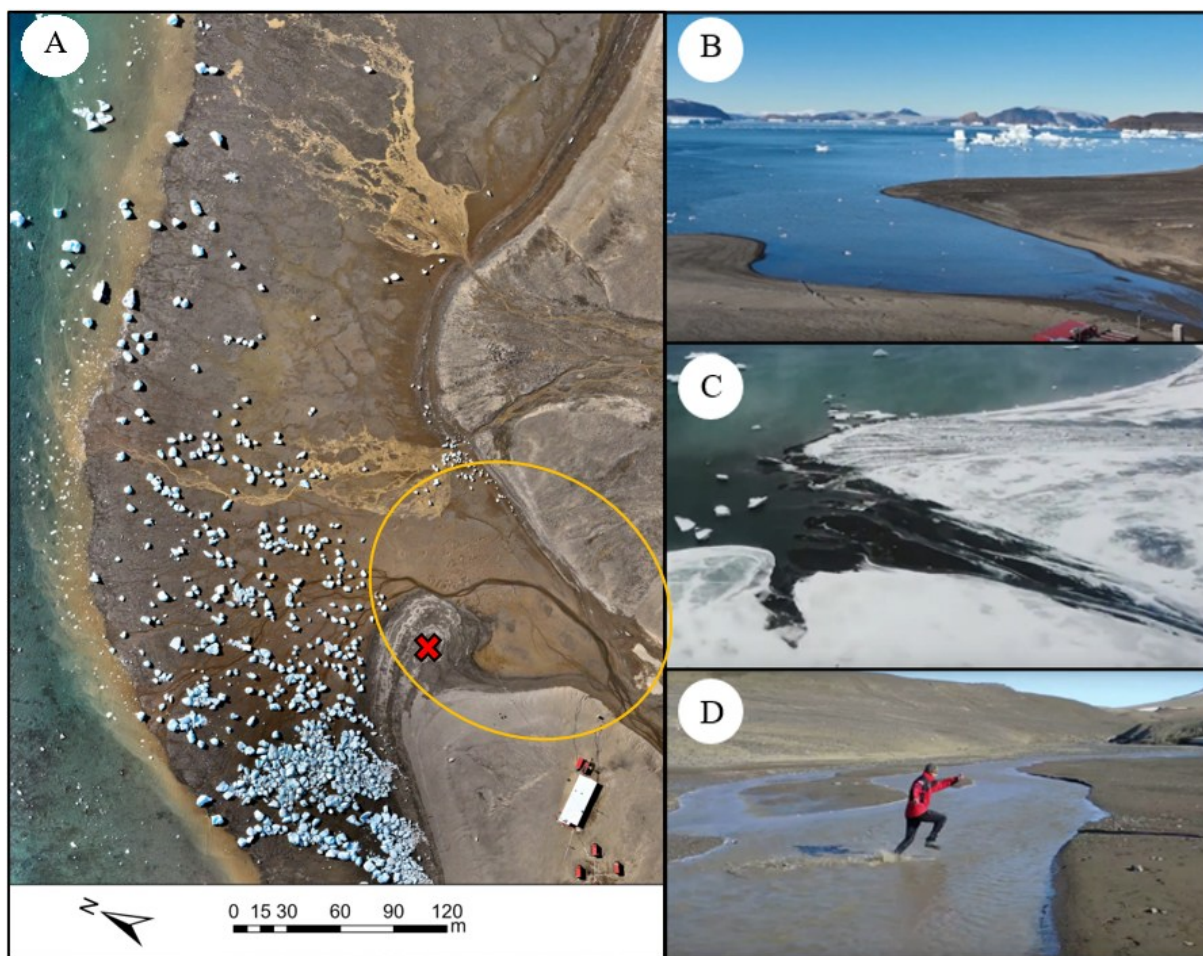
nepravidelnost jejího rozmístění a malou hloubku obvykle nepřesahující 30 cm (Hrbáček et al., 2016b). Naopak dočasná sněhová pokrývka v létě termální režim a mocnost ČV značně ovlivnila, přičemž míra tohoto vlivu byla dána hloubkou a trváním sněhové pokrývky (Hrbáček et al., 2021). Vlivem přítomnosti vegetace, konkrétně mechu, se zabývali Hrbáček et al. (2020). Dle závěrů není rozhodující výška mechového porostu, nýbrž jeho retenční vodní kapacita, a tedy i hustota a struktura. Vliv vegetace je ovšem vázán pouze na specifické lokality.

3.7 Estuárium a říční delta

Estuárium je část k moři směřujícího zaplaveného údolního systému, který je vystaven působení slapových jevů. Slaná mořská voda se zde setkává a mísí se sladkou říční vodou za vzniku brakické vody (Bird, 2008). Míra promíchání je dána především poměrem objemu říční a mořské vody při přílivu. V estuáriích obvykle dochází k hustotní stratifikaci vodních mas, kdy mořská voda vytlačuje říční vodu vzhůru a vytváří u země klín, ovšem v případě makrotidálních pobřeží o amplitudě cca nad 4 m dochází k tidálnímu mísení vod bránícímu jejich stratifikaci. To dále ovlivňuje boční rozpínavost toku, cirkulaci vod v estuáriu a rozptýl sedimentů (Wells 1995). Koryto vytvořené říčním tokem se v oblasti estuária rozšiřuje a vytváří typický nálevkovitý tvar, a to zejména na pobřežích s velkým rozsahem slapových jevů. Je to způsobeno změnami objemu vody, jež se do estuária v průběhu tidálních cyklů vlévají, a střídavým působením přílivových a odlivových proudů s proměnlivou rychlostí. Rychlost proudů dále narůstá v případě, že je ústí estuária omezeno vyvinutou písčnou kosou. Estuária jsou oblastmi aktivní sedimentace, sedimenty jsou sem přinášeny z povodí příslušné řeky i z mořských zdrojů. V případě, že je estuárium zaplněno sedimenty, dochází k rozvoji delt za hranicí původního pobřeží (Bird, 2008).

Říční delta je fluvialní tvar reliéfu, který vzniká při ústí řek do moře či jiné stojaté vodní plochy v případě, že zde míra akumulace sedimentů převyšuje míru jejich eroze vlnami a proudy. Břežní čára při odlivu odděluje nadvodní a podvodní část delty, směrem od řečiště k moři se nejprve nachází deltová platforma pokračující pod brežní čáru při odlivu, dále následuje strmý deltový svah klesající až do rovinaté oblasti prodelt na mořském dně (Bird, 2008). V Arktidě byla popsána specifická morfologie některých delt vyznačující se přítomností podvodní platformy vázané na výskyt zimního mořského ledu. Ta v letním období tlumí působení mořského příboje a bouří (Cooper et al. 2024)

Ústí vodního toku Bohemian do studované delty je nálevkovité, na západní straně dochází k vývoji iniciální písčné kosy (obr. 4). Za ním se rozkládá delta vějířovitého tvaru protaženého v západním směru, což je pravděpodobně způsobeno pobřežním prouděním a dodatečným přísunem fluvialních sedimentů přinášejících vodním tokem Algal. Oblast významně ovlivňují mezo- až makrotidální jevy o amplitudě dosahující takřka 4 m (viz oddíl 4.4), slapy zde vykazují charakteristiku smíšeného cyklu. V celé oblasti dochází k častému překládání a větvení ramen toků Bohemian i Algal. Salinita smíšených vod při přílivu nebyla v oblasti měřena. Ačkoliv koncentrace solí budou přinejmenším ve svrchních částech oblasti odpovídat hodnotám brakické vody, v této práci je užíváno termínu *mořská voda* k označení původu vodních mas a jejich odlišení od teplejší říční vody.



Obrázek 4: Na snímcích je zobrazena studovaná oblast estuária a náplavového kužele. V části A) je na snímku delty v době skočného odlivu žlutě vyznačena oblast estuária a iniciální písečné kosy (červené X). Části B) a C) zachycují estuárium v době zaplavení, zatímco část D) ukazuje bifurkující tok Bohemian v oblasti estuária. Snímky A, B a C jsou převzaty z CARP a Holuša (2024), CARP (2022) a CARP a Smolíková (2022).

4 Metodika

V této práci byly provedeny četné analýzy vývoje ČV v zájmové lokalitě. Ke zhodnocení míry vlivu moře a vzduchu na hloubku ČV byl analyzován:

- (1) průběh teplot vzduchu;
- (2) průběh teploty moře;
- (3) časoprostorový průběh přílivů a odlivů v oblasti delty.

Průběh mocnosti ČV měl být následně vyhodnocen na základě interpolace sondážního měření a georadarového průzkumu.

4.1 Teplota vzduchu

Teplota vzduchu byla měřena na automatické meteorologické stanici situované ve výšce 10 m n. m., přibližně 150 m JZ od apexu delty. Senzor s přesností $\pm 0,15$ K zaznamenával teploty v hodinových intervalech (Ambrožová, 2022). Z těchto dat byly vypočteny denní průměrné teploty pro období říjen 2020 až únor 2021. Období bylo zvoleno tak, aby zahrnovalo část roku s kladnými teplotami.

Dále byla data využita k určení dní překračujících efektivní teplotu tání (dále PDD z angl. positive degree days), tedy dnů, kdy teplota přesáhla hranici $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, a mohlo tak dojít k tání činné vrstvy. Výpočty sumy PDD ($^{\circ}\text{C} \cdot d$) byly provedeny dle vzorce:

$$PDD_M = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^{m=M} \begin{cases} t_m, & t_m > 0 \\ 0, & t_m \leq 0, \end{cases}$$

kde t_m je teplota ($^{\circ}\text{C}$) měřená M-krát za den, v tomto případě $M = 24$ (např. Braithwaite, 2022). Následně byla vypočtena kumulativní suma PDD_{24} pro sledované období, která indikuje, kolik tepla bylo v daném období akumulováno zemí a přispělo k tání ČV. Stejně výpočty byly provedeny i pro rok 2022 za účelem analýzy průběhu teploty moře (viz oddíl 4.2).

Vztah mocnosti ČV s teplotou vzduchu popisuje varianta Stefanovy rovnice:

$$H_{\text{ČV}} = E\sqrt{PDD},$$

kde E je edafický faktor, tedy škálovací parametr závislý na podmínkách dané lokality (Brown et al., 2000).

4.2 Teplota mořské vody

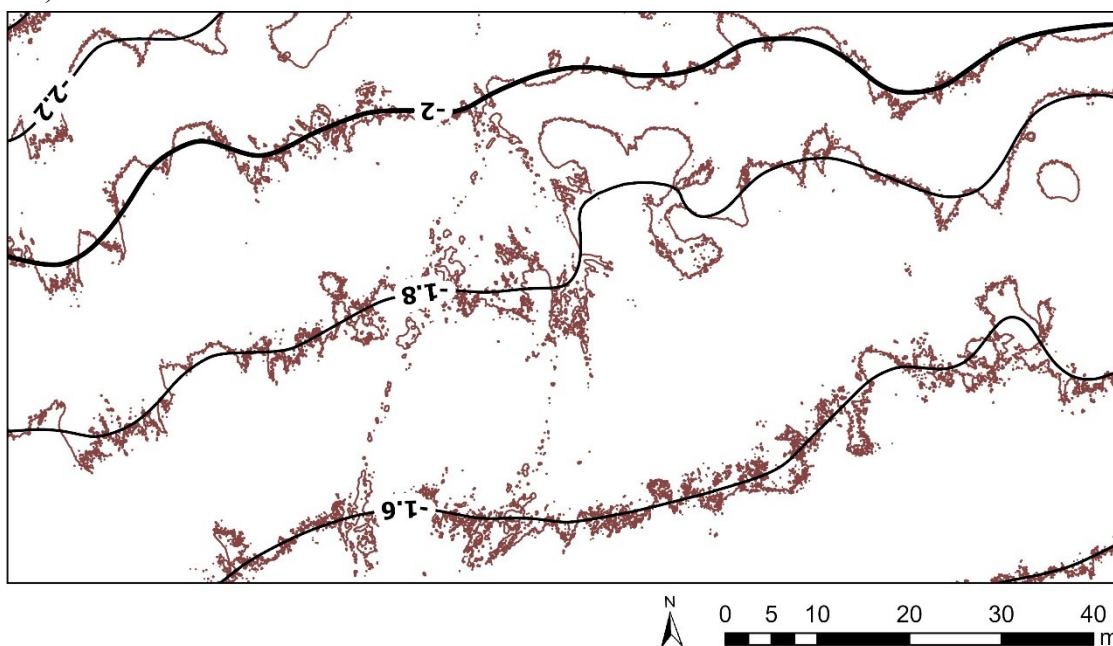
Vliv mořské vody na ČV závisí mj. na její teplotě. V roce 2021 ovšem nebyla provedena žádná měření teploty mořské vody, bylo tedy nutné použít data z následujícího roku. Ta byla v období 3. 1. – 28. 2. 2022 měřena teplotním čidlem s přesností $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Kučera, 2011) v intervalu 10 min. Jak je patrné z grafu (viz obr. 33 v příloze), záznam naměřených teplot vykazoval v některých dnech velké výkyvy, které korespondují s časy odlivu¹. Příčinou těchto výkyvů je umístění měřicího čidla v mělké pobřežní prohlubni, kde po odlivu zůstávalo malé množství vody. Opačný trend lze pozorovat v období po 21. 2., kdy pobřeží pokryly ledové kry. Souvislý ledový pokryv trval nejméně do 22. 2. a ještě 26. 2. bylo množství ledu v břehové zóně značné. Tehdy se tuňka s teplotním čidlem při odlivu naopak pokrývala tenkou vrstvou ledu. Zmíněné teplotní výkyvy bylo nutné z dat odfiltrovat. Následně byly z filtrovaných dat vypočteny denní průměry.

¹ K popisu výšky hladiny moře byla použita tabelovaná data z argentinské ročenky 2022 pro stanici Marambio (Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022).

4.3 Morfologie povrchu delty

V termínech 17. 1. 2022 a 20. 2. 2023 byly v době největšího odlivu pomocí dronu pořízeny snímky delty. Informace o jejím výskopisu byly extrahovány z digitálních modelů reliéfu (dále DMR) v programu ArcGIS Pro, kde byly rovněž vytvořeny vrstevnice v intervalu 0,2 m. Pro oblast delty byl použit snímek z roku 2022, který byl časově blíže k termínu sondážních měření, a zároveň zachycoval zanedbatelné množství ledových ker. Snímek z roku 2023 pokrýval širší okolí delty a byl využit k tvorbě vrstevnic na pevnině.

Z vrstvy vrstevnic bylo třeba odstranit prvky ležící na povrchu terénu (zejména ledové kry a vlny mořského příboje) tak, aby výsledné vrstevnice reprezentovaly skutečný povrch delty. Vzhledem k tomu, že delta je velmi dynamická oblast podléhající neustálým změnám, byly vrstevnice generalizovány tak, aby popisovaly pouze základní trend výškové členitosti (obr. 5).



Obrázek 5: Znáznornění průběhu vrstevnic dle DMR 2022 (hnědá linie) a průběh generalizovaných vrstevnic (černá linie).

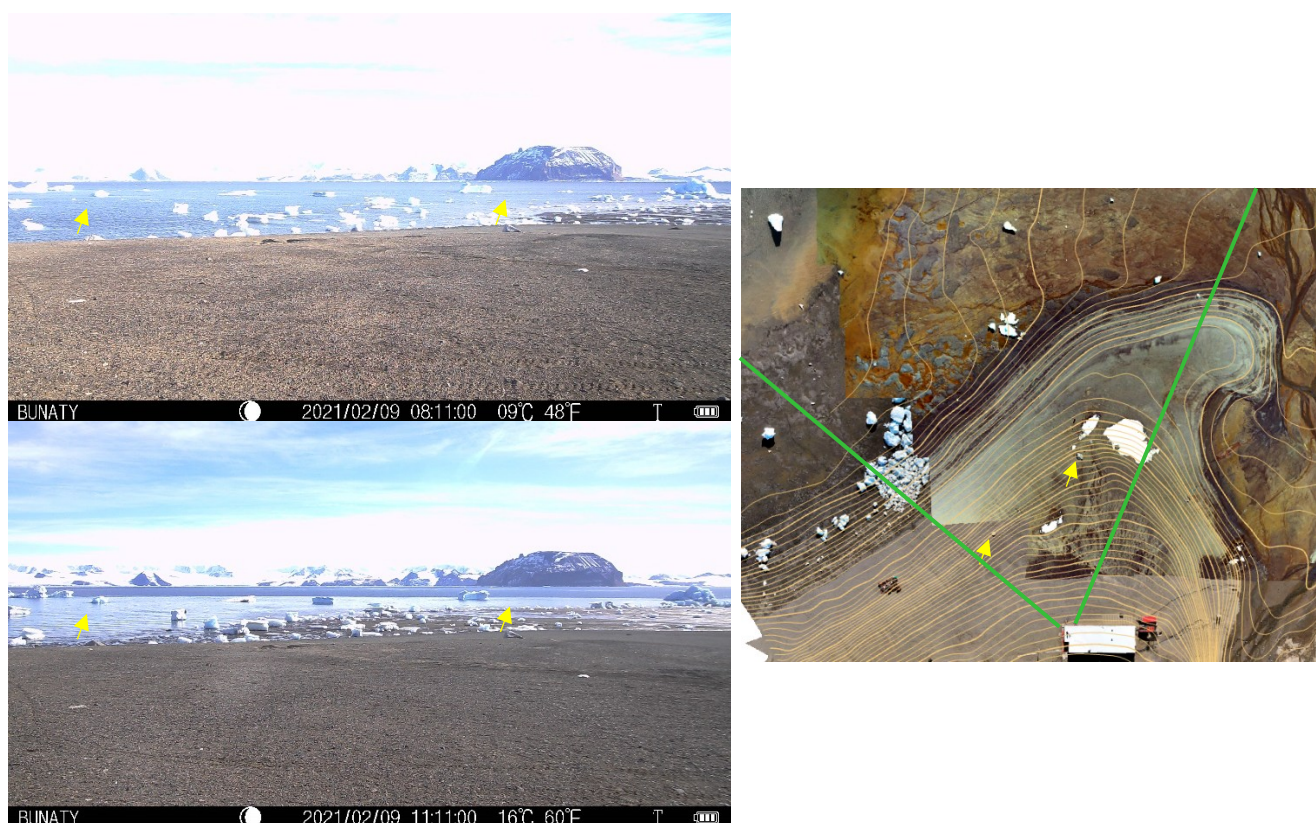
4.4 Model slapových jevů

Výška hladiny moře se měří pomocí mareografu. Měření tímto přístrojem nejsou celosvětově rovnoměrně rozložena, přičemž na ostrově Jamese Rosse se dosud neprovádějí. Proto bylo třeba získat přiměřeně reprezentativní data z jiného zdroje.

4.4.1 PyTMD

Existuje několik modelů vypočítávajících výšku mořské hladiny v oblasti Antarktidy. Autorka se ji nejprve pokusila vymodelovat za použití modelu EOT20, který v lokalitě dle Sun et al. (2022) vykazuje nejmenší chyby. Tento empirický model byl odvozen pomocí regresní tidální analýzy satelitní altimetrie, k výpočtům používá amplitudy a fáze 17 tidálních složek poskytnutých na globální mřížce s rozlišením $0,125^\circ$. Toto rozlišení v zájmové lokalitě odpovídá cca 6,1 km. Model pokrývá oblast mezi 66° s. š. a 66° j. š., ve vyšších šířkách využívá model FES2014 (Lyard, 2021) z důvodů omezených altimetrických dat a potížím s modelováním tidálních procesů v polárních regionech (Hart-Davis et al., 2021). K samotnému výpočtu hodnot byl použit software s otevřeným zdrojovým kódem pyTMD (Sutterley, 2017), generovány byly výšky hladiny moře v intervalu 30 min. Výsledky byly zkontrolovány pomocí snímků delty pořízených fotopastí v půlhodinových intervalech dne

9. 2. 2021, nicméně výsledné hodnoty neodpovídaly ani pozorování ze snímků, ani vertikální členitosti delty. Ze snímků na obr. 6 je patrné, že v 8:11 hod. byla delta částečně zaplavena, zatímco kolem 11:11 hod. nastal odliv. Přestože výšku hladiny moře nelze z fotografií určit s jistotou, porovnáním s DMR lze odhadnout, že voda na fotografiích při odlivu nesahá výše než do -2,4 m n. m. Model EOT20 však ukazuje výšku hladiny odpovídající -2,0 m n. m (obr. 7). Vertikální rozsah modelovaných dat navíc nepřesáhl 1,8 m, přičemž z DMR i z morfologie estuária je zřejmé, že amplituda slapů dosahuje až 4 m. Nespolehlivost modelovaných dat pro danou lokalitu je nejspíše dána jeho prostorovým rozlišením a morfologií pobřeží.

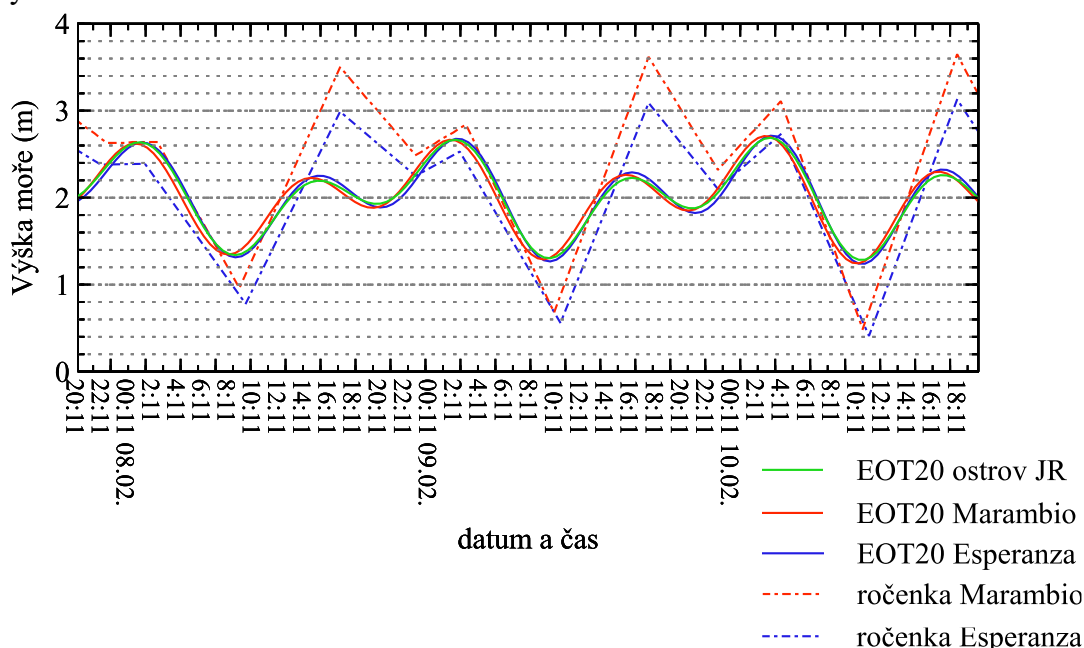


Obrázek 6: Západní část delty na snímcích pořízených 9. 2. 2021 fotopastí instalovanou na stanici J. G. Mendela. Horní snímek byl pořízen v 8:11 hod. místního času, spodní snímek v 11:11 hod. místního času. Zelené linie na výřezu DMR naznačují přibližnou velikost záběru fotopastí, jako lícové body sloužily dva bludné balvany označené žlutými šipkami.

4.4.2 Tabelovaná data pro stanice Esperanza a Marambio

Model pyTMD se na lokalitě neosvědčil, proto byly hledány jiné zdroje dat. Nejbližší mareografy jsou instalovány u stanic Esperanza a Marambio (obr. 3A v oddílu 3.1). Naměřené výšky hladiny moře u příslušných stanic jsou tabelovány v argentinských ročenkách vydávaných argentinským ministerstvem obrany. Pro období říjen 2020–prosinec 2021 obsahují údaje o minimálních a maximálních stavech vody (Tablas de Marea para la Antártida: Octubre 2020 - Diciembre 2021). V roce 2022 (Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022) již zahrnují výšky hladiny po hodinách, což lépe charakterizuje průběh přílivů a odlivů. Udané hodnoty se vztahují k redukční hladině určené na základě dlouhodobých průměrů maximálního odlivu u příslušné stanice. Esperanza i Marambio vykazují podobný režim přílivů a odlivů, který zároveň odpovídá i snímkům z fotopastí, a mohl by tak oblast delty vhodně reprezentovat. Obr. 7 znázorňuje rozdíl mezi předpovědí

přilivů modelu EOT20 pro OJR a obě stanice a naměřenými hodnotami přílivů a odlivů podle ročenky.

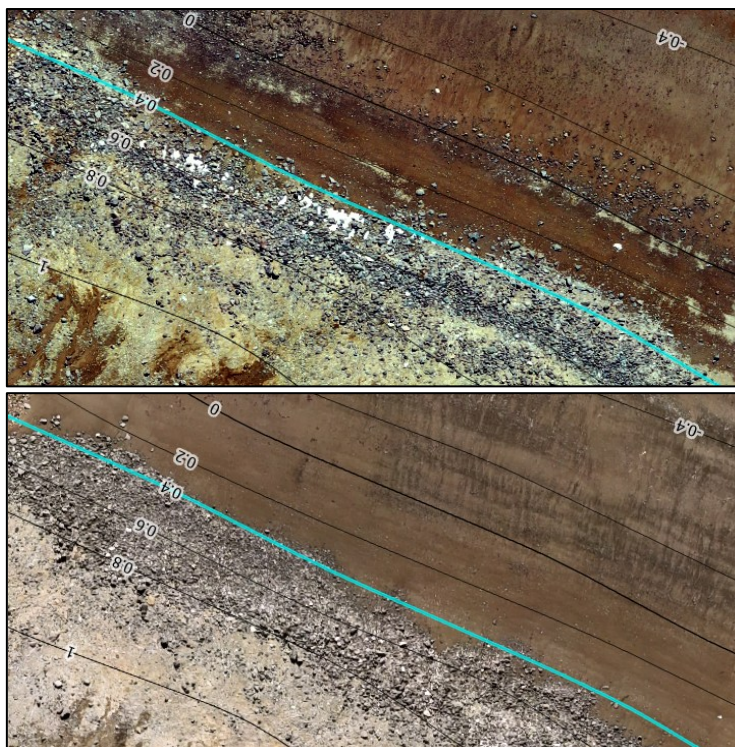


Obrázek 7: Porovnání naměřených hodnot přílivů a odlivů ve stanicích Marambio a Esperanza s vypočítanými hodnotami dle EOT20 v roce 2021 (zdroje dat: *Tablas de Marea para la Antártida: Octubre 2020 - Diciembre 2021*; *Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022*; Hart-Davis, 2021).

Pro účely této práce byla nakonec zvolena stanice Marambio, kde rozptyl maximálních hodnot přílivů a odlivů (tab. 4) lépe koresponduje s výškou naplavenin v okrajových částech delty identifikovaných na DMR (obr. 8). V místě nejvýše uložených naplavenin, tedy ve výšce 0,40 m n. m., byla stanovena hranice maximálního přílivu. Hranice maximálního odlivu byla umístěna na základě dat z roku 2021 (tab. 4) do výšky -3,33 m n. m. Redukční hladina moře u stanice Marambio pak odpovídá výšce -3,48 m n. m. Kontrola byla provedena na základě DMR, který byl pořízen 17. 1. 2022 kolem 12,00 UTC-4. V té době byla na Marambiu změřena hladina moře ve výšce 0,36 m n. red. hl. (*Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022*). Výšky přílivů v této práci jsou dále počítány od redukční hladiny moře u stanice Marambio. Vztah mezi nadmořskou výškou a výškou nad redukční hladinou moře je pro lepší názornost uveden v tab. 5. Ta dále uvádí i výšky hladiny moře při odlivu v jednotlivých termínech měření.

výšky v metrech dle redukční roviny na základě odhadu pro rok 2022						
stanice	příliv		odliv		amplituda	
	maximální	průměrný	maximální	průměrný	maximální	průměrná
Marambio 2021	3,88		0,15			
Marambio 2022	3,89	3,23	0,15	1,45	3,28	1,78
Esperanza 2021	3,58		0,02			
Esperanza 2022	3,50	2,85	0,01	1,29	3,03	1,56

Tabulka 4: Porovnání vybraných charakteristik přílivů a odlivů pro stanice Marambio a Esperanza (*Tablas de Marea para la Antártida: Octubre 2020 – Diciembre, 2021*; *Tablas de Marea: suplemento Antártida, 2022*).



Obrázek 8: Na snímcích z DEM je znázorněn stejný detail delty v letech 2022 (nahore) a 2023 (dole), tyrkysová linie reprezentuje vytyčenou maximální výšku přílivu.

	výška nad red. hl. m (m)	nadmořská výška (m n. m.)
redukční hladina moře (Marambio)	0	-3,48
maximální odliv v r. 2021 (Marambio)	0,15	-3,33
maximální příliv v r. 2021 (Marambio)	3,88	0,40
výška hladiny moře při max. odlivu v:		
1. termínu měření (26. 1. 2021)	0,65	-2,83
2. termínu měření (9. 2. 2021)	0,68	-2,80
3. termínu měření (25. 2. 2021)	0,58	-2,90
Výška hladiny moře v čase pořízení DMR dne 17.1.2022	0,43	-3,05

Tabulka 5: Výšky vybraných úrovní hladiny moře ve vztahu k referenční hladině moře a k nadmořské výšce.

4.5 Rozdělení delty dle doby zaplavení

Zájmová oblast byla na základě vytvořených vrstevnic rozdělena na jednotlivé výškové zóny v intervalu 0,2 m. Z údajů o čase a dosažené výšce jednotlivých přílivů a odlivů naměřených na stanici Marambio v období 1. 10. 2020 – 28. 2. 2021 byly lineární interpolací odvozeny výšky hladiny moře v půlhodinových intervalech, které byly následně přiřazeny k příslušné výškové zóně. Takto byly získány informace o době zaplavení každé výškové úrovně.

Data byla dále vztažena k teplotám vzduchu naměřeným v témže období (viz oddíl 4.1), z nichž byly vyčleněny části dne, kdy teplota překročila 0 °C. Tímto rozdělením byla určena doba, po kterou byla každá výšková úroveň:

- (1) zaplavena mořskou vodou;
- (2) vystavena působení vzduchu kladné teploty či říční vody;
- (3) vystavena působení vzduchu záporné až nulové teploty či říční vody.

4.6 Interpolace dat ze sondážních měření

4.6.1 Sondážní měření

Mocnost ČV na území delty byla měřena půdní sondou ve třech termínech. Získaná síť bodů měla být nadále použita:

- (1) jako vstupní data pro interpolaci mocnosti ČV na zájmové lokalitě;
- (2) k odvození rychlosti šíření georadarového signálu.

Měření probíhalo v době odlivu, bylo tedy limitováno časem, než dojde k opětovnému zaplavení zájmového území. Poloha jednotlivých sond byla zaměřena pomocí GPS.

Sondy byly zaraženy v počátečních a koncových bodech georadarových profilů a v místech jejich křížení (viz oddíl 4.7). Dále byly rozmístěny tak, aby pokud možno pokryly celou zájmovou oblast a vhodně ji reprezentovaly. Měření bylo místně komplikováno přírodními překážkami, např. přítomností ledových ker, říčních ramen nebo ležících tuleňů. Okrajové části delty se z časových důvodů nepodařilo ve všech termínech změřit ve stejném rozsahu, a to s ohledem na odlišný průběh postupujícího přílivu. V určitých případech sonda nedosáhla reálného rozhraní ČV a PF, ale zastavila se o hrubší sediment; jindy naopak dosáhla abnormálně vysokých hodnot, což mohlo být způsobeno např. sondováním sedimentární výplně brázdy vytvořené pohybem ledové kry. Odlehlé hodnoty byly ze souboru vyřazeny. Hodnoty byly měřeny s přesností 1 cm.

Měření byla naplánována přibližně do období skočných odlivů. V prvním termínu měření, tj. 26. 1. 2021, bylo zaraženo 18 sond v centrální části delty. Okrajové části měřeny nebyly. V druhém termínu, tj. 9. 2. 2021, již byla změřena hustší síť o počtu 52 sond, která lépe pokryla náplavový kužel. Měření neprobíhala v odlehlé východní části delty. 71 sond pak bylo provedeno ve třetím termínu 25. 2. 2021, kdy se podařilo změřit takřka celý okraj delty a zároveň provést velký počet měření v její centrální části. Polohu sond v termínech měření zachycuje obr. 9 v oddíle 4.6.2.

4.6.2 Volba interpolační metody

Soubor dat získaný sondováním byl nadále podroben interpolaci, jež pomocí vhodné funkce odhaduje průběh prostorové veličiny mezi body s naměřenými hodnotami. Před zvolením konkrétní interpolační metody je nutné analyzovat chování dané prostorové veličiny, a vznést požadavky na její vlastnosti. V tomto případě byly vzneseny následující požadavky na průběh interpolace:

- (1) interpolace minimalizuje chybu;
- (2) hledaná veličina je na území delty spojitá;
- (3) výsledkem interpolace je hladký průběh veličiny;
- (4) vzdálenější měření mají menší vliv na výsledek interpolace;
- (5) interpolace umožňuje předpovídat hodnoty veličiny větší než maximální naměřená hodnota a menší než minimální naměřená hodnota;
- (6) výsledek interpolace odpovídá předpokladu o chování prostorové veličiny;
- (7) interpolace je lokální;
- (8) interpolace vhodně popisuje všechny tři soubory dat.

Získané informace o hloubkách, kterých ČV dosahuje, byly před interpolací analyzovány v programu ArcGIS Pro. Posuzovány byly histogramy datových sad a jejich průběh v prostoru. Jak je zřejmé z obr. 9, v datech je patrný trend nárůstu mocnosti ČV s výškou měřeného bodu nad redukční hladinou moře (viz oddíl 4.4.2). Vzhledem k tomuto trendu se s polohou ve studované oblasti mění střední hodnota náhodné funkce a prostorová veličina je tedy nestacionární. Dále je také anizotropní, neboť se její vlastnosti mění v závislosti na směru (je rotačně variantní). K největší proměnlivosti obecně dochází ve směru

Topographic map of the study area showing contour lines and data points. The map includes a scale bar (0-200 m), a north arrow, and a legend for 'Mocnost čv (m)' (Elevation of the water table) with values 22, 47, 73, 99, 15, 45, 75, 105, 9, 45, 81, 118. The map shows a valley with a road and a building in the lower left corner.

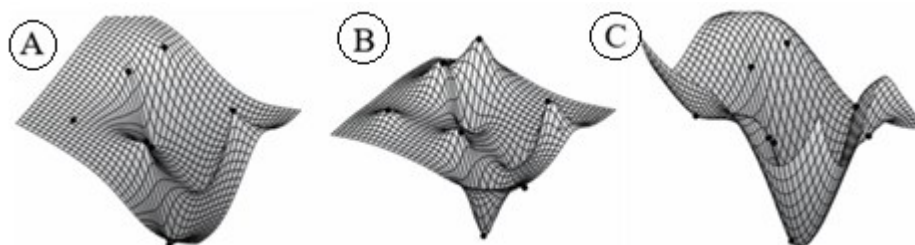


26

polynomický trend). U jiných interpolací pak docházelo k uspokojivému výsledku pouze v případě některého z termínů (obyčejný a univerzální kriging, radiální bázové funkce – tenkostěnný splajn, lokální polynomický trend). Obecně nejlepších výsledků bylo dosaženo pomocí jednotlivých typů radiální bázové funkce (dále RBF). Přihlédnuto bylo k výsledkům KV 2. a 3. termínu, konečný výběr byl ovšem do jisté míry založen na subjektivním posouzení. Porovnání chování interpolační plochy některých typů RBF je znázorněno na obr. 10.

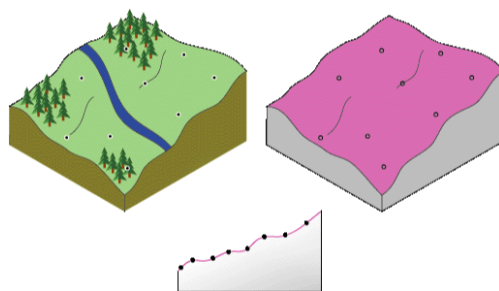
metoda	typ	průměrná chyba (cm) v jednotlivých termínech měření			střední kvadratická chyba (cm) v jednotlivých termínech měření			maximální absolutní chyba (cm) v jednotlivých termínech měření		
		26. 1.	9. 2.	25. 2.	26. 1.	9. 2.	25. 2.	26. 1.	9. 2.	25. 2.
KRI	jednoduchý	-1,4	0,9	-0,9	13,9	14,9	11,8	86,9	141,5	165,8
	univerzální	7,2	0,5	-0,6	44,4	15,3	10,9	242,0	120,4	142,7
	obyčejný	11,1	-0,1	-1,2	55,7	16,0	10,5	292,5	139,2	124,9
EBK	-	-0,3	0,3	0,2	15,9	12,5	10,8	105	111,3	141,7
LPT	polynom 1. řádu	7,6	1,3	0,2	38,1	14,0	9,2	212,2	120,4	120,6
RBF	regularizovaný splajn	-0,1	-0,3	-0,2	14,9	11,7	10,0	-39,8	-48,0	-38,7
	splajn s tenzí	0,8	-0,2	-0,2	16,6	11,8	9,6	-38,3	-46,3	-36,9
	multikvadrika	1,2	0,1	-0,1	17,9	12,1	9,3	44,1	-45,7	-34,9
	inverzní multikvadrika	0,1	-0,3	-0,2	15,9	11,9	10,0	-40,1	-48,5	-38,5
	tenkostěnný splajn	5,8	-0,1	0	38,2	13,5	9,5	148,4	41,5	-37,3

Tabulka 6: Srovnání výsledků testovaných metod (KRI = kriging, EBK = empirický bayesánský kriging, LPT = lokální polynomický trend, RBF = radiální bázové funkce). Tučně jsou zvýrazněny nejlepší dosažené hodnoty dané charakteristiky křížové validace, zeleně je označena použitá interpolační metoda.



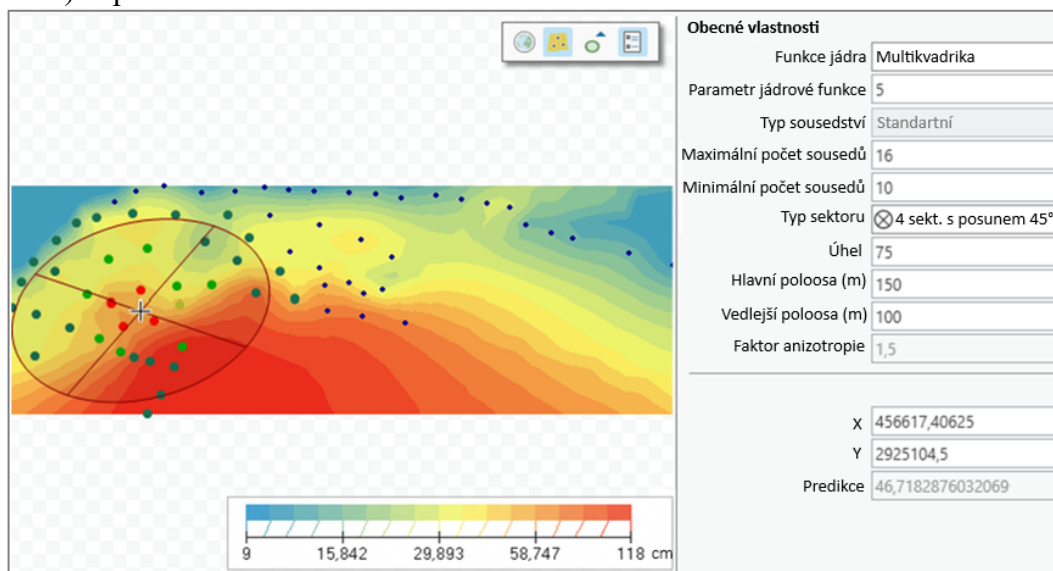
Obrázek 10: Chování interpolační plochy na okrajích interpolované oblasti v případě použití metody radiálních bázových funkcí typu: A) multikvadrika, B) inverzní multikvadrika, C) tenkostěnný splajn (převzato z Ježek, 2016).

K interpolaci mocnosti ČV byl z RBF zvolen typ multikvadrika. U metody RBF vzniká interpolační plocha jako lineární kombinace funkcí vzdálenosti mezi datovými body. V případě interpolace multikvadrikou jde o lineární kombinaci hyperbol se středy v bodech měření. Metoda RBF předpokládá, že každý z datových bodů ovlivňuje průběh prostorových veličin ve svém okolí ve všech směrech stejným způsobem a úměrně vzdálenosti od něj (Ježek, 2016). RBF je exaktní interpolátor, výsledný povrch tedy prochází vstupními daty. Tato metoda připouští hodnoty větší než maximální a nižší než minimální naměřená hodnota. Vytváří hladký povrch a je vhodná pro interpolaci mírně zvlněného terénu, dobře zachycuje globální trendy i místní odchylky (obr. 11). Její použití ovšem není příliš vhodné, pokud na krátkých vzdálenostech dochází k prudkým změnám sledované veličiny. V takovém případě se může projevit nežádoucí zakmitávání (Ježek, 2016).



Obrázek 11: Příklad modelové interpolace povrchu metodou RBF (dostupné z: Cross section illustrating how RBF surface fits through the sample values).

Parametry interpolací byly nastaveny pro všechny termíny stejně, tak aby byly výstupy porovnatelné. Nastavení je zobrazeno na obr. 12 na příkladu 3. termínu. Výsledky interpolací byly ovlivněny především nastavením vyhledávací oblasti, která byla vzhledem k přítomnému trendu přenastavena z kruhu na elipsu. Ukázalo se totiž, že tato konfigurace dobře odráží protáhlý tvar delty a uspořádání bodů v ní, a za její pomoci se podařilo snížit průměrnou chybu (dále *me* z angl. mean error) i střední kvadratickou chybu (dále *rmse* z angl. root mean square error) napříč metodami.



Obrázek 12: Ukázka nastavení parametrů použité interpolace. Převzato a upraveno z ArcGIS.

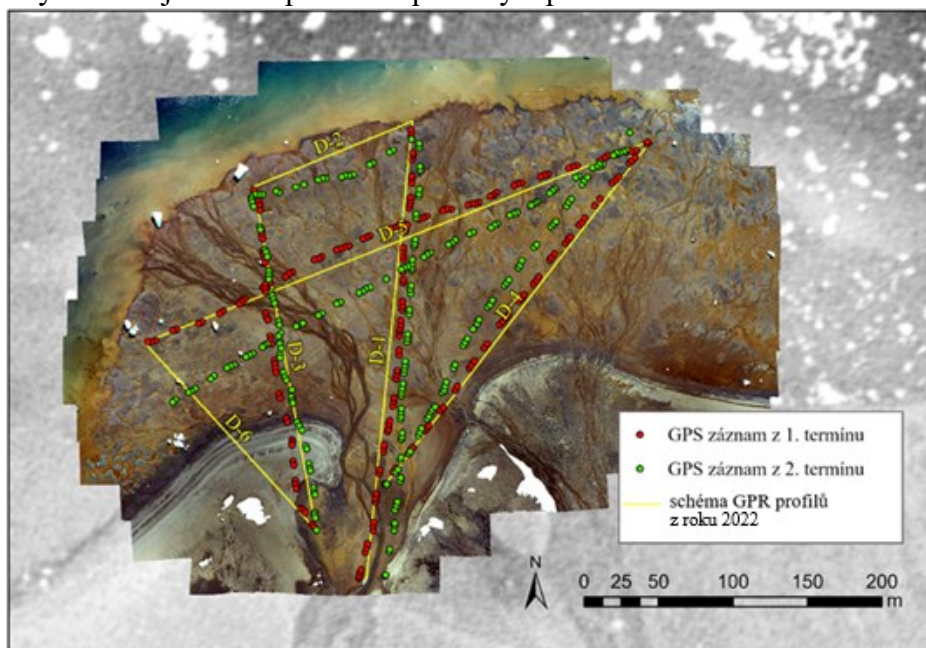
4.7 Georadarové měření

Georadarová metoda (dále GPR z angl. ground penetrating radar) je založena na vyslání elektromagnetického vlnění o frekvenci 1-1000 MHz na zemském povrchu (Annan, 2003). Vyslaný signál se šíří rychlostí závislou na vlastnostech prostředí, především na jeho permitivitě a permeabilitě. V případě, že prochází do jiného prostředí o rozdílných vlastnostech, část signálu se odrazí zpět k přijímači. Takto zaznamenaný signál může poskytnout informace o strukturách v horninovém prostředí a jejich přibližné hloubce (např. Annan, 2003; Utsi, 2017).

GPR bylo v zájmovém území použito za účelem zobrazení průběhu ČV v několika profilech orientovaných napříč deltou. Ke kalibraci rychlosti šíření elektromagnetického signálu mělo posloužit sondážní měření. Měření mělo mj. prověřit účinnost GPR v nepříliš vyhovující lokalitě, kde bylo možné očekávat vzhledem k vysoké vlhkosti a dostupnosti volných iontů vysoký útlum (tzv. atenuaci) signálu. Premisou průzkumu byl předpoklad, že se rozhraní ČV a PF nachází v relativně malé hloubce, a proto bude možné signál i přes jeho vysoký přirozený útlum zaznamenat. Přejít mezi prostředími s tekutou a zmrzlou vodou

totiž tvoří pro GPR vysoce kontrastní rozhraní, jež je na snímcích obvykle dobře viditelné. Výhodou při jeho identifikaci měla být i spojitost hledaného rozhraní.

Georadarové profily byly naměřeny pomocí stíněné 500 MHz antény a řídicí jednotky RAMAC CU-II (MALÁ GeoScience, 2005). K měření vzdáleností podél jednotlivých profilů byl použit enkodér s měřicím kolečkem, který spouštěl měření v intervalu 0,05 m. Časové okno bylo nastaveno na 59,4 ns. Georadarový průzkum delty probíhal v prvních dvou termínech měření půdní sondýrkou, tedy 26. 1. a 9. 2. 2021, přičemž bylo vytvořeno 9 profilů. Měření byla opakována i následující rok ve dnech 15. 1. a 14. 2. 2022, kdy bylo nasnímáno celkem 12 profilů. Na obr. 13 jsou znázorněny jejich průběhy. V diskuzní části (6.3.1) této práce je zařazen i georadarový záznam profilu (radargram) naměřený přibližně 200 m JZ od delty, který zobrazuje ČV na přechodu pevniny a pláže.



Obrázek 13: Trasy georadarových profilů v jednotlivých termínech.

Získaná data byla zpracována v programu ReflexW (Sandmeier, 2017) za použití postprocessingových nástrojů. U surových dat byly analyzovány jednotlivé stopy signálu, na jejichž základě byl použit nástroj *subtract DC-shift*, který zajistil posunutí signálu tak, aby průměr amplitud odpovídal 0. *Dewow filtr* následně odstranil odchylku od průměru v nižších frekvencích. K zesílení utlumeného signálu ve větších hloubkách byla použita funkce *gain*. Problémem se ukázal být takřka periodický horizontální šum přítomný u všech profilů překrývající níže položené struktury, a to v kombinaci s vysokým útlumem signálu ve vodivém prostředí vlhkého jemnozrnného sedimentu s obsahem mořské soli. K jeho odstranění byly vyzkoušeny filtry *background removal*, *subtracting mean*, *f-k filter* a *deconvolution*, avšak nepříliš úspěšně. Kim et al. (2007) ve své práci porovnává různé přístupy k odstranění takového šumu, přičemž upozorňuje na vysokou pravděpodobnost odstranění hledaného rozhraní spolu se šumem v případě, že je horizontální až mírně ukloněný. V takovém případě doporučuje použití selektivních a lokálních filtrovacích metod či *eigenimage* filtrů. Ty v této práci nebyly testovány vzhledem ke komplexnosti jejich užití.

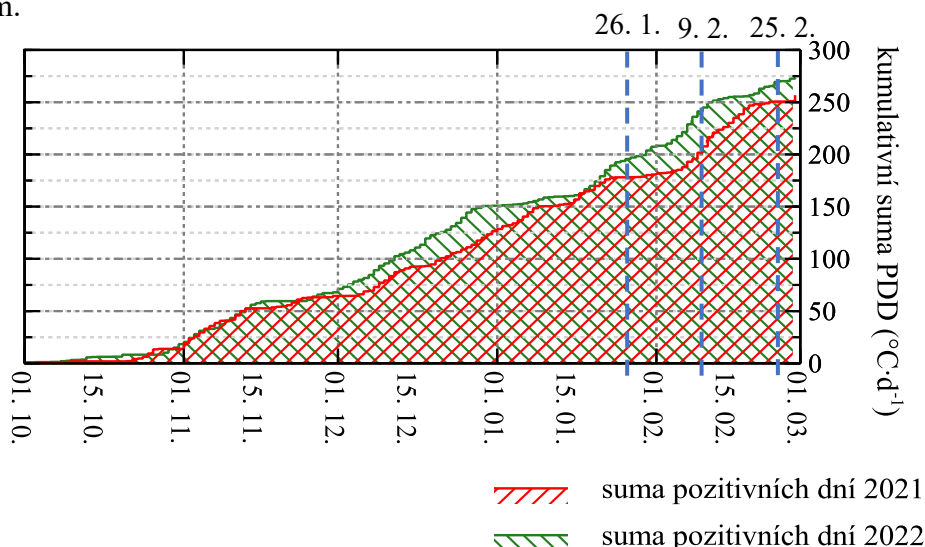
5 Výsledky

5.1 Suma pozitivních denních teplot

Kumulativní suma PDD činila v roce 2021 $255,5\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$, zatímco v roce 2022 dosáhla hodnoty $272,6\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$ (obr. 14). Sumy PDD, dosažené v jednotlivých termínech měření, jsou uvedeny v tab. 7. Nárůst hodnot od 1. termínu měření naznačuje, že mezi termíny pokračovalo tání ČV.

Kontinuální nárůst PDD v sezóně 2020/2021 započal 21. 10. 2020. Jeho plynulost v průběhu léta narušilo několik období minimálního nárůstu až stagnace PDD. První takové delší období nastalo mezi 14. 11. a 4. 12. 2020. Další období stagnace nastalo 10. 1. – 15. 1. 2021 a bylo vystřídáno epizodou poměrně intenzivního růstu PDD předcházející 1. termínu měření. Samotné měření bylo ovšem provedeno v dalším období minimálního růstu PDD trvajícího od 24. 1. do 5. 2. Poté až do 20. 2. následoval nejstrmější nárůst PDD, v jehož důsledku došlo v proximální části delty ke značnému nárůstu mocnosti ČV ovlivňujícímu měření v 2. i 3. termínu (viz oddíl 6.1.1). Poté již docházelo k minimálnímu nárůstu PDD odrážejícímu pokles teplot na konci letní sezóny.

V sezóně 2021/2022 sice začalo období nárůstu PDD již v první polovině října, jeho hodnoty ovšem byly po většinu měsíce zanedbatelné. K většímu růstu teplot začalo docházet od 28. 10. 2021. V průběhu listopadu dosahovala PDD v obou sledovaných sezónách velmi podobných hodnot. Poté započal intenzivnější nárůst PDD trvající do 29. 12. 2021, kdy nastalo hlavní období stagnace léta 2021/2022 trvající do 16. 1. 2022. Ke dni 17. 1. 2022 dokonce hodnota PDD nedosáhla hodnoty z roku 2021. Po tomto termínu ovšem následovalo oteplení a s ním spojený opětovný intenzivní růst PDD. Ten s různou intenzitou pokračoval až do konce února, suma PDD v tomto období dosahovala vyšších hodnot než v roce předcházejícím.



Obrázek 14: Suma PDD v letech 2020/21 a 2021/22. Modrá přerušovaná čára značí jednotlivé termíny měření.

	1. termín (1. 10. - 26. 1.)	2. termín (1. 10. - 9. 2.)	3. termín (1. 10. - 25. 2.)
suma PDD v roce 2020/21 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	178,1	201,7	250,6
suma PDD v roce 2021/22 ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)	195,6	241,2	270,1

Tabulka 7: Sumy PDD v jednotlivých termínech měření.

5.2 Průběh teploty mořské vody

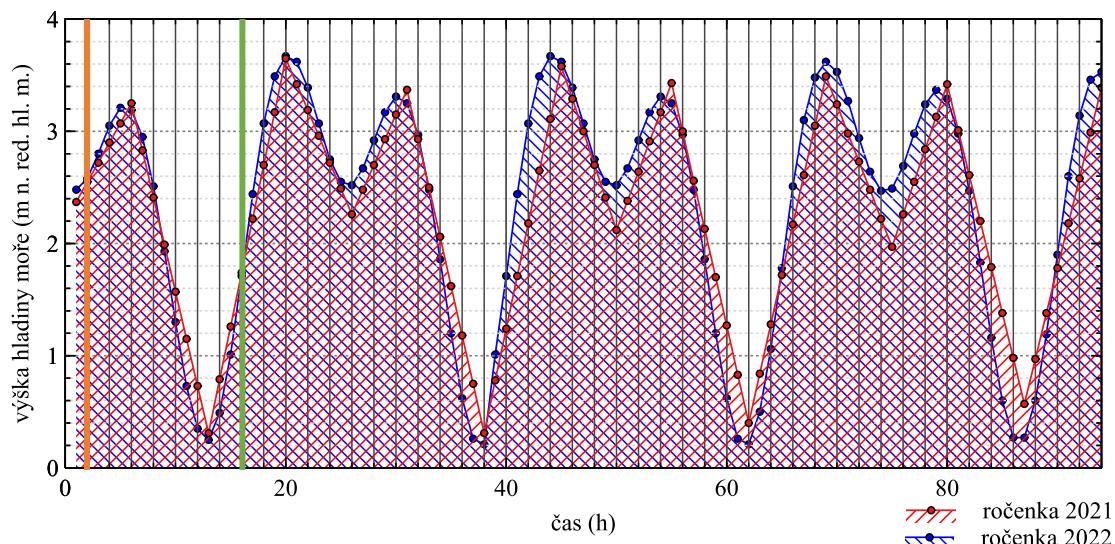
Průměrná denní teplota moře se v průběhu ledna a února 2022 pohybovala v rozsahu -1,7 až -0,2 °C, přičemž celkový průměr za toto období činil -0,7 °C. Teplotní trend dobře popisují týdenní průměry (tab. 8), kdy teplota v průběhu ledna postupně rostla až k -0,5 °C a poté začala klesat. Výraznější pokles nastal v období pokrytí pobřeží ledem mezi 21. a 26. únorem, kdy teplota moře dosáhla svého minima. Graf na obr. 34 v příloze znázorňuje tyto hodnoty a zároveň umožňuje porovnání průměrných týdenních teplot vzduchu mezi roky 2021 a 2022. Ty se v lednu a únoru odlišovaly maximálně o 2,3 °C. Dle Ding et al. (2025) činí průměrný meziroční nárůst letních povrchových teplot moře v letech 2011-2023 u pobřeží OJR cca 0,10 °C, v případě jarních a podzimních povrchových teplot moře pak maximálně 0,05. °C.

měsíc	leden				únor			
průměrná teplota moře 2022 (°C)	-0,7				-0,8			
prům. teplota vzduchu 2021 (°C)	1,4				2,1			
prům. teplota vzduchu 2022 (°C)	1,6				2,1			
týden	3. - 9. 1.	10.-16. 1.	17.-23. 1.	24.-30. 1.	31.1.- 6. 2.	7.-13. 2.	14.-20. 2.	21.-27. 2.
průměrná teplota moře 2022 (°C)	-0,9	-0,8	-0,7	-0,5	-0,5	-0,6	-0,7	-1,2
prům. teplota vzduchu 2021 (°C)	2,4	1,0	2,1	-0,2	1,5	4,7	2,7	-0,7
prům. teplota vzduchu 2022 (°C)	0,8	0,1	4,3	2,1	2,9	3,6	0,9	1,1

Tabulka 8: týdenní a měsíční průměry teplot mořské vody ve vztahu k teplotám vzduchu.

5.3 Časoprostorové znázornění působení vybraných činitelů v zájmové oblasti

Rozdělení delty do jednotlivých zón dle doby zaplavení v období 1. 10. 2020 – 28. 2. 2021 je znázorněno na obr. 35 v příloze. Vzhledem k aproximaci průběhu přílivů a odlivů lineární interpolací jsou hodnoty výšky hladiny moře v distální části delty nadhodnocovány, zatímco v proximální části delty podhodnocovány (obr. 15).



Obrázek 15: Výška hladiny moře ve stanici Marambio na základě ročenek (Tablas de Marea para la Antártida: Octubre 2020 - Diciembre 2021; Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022), porovnána jsou mezi sebou průběhy skočného dmutí v termínu novů ze dnů 13. 1. 2021 (vrchol novu vyznačen oranžově) a 2. 1. 2022 (vrchol novu vyznačen zeleně).

Pro každou výškovou zónu delty byla určena doba, po kterou byla země vystavena působení (1) mořské vody, (2) vzduchu o kladné teplotě, (3) vzduchu o záporné až nulové

teplotě. Procentuální zastoupení časového působení těchto činitelů od předcházejícího novu či úplňku je znázorněno pomocí strukturních kartodiagramů a sloupcových diagramů na obr. 36 až 38 v příloze.

Nezatopené části studované oblasti byly kromě teploty vzduchu vystaveny i tekoucí vodě (toků Bohemian a Algal), která dodávala podložním sedimentům teplo a podporovala tání ČV. Poloha vodních toků byla pro ilustraci zakreslena nad snímky z dronů z roku 2022 a 2023 (viz obr. 39 v příloze). Je však třeba vzít v úvahu, že v říční deltě dochází k častému překládání dílčích koryt. K významné změně mohlo dojít už mezi jednotlivými termíny, snímky z následujících let tak nemusí odrážet reálný stav roku 2021. Předloženým průběhem toků byly inspirovány nákresy znázorňující možné umístění ramen v jednotlivých termínech prezentovaných v následujícím oddílu 5.4.

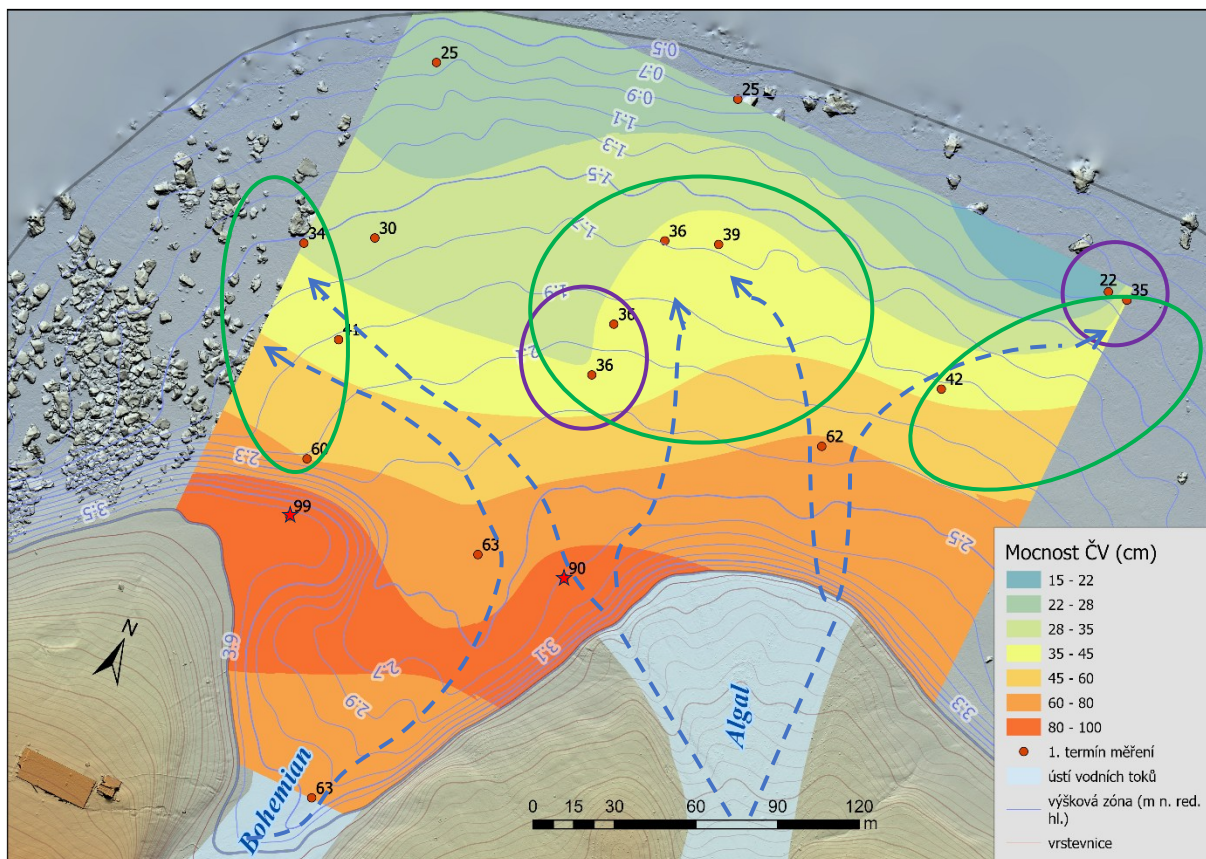
5.4 Interpolovaná mocnost činné vrstvy

Interpolovaná mocnost ČV v termínech měření je znázorněna na obr. 40-42 v příloze. Výsledky KV jednotlivých termínů měření jsou uvedeny v tab. 6 oddílu 4.6.2, na obr. 43 v příloze jsou pak k nahlédnutí grafy KV s regresní přímkou proloženou naměřenými body.

5.4.1 Výsledky 1. termínu

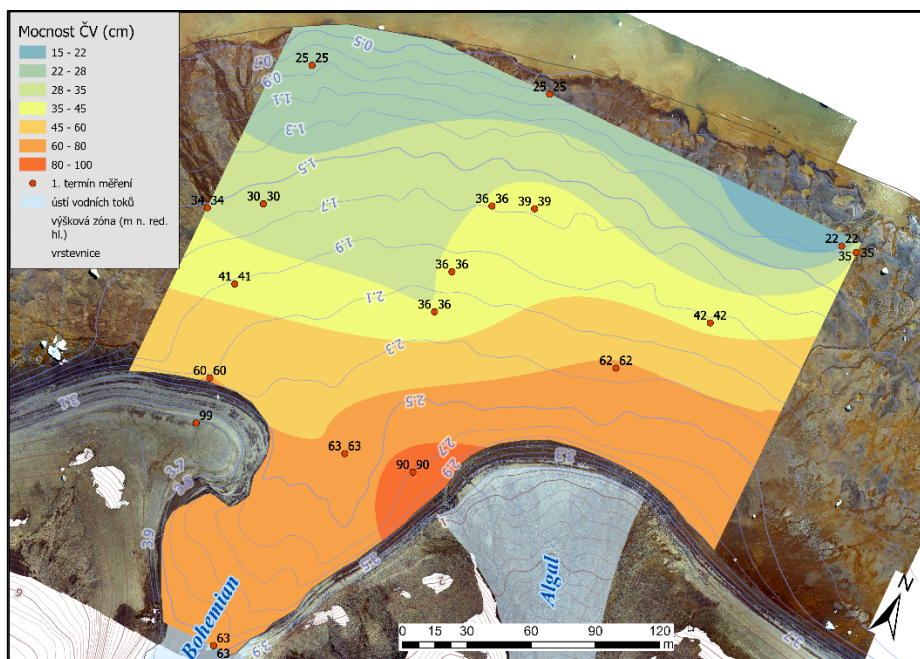
Interpolaci 1. termínu charakterizují horší kvantitativní ukazatele, což bylo vzhledem k počtu datových bodů očekávatelné. Interpolované hodnoty mocnosti ČV jsou v rozsahu 17 – 100 cm, reálně naměřené hodnoty činí 22 – 99 cm. Hodnota *me* (1,2 cm) je relativně nízká, soubor však lépe charakterizuje *rmse* (17,9 cm). Jak je vidět na grafu KV (viz obr. 43a v příloze), hodnoty mocností nad cca 60 cm jsou totiž buď výrazně podhodnocovány nebo naopak nadhodnocovány a odchylky se ve výsledku průměrují. Je to způsobeno náhlým nárůstem mocnosti při okrajích proximální části zájmového území na hodnoty 90 a 99 cm, který neodpovídá trendu ostatních datových bodů.

Výsledek RBF 1. termínu má vzhledem k počtu datových bodů spíše orientační charakter, který nasvědčuje izolačnímu efektu moře a oteplujícímu vlivu klimatických podmínek a vodních toků. Mocnost ČV obecně roste s klesající dobou zaplavení, rychlost jejího nárůstu se ovšem v rámci jednotlivých výškových zón delty liší. Oblasti se strmějším nárůstem hloubky ČV tak tvoří charakteristické výběžky (oblasti vymezené zelenými elipsami, obr. 16), které ukazují na možné umístění říčních ramen v období předcházejícímu měření.



Obrázek 16: 1. termín měření: Zelené oblasti značí výběžky o vyšší mocnosti ČV v dané výškové úrovni, zatímco modré šipky naznačují možný průběh říčních ramen. Fialové jsou označeny oblasti, kde interpolační metoda vytváří zákmity. Červené hvězdičky znázorňují sondážní měření diskutovaná v textu.

Problematické jsou u této interpolace oblasti se strmým nárůstem hodnot, kde se tvoří nežádoucí zákmity (fialové elipsy, obr. 16). Jejich tvorba je dána povahou metody RBF, u níž interpolované hodnoty prochází datovými body. Odstranit by je bylo možné uvolněním požadavku exaktní interpolace (Ježek, 2016), toto řešení by ovšem zároveň potlačilo předpověď popsaných výběžků vyšší mocnosti ČV a vedlo by tak ke zprůměrování jejího průběhu. Dalším problémem je v tomto termínu skutečnost, že zájmové území bylo vytyčeno nejen v říční deltě, ale i v přilehlé přílivové oblasti, ve které byla naměřena pouze jedna hodnota (99 cm). Izolované měření ovšem není dostačující k zohlednění změny míry působících činitelů, především vlastností podloží, doby zaplavení a změny ve svažitosti ovlivňující intenzitu dopadajícího slunečního záření. Výsledkem je tendence interpolační metody pokračovat v trendu nárůstu hodnot spolu s narůstající nadmořskou výškou a propojit oblasti s maximálními naměřenými hodnotami 99 a 90 cm, k němuž ve skutečnosti pravděpodobně nedochází. Obr. 17 znázorňuje výsledek RBF v oblasti omezené na samotnou deltu řeky vytvořenou nad datasetem 1. termínu po vynechání diskutovaného bodu s naměřenou mocností ČV 99 cm, jež mj. vykazuje značné zlepšení výsledků KV (me 0,04 cm, $rmse$ 10,92 cm). Z obrázku je zřejmé, že došlo ke změně předpovědi v proximální části delty, kde se zóna maximální mocnosti ČV koncentruje v oblasti vyústění západního ramene toku Algal. V diskuzní části (oddíl 6.1) byl k porovnání termínů použit tento snímek.

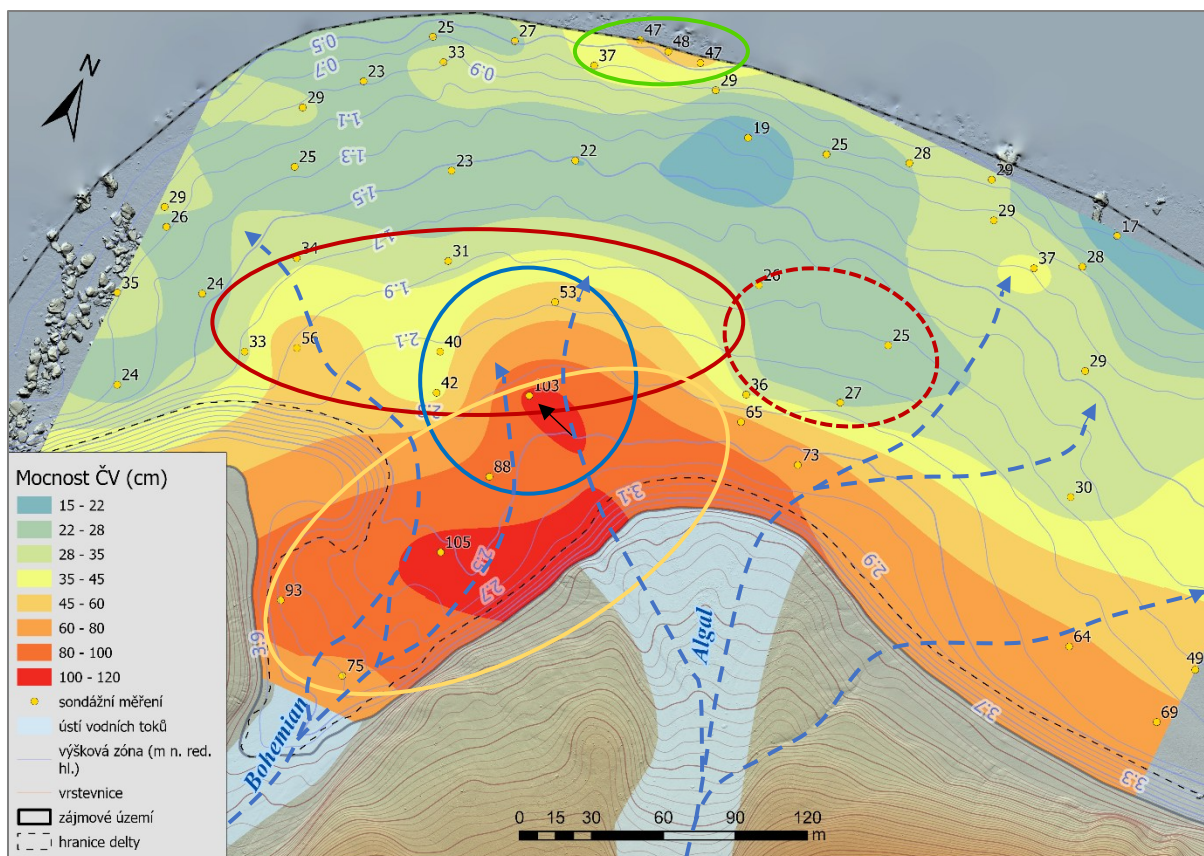


Obrázek 17: Mapa znázorňuje interpolaci 1. termínu po vynechání datového bodu s hodnotou 99 cm, který leží mimo oblast delty a ovlivňuje interpolaci ČV v oblasti estuária.

5.4.2 Výsledky 2. termínu

Větší počet měření a jejich prostorové rozšíření ve 2. termínu poskytl lepší předpoklady k interpolaci. Vypočítané hodnoty se pohybují v rozmezí 15–106 cm, a korespondují tak s naměřenými hodnotami (15–105 cm). I v tomto případě dochází k největším chybám v místech výrazných lokálních nárůstů hloubky ČV. Nejvíce vybočuje bod v centrální části delty (absolutní chyba -46 cm), kde byla naměřena hodnota 103 cm (černá šipka na obr. 18). Úpravou parametru jádrové funkce by bylo možné docílit lepšího proložení regresní přímky interpolovanými body a mírného zlepšení *rmse*. Celkový výsledek je ovšem vizuálně podobný a základní charakter průběhu mocnosti ČV zůstává zachován. Ve 2. termínu činila *me* 0,1 cm a *rmse* 12,1 cm.

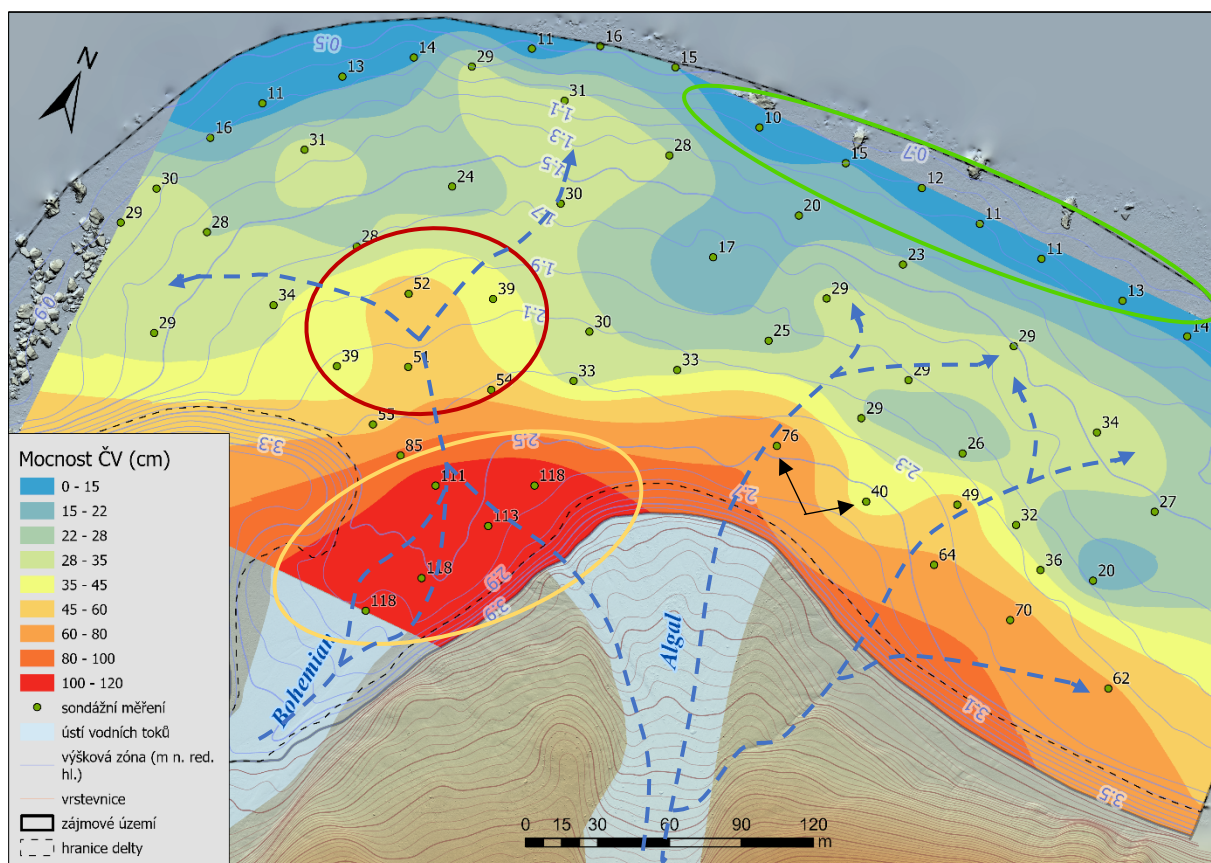
K tomuto termínu došlo k výraznému nárůstu mocnosti ČV v proximální části delty při ústí toků Bohemian a Algalu, kde se mocnost ČV převážně pohybuje v intervalu 80 – 120 cm (oblast vymezená žlutou elipsou, obr. 18). Interpolace dále indikuje výběžky hlubšího protátí ve středové části delty a naznačuje pravděpodobný průběh koryt říčních ramen. Vliv vodních toků je značný především do oblasti výšek přílivů 1,9 – 2,3 m n. ref. hl. moře, kde dochází ke skokovému snížení mocností ČV (oblast vymezená červenou elipsou), hodnoty zde nabývají 28 – 80 cm. Lokality, kterými v této výškové úrovni neprotékají říční ramena, zde dosahují podstatně nižší mocnosti ČV v převládajícím intervalu 22 – 28 cm (oblast vymezená červenou přerušovanou linií). V distální části delty se změřené mocnosti ČV pohybují od 15 do 28 cm, v oblastech ovlivněných říční vodou pak dosahují až 35 cm. Specifická je oblast vymezená zelenou elipsou, kde byly naměřeny hodnoty sahající ke 48 cm, takové hloubky mohlo být dosaženo zbrádněním povrchu ledovými krami. Mimo tuto oblast se celkový rozsah dosažených hloubek ČV na distálním okraji delty od 1. termínu příliš nezměnil, což koresponduje s dlouhou dobou zaplavení nejnižších částí delty (ještě ve výšce 1,7 m n. ref. hl. moře byla delta mezi 1. a 2. termínem zaplavena po 79,2 % času, dalších 7 % času byla vystavena vzduchu o záporné teplotě) a relativně stálou teplotou moře. Lokality s relativně vyšší mocností ČV lze i zde asociovat s přitékající říční vodou přivádějící teplo.



Obrázek 18: 2. termín měření: Černá šipka v modře zvýrazněné oblasti ukazuje na místo s maximální absolutní chybou. Z okolních měření je patrné, že v lokalitě došlo k prudkému poklesu hloubky činné vrstvy. Ve žlutě zvýrazněné oblasti došlo od 1. termínu k výraznému nárůstu mocnosti ČV. Plnou červenou čarou je vyznačena oblast, kde oteplující vliv říční vody stále dominuje nad ochlazujícím vlivem moře. Přerušovaná červená čára naproti tomu znázorňuje oblast s absencí říčních ramen, kde působení mořské vody dominuje nad vlivem teplého vzduchu. Zeleně je označená zóna vysoké mocnosti činné vrstvy v distální části delty. Přerušované modré šipky naznačují možnou polohu říčních ramen.

5.4.3 Výsledky 3. termínu

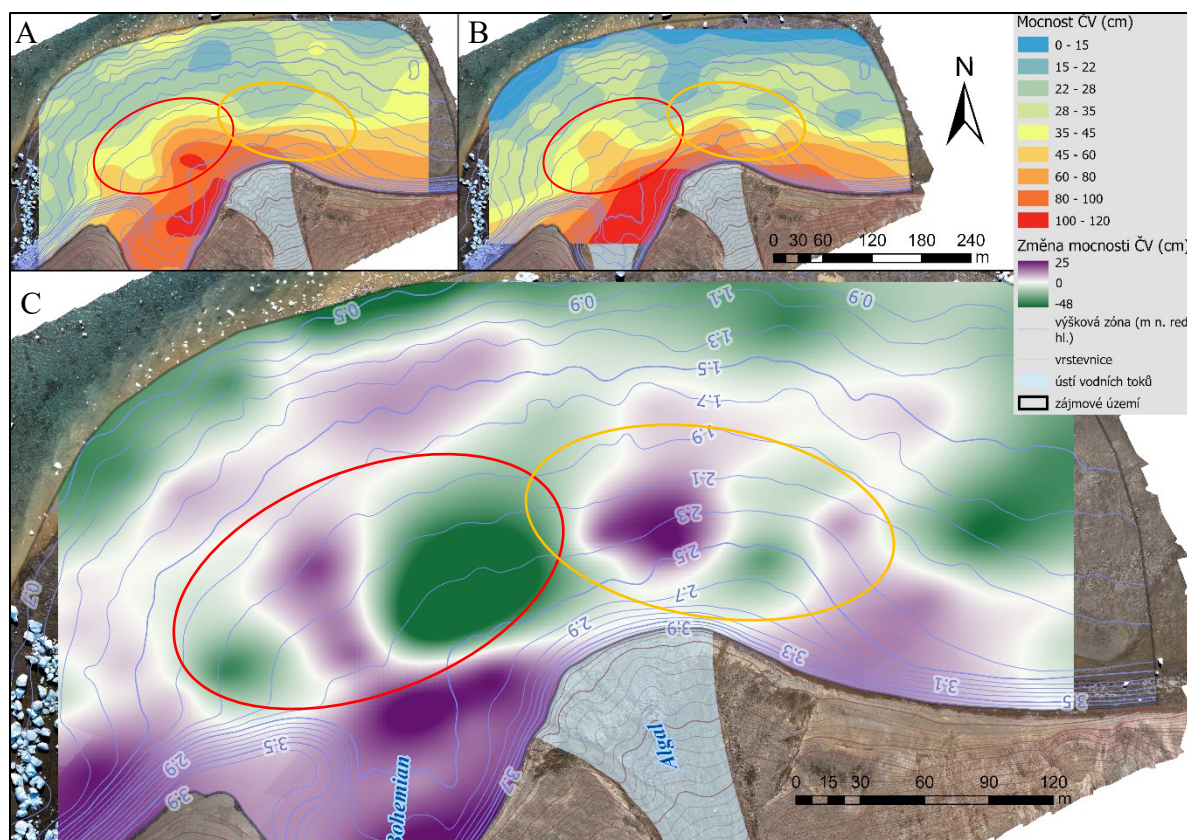
Pomocí metody multikvadriky bylo ve 3. termínu dosaženo velmi dobrých výsledků KV ($me -0,1$ cm, $rmse$ 9,3 cm). Z grafu KV (viz obr. 43c v příloze) je patrné, že regresní přímka probíhá velmi blízko diagonále, což znamená, že celkově méně nadhodnocuje malé hodnoty a méně podhodnocuje velké hodnoty. Nejproblematictější z hlediska KV je oblast znázorněná černými šipkami na obr. 19, konkrétně zákmity kolem bodu s mocností 76 cm (absolutní chyba v KV -35 cm) a sousedícího bodu s mocností 40 cm (absolutní chyba 25 cm). Zde je výhodou použití exaktního interpolátoru, neboť změny v mocnostech pravděpodobně odráží podobně jako u předchozího termínu přítomnost říčních ramen.



Obrázek 19: 3. termín měření: Černé šipky ukazují na oblast vyšší chyby křížové validace. Mezi 2. a 3. termínem došlo v oblasti estuária k nárůstu mocnosti ČV (žlutě vyznačená oblast). Zeleně je vyznačena distální část delty, kde dochází směrem od moře k opětovnému zámrazu sedimentů. Červená oblast poukazuje na výběžek vyšší mocnosti ČV ve středové části delty. Přerušované modré šipky naznačují možnou polohu říčních ramen.

Interpolované hodnoty indikují, že v tomto termínu na sklonku léta došlo k prohloubení kontrastu mezi proximální a distální částí delty. Zatímco v estuáriu toku Bohemian (oblast vymezená žlutou elipsou, obr. 19) pokračovalo zvyšování mocnosti ČV až k hodnotám 120 cm (maximální naměřená hodnota činí 118 cm) v distální části delty naopak začalo opětovné promrzání sedimentů nasvědčující poklesu teploty mořské vody (oblast vymezená zelenou elipsou). Zde jsou interpolovány hloubky od 6 cm, reálně byly na samém okraji delty při odlivu naměřeny hodnoty mezi 9–30 cm (průměrně 15,5 cm). Měření podél břehové linie bylo tentokrát velmi podrobné, a do interpolace tak vstupují i hodnoty naměřené na V od zájmového území.

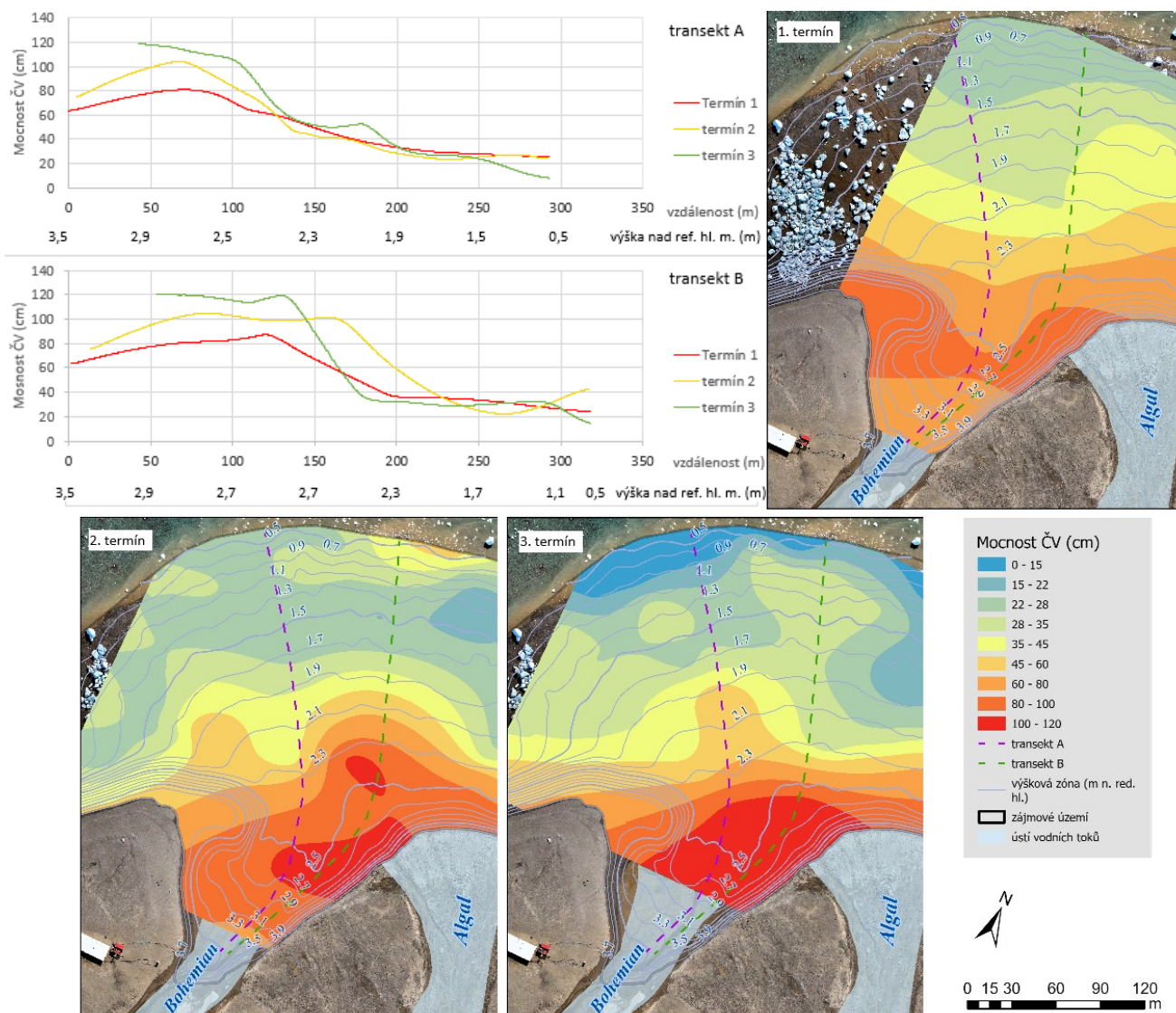
I v tomto termínu je ve středové části delty ve výšce 1,9 – 2,3 m n. ref. hl. moře (oblast vymezená červenou elipsou) patrný vzor výběžků s vyšší mocností ČV, jež se dále větví v distální části delty. Od posledního měření ovšem došlo ke změně jejich polohy (obr. 20), která může souviset s přeložením říčních ramen (viz oddíl 6.1.2). Změna je zřetelná zejména v Z části delty (červeně označená oblast na obr. 20), kdy se dva původní výběžky hlubší ČV spojily v jeden a v místech jejich předchozího výskytu následně došlo k promrzání podloží. Podobná změna je patrná i ve V části území pod ústím toku Algal (na obr. 20 zvýrazněno žlutě), zde je ovšem třeba vzít v úvahu menší počet sond v 2. termínu měření.



Obrázek 20: Stav ČV ve 2. termínu (A) a 3. termínu (B) a změny v rozmezí obou termínů (C). Vypovídající je především západní část území, kde byl v případě 2. termínu proveden dostatek měření.

5.4.4 Změny ve vybraných transektech mezi termíny měření

V oblasti delty byly vytvořeny dva transekty ilustrující změny mocnosti ČV v jednotlivých termínech (obr. 21). Charakter transektů v proximální části delty ukazuje, jak se mezi jednotlivými termíny měření postupně navyšovala mocnost ČV. Podobně se v průběhu sezóny zvyšovala i rychlost poklesu mocnosti ČV v centrální části delty, která odrážela narůstající rozdíly mezi PDD a teplotou mořské vody. Rozdíly v rychlosti poklesu mezi transekty A a B jsou dány polohou říčních ramen, případně dalšími faktory diskutovanými v oddílech 6.1.1-6.1.3. Koncové části transektů v distální části odráží relativně malý rozvoj ČV vlivem převažujícího působení moře a ukazují na pokles mocnosti ČV mezi 2. a 3. termínem. V distální části transektu B je u 2. termínu zachycen vliv lokálních disturbancí.



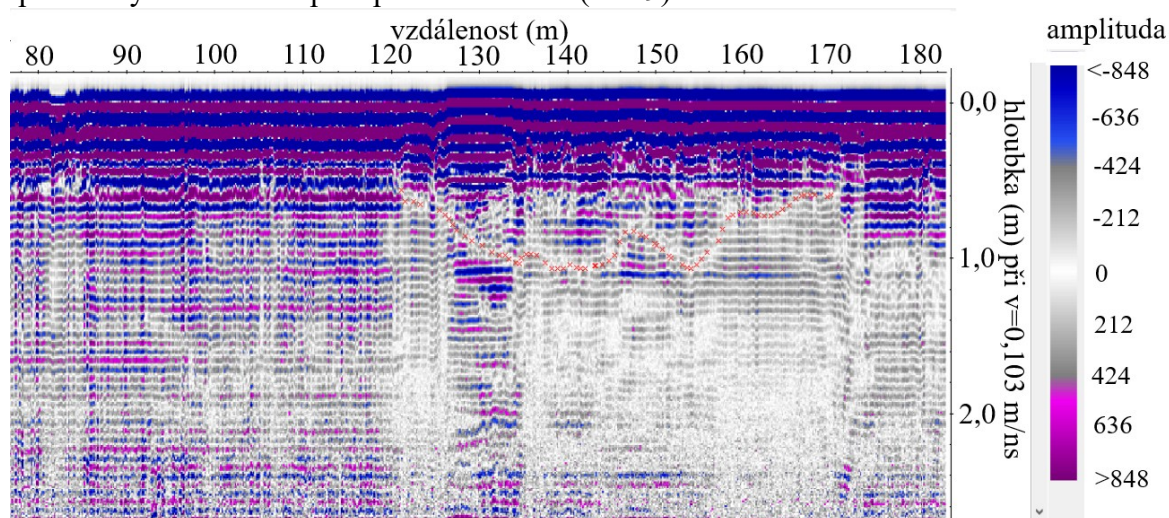
Obrázek 21: Průběh činné vrstvy v jednotlivých termínech podél dvou transektů s počátkem v apexu delty. Poloha říčních ramen v těchto transektech ovlivňuje rychlost poklesu ČV v 2. a 3. termínu, a to především v přibližné výškové úrovni 2,7 – 1,9 m n. ref. hl. m.

5.5 Výsledné radargramy

Jak je zmíněno v metodické části, všechny radargramy vykazovaly značný horizontální šum a vysoký útlum signálu od času cca 10 ns. V nejsvrchnější části profilu jsou zaznamenány odezvy vázající se k přímé vlně a přímému odrazu od zemského povrchu. Mimoto se v některých sekcích profilu objevuje ozvěna signálu vytvořená při průchodu vodou. V nižších polohách dochází k náhlému útlumu signálu a ve většině radargramů zůstává především pravidelný horizontální šum. Tvoří jej tzv. šum na pozadí způsobený georadarovým systémem a je zřetelný po zbytek časového okna poté, co byl vyslaný signál odražený od země zaznamenán přijímačem nebo rozptýlen v podloží. Signál šumu je velmi slabý a obvykle maskovaný za silnějším signálem odraženým od reálného prostředí (např. Utsi 2017). K částečnému potlačení nežádoucího signálu se nejvíce osvědčil filtr *background removal*, jehož použití však většinou vede i k odstranění případných horizontálních rozhraní. Na většině radargramů však ani aplikace tohoto filtru nebyla dostačující k zobrazení hledaného rozhraní. Výjimku tvoří počátky profilů v oblasti estuária Bohemian (viz obr. 45 v příloze), kde odrazná rozhraní pravděpodobně odpovídají změně vlastností sedimentů.

Červené křížky na přiložených radargramech naznačují průběh ČV v proximální části delty. Interpretace je ovšem nejistá, neboť signál je velmi slabý a ztrácí se mezi šumem a ozvěnou odrazů. Sledování odrazného rozhraní je navíc komplikováno četnými přechody profilové stopy přes ramena vodního toku a kaluže, ve kterých se signál šíří pomaleji.

ČV byla pravděpodobně detekována také v oblasti písčné kosy (tedy mimo oblast vlastní delty) v profilu D-3 v termínu 26. 1. 2021. Rozhraní viditelné po úpravách radargramu ovšem není charakterizováno relativně velkými amplitudami, jak je obvyklé, ale naopak amplitudami velmi malými až nulovými (obr. 22). Autorka se domnívá, že signál odražený na tomto rozhraní byl velmi slabý o amplitudě srovnatelné s amplitudou šumu na pozadí. Při změně výšky rozhraní by pak při skládání těchto signálů mohlo dojít k jejich vzájemnému odečtení. Rychlost šíření signálu by v tomto případě činila cca 0,103 m/ns, což odpovídá vyššímu zastoupení písku v lokalitě (tab. 9).



Obrázek 22: Část profilu D-3 s přechodem přes písčnou kosu (120 – 170 m); předpokládané rozhraní ČV a PF je vyznačeno červenými křížky. Radargram byl upraven pouze pomocí filtrů DC-shift, Dewow a Gain. Rozhraní je viditelné díky použití barevné škály zvýrazňující nejen maxima amplitud, ale i nulové hodnoty. Zbylé části snímku odpovídají vzhledu radargramů z oblastí delty.

materiál	relativní elektrická permitivita ϵ_r	elektrická konduktivita (mS/m)	rychlost šíření signálu (m/ns)
vzduch	1	0	0,3
sladká voda	80	0,5	0,033
mořská voda	80	3000	0,01
písky suché	3-5	0,01	0,15
písky satureované	20-30	0,1-1	0,06
silty	5-30	1-100	0,07
jíly	5-40	2-1000	0,06
led	3-4	0,01	0,16
vápenec	4-8	0,5-2	0,12
břidlice	5-15	1-100	0,09
granit	4-6	0,01-1	0,13

Tabulka 9: Rychlosti šíření georadarového signálu ve vybraných prostředích odvozené z uvedených hodnot relativní elektrické permitivity a elektrické konduktivity (Annan, 2003). Uvedené hodnoty se mohou značně lišit podle specifických podmínek daného prostředí.

6 Diskuze

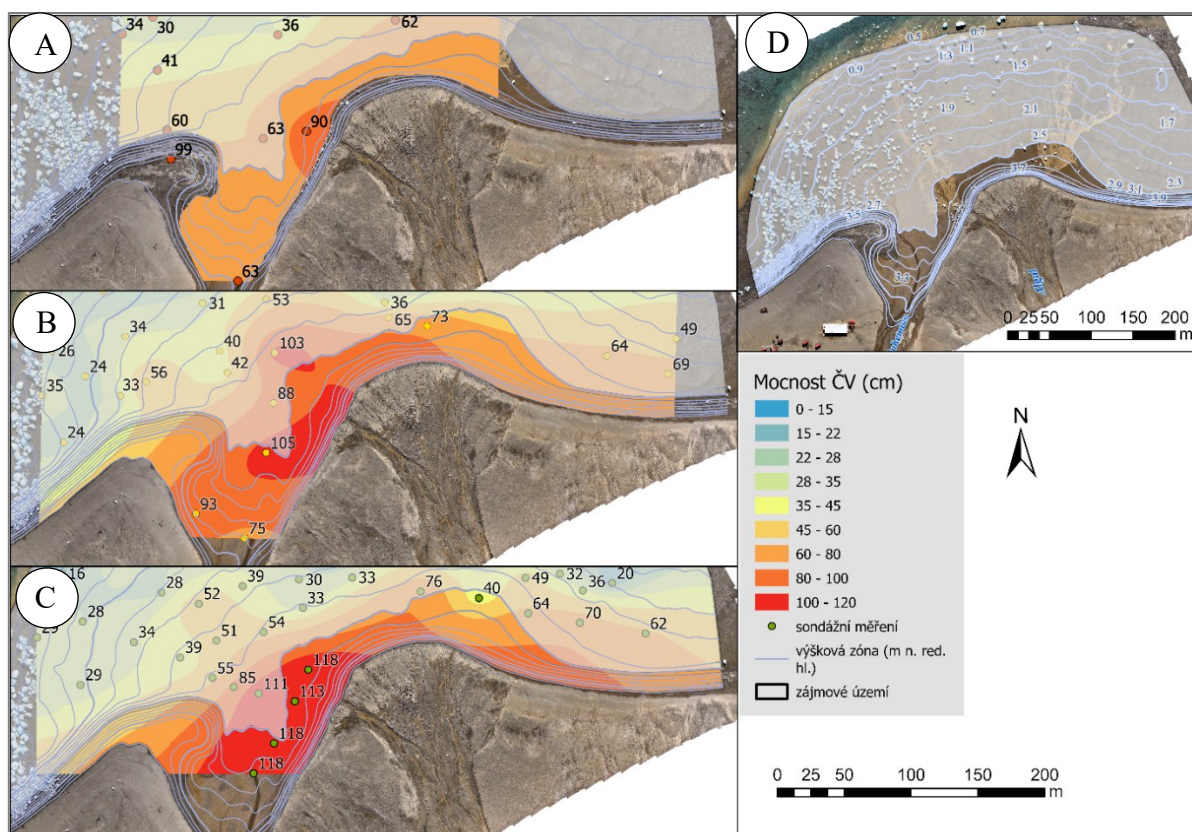
6.1 Vývoj činné vrstvy mezi termíny

Zhodnocení vývoje ČV v zájmové oblasti je založené na interpolaci bodových hodnot změřených ve třech termínech. Premisou kvalitního odhadu je vytvoření husté sítě datových bodů, jejichž rozmístění závisí na tvaru a charakteru studované oblasti. Např. Brown et al. (2000) v metodice k programu CALM doporučují provádět měření ČV na mřížce o délce strany 10, 100 nebo 1000 m s uzly pravidelně rozmístěnými po 1, 10, resp. 100 m. To by v případě zájmového území o rozloze cca 11,5 ha znamenalo provést přes 1000 sond, což je vzhledem k dynamickému prostředí lokality nereálné. K měření totiž bylo vyhrazeno relativně krátké časové okno při skočném odlivu, kdy bylo třeba nejen pokrýt celou zájmovou oblast, ale také provést GPR měření tak, aby byly zachovány jednotné podmínky měření. Každé zalití území zajišťuje jiné teplotní podmínky v rámci výškových zón delty, přílivové a odlivové proudy navíc mohou redistribuovat deltové sedimenty a zapříčinit přeložení koryt vodních toků.

Vzhledem k omezenému množství přístupných dat vychází analýza průběhu ČV v jednotlivých termínech z hypotéz, jež jsou diskutovány v následujících odstavcích. Pro tento účel je zájmové území rozděleno do třech částí dle převažujícího vlivu vzduchu/mořské vody: na proximální (od 2,5 m n. ref. hl. m. k apexu delty), centrální (od 1,9 do 2,5 m n. ref. hl. m.) a distální část (do 1,9 m n. ref. hl. m.), jež byly v období od 12. 1. do 25. 2. zaplaveny po dobu 0-29,5 %, 29,5-74,5 %, resp. 74,5-99,5 %. Specifická výšková pásma byla rozdělena na základě převažujících mechanismů působících na ČV, byť v některých případech toto rozdělení není úplně jednoznačné. V případě, že je uvedena doba, po kterou byla určitá výšková úroveň zaplavena, vztahuje se k období 14 dnů předcházejících příslušnému datu měření, není-li uvedeno jinak.

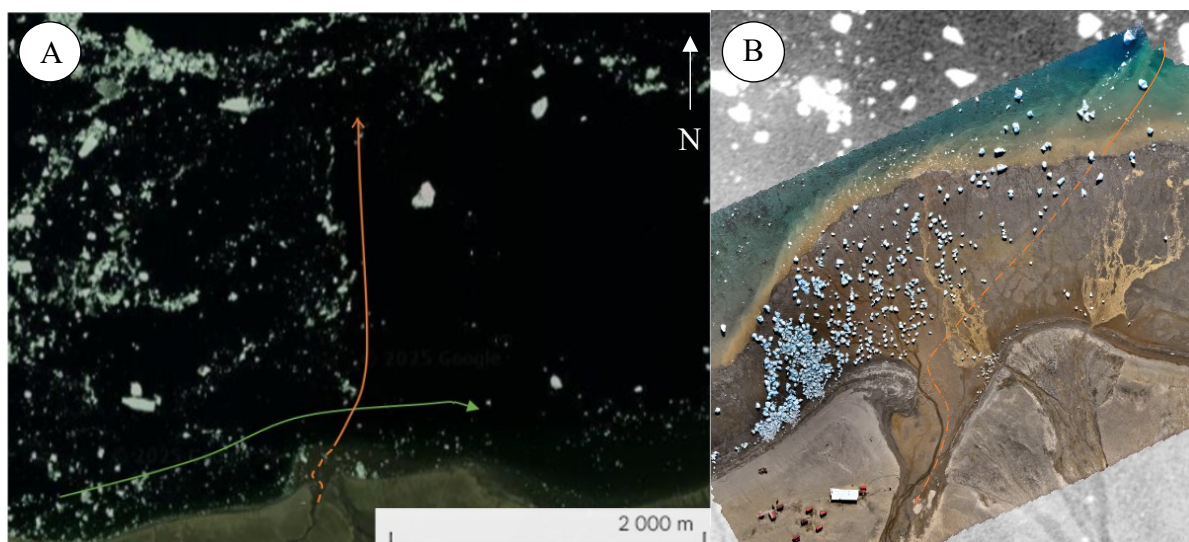
6.1.1 Proximální část delty

Proximální část zahrnuje estuárium toku Bohemian a úzký pás přibřeží při ústí toku Algal (obr. 23). Jde o zónu nejvyšších mocností ČV, jež se mezi termíny zvyšovala. V případě 1. termínu (obr. 23a) je ve většině proximální části interpolován interval hodnot 60–80 cm, s výjimkou zóny nejhlubší ČV koncentrované v oblasti vyústění Z ramene toku Algal. V této oblasti vrstevnice poukazují na přítomnost aluviálního kuželu, který vznikl následkem zvýšené sedimentace vyvolané poklesem unášecí schopnosti toku Algal. Je možné, že k podobnému nárůstu mocnosti ČV dochází i v oblasti aluviálního kužele při ústí V ramene Algal, kde ovšem v daném termínu nebyla provedena měření. Rozdíl v mocnosti ČV v estuáriu Bohemian může odrážet i lednová období stagnace růstu PDD, kdy teplota vzduchu nepodporovala tání ČV do takové míry jako protékající říční voda.



Obrázek 23: Mapa znázorňuje vývoj průběhu ČV v proximální části delty. Část A ukazuje interpolaci 1. termínu po vynechání datového bodu o hodnotě 99 cm ležícího mimo oblast delty, část B výsledek 2. termínu a část C výsledek 3. termínu. Část D slouží k přehledovému zobrazení zájmového území, šedě je překryta centrální a distální část delty.

Jak ukazuje interpolace 2. termínu (obr. 23b), mocnost ČV se ve zmíněné oblasti při ústí Z ramene Algal zvýšila a místy přesáhla hloubku 100 cm. Nárůst mocnosti ČV odpovídá růstu PDD v období předcházejícímu měření (od 1. termínu nárůst o $23,6 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{d}$). Oblast nejvyšších mocností ČV zasahovala nejdále od apexu delty, tedy téměř do úrovně 2,3 m n. ref. hl. m., která se nachází v centrální části delty. Tato výšková úroveň byla zaplavena mořem po 55,7 % času a vystavena vzduchu o kladné teplotě po 29,2 % času. Pro většinu oblasti estuária je interpolována mocnost ČV přes 80 cm, s výjimkou apexu delty, kde je interpolace ovlivněna datovým bodem s hodnotou 75 cm. Autorka se přiklání k tomu, že nižší mocnost ČV zde byla způsobena vlivem odlivových proudů *riptide*, jež v této části estuária dosahují značné síly a při odlivu mohou erodovat a resedimentovat nezmrzlý sediment. Tento typ proudění bývá vázán právě na oblast estuárií a zálivů a vyznačuje se velkou rychlostí vody tekoucí do značných vzdáleností (Leatherman, 2012). Trajektorie odlivového proudu v zájmové oblasti není z dostupných dat úplně zřejmá. V oblasti estuária je nicméně pravděpodobné, že je hlavní proud soustředěn do míst, kudy protéká hlavní rameno toku Bohemian, jehož poloha se dle leteckých snímků mezi roky příliš neměnila. Na základě snímku Google Earth se ovšem zdá, že po opuštění estuária jej Z pobřežní proudění nejprve uchyluje v SSV směru, dále od pobřeží pak směřuje S směrem (obr. 24). Ledové kry jsou unášeny na volné moře do vzdálenosti cca 2000 m. Tato hypotéza by mohla vysvětlit i relativně nízkou mocnost ČV (63 cm) v blízkosti ramene toku Bohemian ve výškové úrovni 3,5 m n. ref. hl. m (0,7 % času pod vodou), jež má stejnou hodnotu jako měření ve výškové úrovni 2,5 m n. ref. hl. m. (43,5 % času pod vodou). Jiným vysvětlením může být odlišné zrnitostní složení uložených sedimentů.

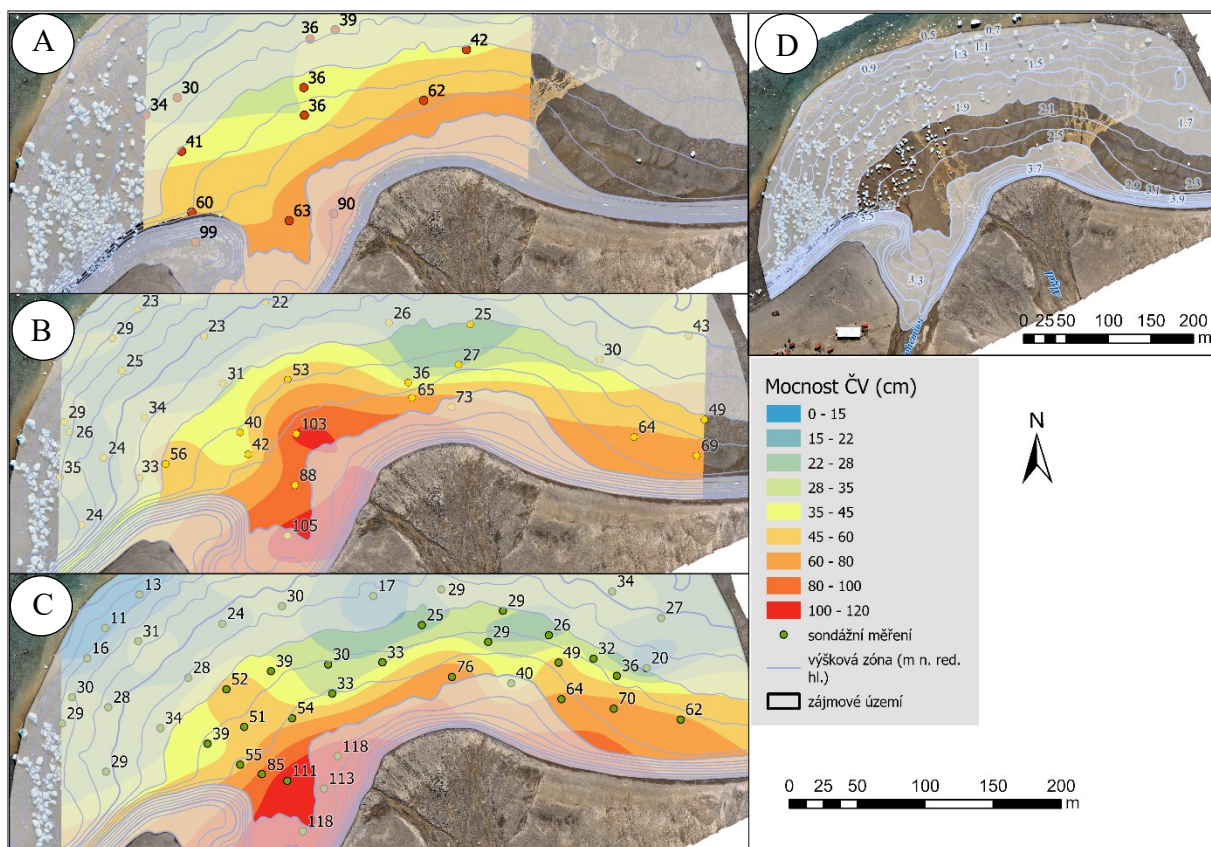


Obrázek 24: A) Znázornění odlivového proudu riptide (červená šipka) v zájmové oblasti. Zelená šipka znázorňuje západní příbřežní proudění (Google a Maxar Technologies, 13. 12. 2016 a novější). Snímek B) naznačuje na základě zachycených vln směr odlivového proudění při skočném dmutí.

Ve 3. termínu (obr. 23c) bylo v proximální části delty zaznamenáno další výrazné zvýšení hloubky ČV odrážející značný nárůst PDD o $48,9 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$. Interval 100–120 cm v tomto případě zahrnuje již celou oblast estuária, nejsvrchnější část delty ovšem nebyla měřena, a nelze tedy porovnat, zda i v tomto termínu jsou v blízkosti apexu delty relativně nižší hodnoty hloubky ČV. S okraj intervalu nad 100 cm zasahující do úrovně 2,5 m n. ref. hl. m. (zatopena 43,6 % času) začíná oproti 2. termínu mírně ustupovat, což indikuje klesající teplotu mořské vody v 2. polovině února. Hodnoty naměřené v oblasti aluviálního kužele západního ramena toku Algal se již neliší od hodnot změřených ve zbytku estuária. Zajímavé je porovnání tohoto měření (118 cm) s měřením ve stejné výškové úrovni v oblasti aluviálního kužele při vyústění východního ramene toku Algal, které dosahuje pouze hloubky 40 cm a interpolace tak zde předpovídá mocnost ČV 35–45 cm. V tomto případě zřejmě došlo k rozdělení koryt dále odtékajících na V a Z, čemuž nasvědčují i výběžky ČV s větší mocností v centrální části delty. Na značném poklesu se pravděpodobně podílel nějaký další faktor.

6.1.2 Centrální část delty

Centrální část (obr. 25) je nejen přechodovým územím, v němž klesá vliv vzduchu a narůstá vliv moře, ale především oblastí určujícího vlivu říční vody. Ta neustále přináší teplo do podloží a vlivem velké tepelné kapacity tlumí výkyvy teplot okolního prostředí. Oblast je specifická relativně rychlým poklesem mocnosti ČV a proměnlivým vzorem výběžků kopírujících polohu říčních ramen. Přítomná ramena podporují kontinuální prohlubování ČV napříč častému zaplavení oblasti mořskou vodou či občasným záporným teplotám vzduchu. Zatímco v 1. termínu (obr. 25a) sem zasahovaly primárně intervaly hodnot od 28 do 80 cm, ve 2. termínu (obr. 25b) došlo k výrazné proměně mocnosti ČV, jež lokálně vzrostla nad 100 cm či naopak poklesla ke 22 cm. Ve 3. termínu (obr. 25b) zůstal rozsah intervalů interpolovaných hodnot identický, prostorové rozložení výběžků ČV s větší mocností se ovšem značně proměnilo (viz obr. 20 v oddílu 5.4.3).



Obrázek 25: Průběh ČV v centrální části delty. Část A ukazuje interpolaci 1. termínu po vynechání datového bodu o hodnotě 99 cm ležícího mimo oblast delty, část B výsledek 2. termínu a část C výsledek 3. termínu. Část D slouží k přehledovému zobrazení zájmového území, šedě je překryta proximální a distální část delty.

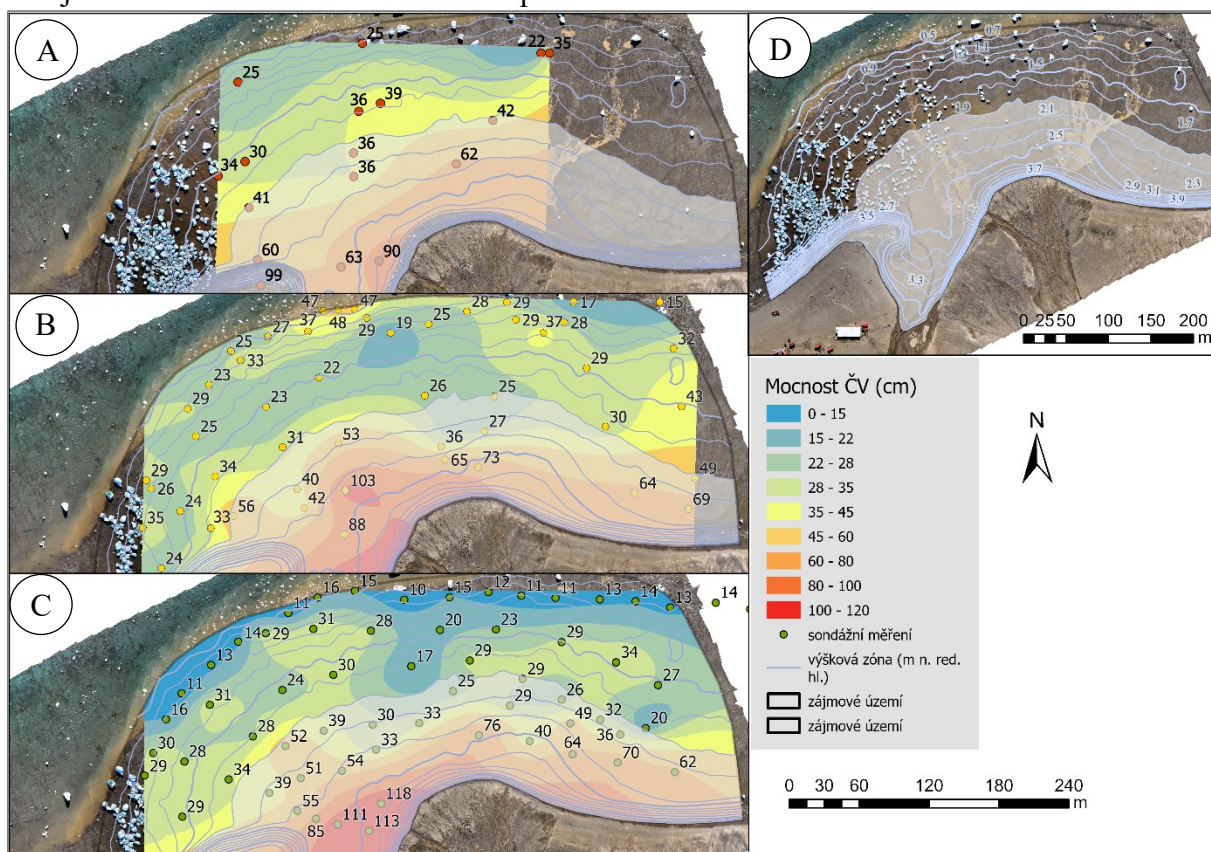
Průběh mocnosti ČV 1. termínu měření je oproti následujícím termínům specifický především jejím velmi pozvolným poklesem směrem k distální části delty. Rychlost tohoto poklesu pravděpodobně odráží průběh teploty mořské vody, která v roce 2022 dosahovala nejvyšších hodnot na přelomu ledna a února (tab. 8 v oddíle 5.2), a to navzdory průměrným denním teplotám vzduchu. Ty po většinu období 18. 1. – 8. 2. dosahovaly v roce 2021 nižších hodnot (viz obr. 33 v příloze). Povrchovou teplotu mořské vody ovšem ovlivňuje více faktorů, teplota vzduchu je pouze jedním z nich (např. (Deser et al., 2010)). Navzdory malému počtu měření v 1. termínu je i zde znatelný trend výběžků, a to především ve výškové zóně 2,3 m n. ref. hl. m. (zatopena 56,5 % času), kde se vyskytují hodnoty 60, 36 a 62 cm. Sonda v Z části této zóny byla umístěna pod S okrajem písčité kose. Z leteckých snímků je patrné, že jde o vlhkou oblast částečně saturovanou říční vodou a tavnou vodou z ČV v písčité kose, navíc vystavenou brázdění připlouvajících ker. Prostřední hodnota, která dosáhla pouze hloubky 36 cm, se nachází ve střední části delty, a to v oblasti, kde se v letech 2022 i 2023 nacházela říční ramena. V roce 2021 ovšem mohlo být rozložení říčních ramen odlišné nebo mohlo dojít k ovlivnění měřené hodnoty přítomností ledové kry, která by omezovala vliv vzduchu a slunečního záření na povrch delty. Jako doplňující faktor mohl působit i odlivový proud *riptide*, jehož dráha potencionálně prochází měřenou lokalitou, a může tak přispívat k transportu sedimentů. Třetí, východně položená sonda se vyskytuje pod aluviálním kuzelem Algal, kudy mohlo protékat říční rameno přinášející sedimenty podobně jako v ostatních termínech měření. Na zvýšené ukládání sedimentů v této lokalitě ukazuje především 2. a 3. termín měření, kdy dochází k rychlému poklesu hloubky ČV v okolí kuzele (v 1. termínu je

pokles podstatně pozvolnější). Vzhledem k nízkému počtu datových bodů 1. termínu jde ovšem pouze o hypotézy nepodložené daty o průběhu říčních ramen.

Při porovnání 2. a 3. termínu je centrální část delty specifická především mírou změn v rozložení ČV, na niž ukazuje obr. 20. Zřejmě vlivem přeložení říčních ramen došlo k lokálnímu nárůstu mocnosti ČV až o 25 cm, zatímco v okolí došlo k poklesu mocnosti ČV až o 48 cm. Výrazný pokles mohl být umocněn erozí podloží zmíněným tidálním prouděním. Zóny největší mocnosti ČV již byly diskutovány v odstavci pojednávajícím o proximální části delty, z níž sem částečně zasahují. Na intervalech od 60 do 120 cm je patrné, že mimo oblast říčních ramen převažuje vliv teplého vzduchu přibližně do výškové zóny 2,3 m n. ref. hl. m., jež byla v celém období od října 2020 do 3. termínu měření zaplavena po 55,9 % času. V této zóně začíná převládat vliv mořské vody, který se projevuje nejen vyrovnanějším průběhem ČV, ale i postupným snižováním její mocnosti oproti 1. termínu.

6.1.3 Distální část delty

V distální části (obr. 26) již převládá vliv mořské vody a její teploty, která je místně ovlivněna přitékající říční vodou o vyšší teplotě. Přímé působení vzduchu je zde omezeno jen na krátké časové úseky, průběh ČV již zde neodráží růst PDD. S klesající koncentrací říční vody zde dále narůstá salinita mořské vody, která může na konci sezóny ovlivnit počátek období mrznutí. Salinita se ovšem mění na základě kolísajících průtoků vodních toků, a její vliv je zde vzhledem k nedostatku dat o průtocích zanedbáván.



Obrázek 26: Průběh ČV v distální části delty. Část A ukazuje interpolaci 1. termínu po vynechání datového bodu o hodnotě 99 cm ležícího mimo oblast delty, část B výsledek 2. termínu a část C výsledek 3. termínu. Část D zobrazuje odkrytou distální část delty, šedě je překryta proximální a centrální část delty.

Interpolace v distální části předpovídá mocnost ČV v 1. termínu v rozmezí 15–45 cm, ve 2. termínu místně až 45–60 a ve 3. termínu především v rozmezí 0–35 cm (obr. 26a–c). Zatímco v 1. termínu výběžky hlubší ČV v intervalu 35–45 cm zasahují do značné části

distální oblasti, v případě 2. termínu už sem zasahují pouze okrajově. Děje se tak např. ve východní části delty, kde je předpověď značně ovlivněna datovým bodem s hodnotou 43 cm. Je možné, že naměřená mocnost zde byla ovlivněna zbrázděním povrchu ledovou krou v předcházejícím období nebo že oblastí protékalo izolované rameno toku Algal, jak je znázorněno na obr. 18. Porovnání naměřené hloubky s ostatními hodnotami dané výškové zóny nasvědčuje spíše první možnosti. Vysvětlení nabízí i ukládání sedimentů v lokalitě po jejich redistribuci pobřežním driftem, čemuž nasvědčuje lokálně zvýšená morfologie povrchu. V druhém termínu byly v distální části delty identifikovány ještě dvě lokality relativně vysoké mocnosti ČV, jejichž příčinou by mohlo být zbrázdění povrchu zmíněnými krami. Především v místě, kde se mocnost ČV pohybuje v intervalu 45-60 cm, nepůjde vzhledem k opakovanému sondování o chybu měření, ale o lokální disturbanci.

Ve 3. termínu byl v distální části delty zaznamenán výrazný pokles mocnosti ČV, který indikuje ochlazení mořské vody. Tento závěr odpovídá průběhu teplot v roce 2022 (viz oddíl 5.2), kdy průměrná týdenní teplota moře poklesla na $-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Údaje o salinitě vody v deltě nejsou k dispozici, nicméně při zanedbání vlivu teplejší říční vody by tato hodnota odpovídala přibližně 22 ‰ (Lide, 2006). Zámraz moře dne 21. 2. 2022 naznačuje, že teplota tání povrchových vod se v zájmové oblasti blíží cca $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, což odpovídá přibližné salinitě mořské vody 33 ‰ (Lide, 2006).

6.2 Vliv mořské vody na průběh činné vrstvy v tidálním zóně

Vývoj ČV v zájmové oblasti naznačuje, že mořská voda zde v letním období působila několika mechanismy. Mocnost ČV v distální části byla primárně řízena jednak vlastnostmi vody (aktuální teplotou a salinitou), které určovaly směr tepelného toku v půdě, a jednak schopností mořské vody omezit působení ostatních faktorů (absorbovat teplo přinášené vzduchem či tlumit vyzařování tepla ze sedimentů v případě chladných teplot vzduchu; ochladit teplejší říční vodu). V lednu tak sice mořská voda přispívala k tání ČV, ovšem v podstatně menší míře než ostatní činitelé, jejichž působení tedy spíše tlumila. Výsledkem je plynulý nárůst hloubky ČV směrem od moře (obr. 21 v oddílu 5.4.4). Z obr. 21 je dále patrné, že ve 2. termínu mocnost ČV v distální části víceméně stagnovala, směrem k pevnině však došlo k dalšímu prohloubení její mocnosti. V tomto termínu tedy mořská voda příliš nepřispívala k tání ani zamrzání ČV a její působení se omezilo na tlumení vlivu ostatních činitelů. Teplota vody se zřejmě pohybovala blízko bodu mrazu při dané salinitě. S ohledem na relativně malý pokles teploty mořské vody v příslušném termínu roku 2022 (viz tab. 8 v oddíle 5.2) lze přiblížení k bodu mrazu přičíst poklesu salinity, zřejmě v důsledku zvýšených říčních průtoků. Relativnímu nárůstu průtoků nasvědčuje jak průběh ČV v proximální a centrální části delty, tak rostoucí teploty vzduchu v daném období. Korelaci říčního průtoku s teplotou vzduchu ovšem dle Stringera et al. (2024) vykazuje především tok Bohemian, který odráží tání sněžníků. Průtok Algalu je na teplotní změny citlivý méně, a to především v kontextu změny hloubky ČV v jeho povodí. Před 3. termínem začala prochládající mořská voda působit proti pokračujícímu tání ČV ve výše položených částech delty, čímž započal opětovný zámraz ČV ve směru od moře.

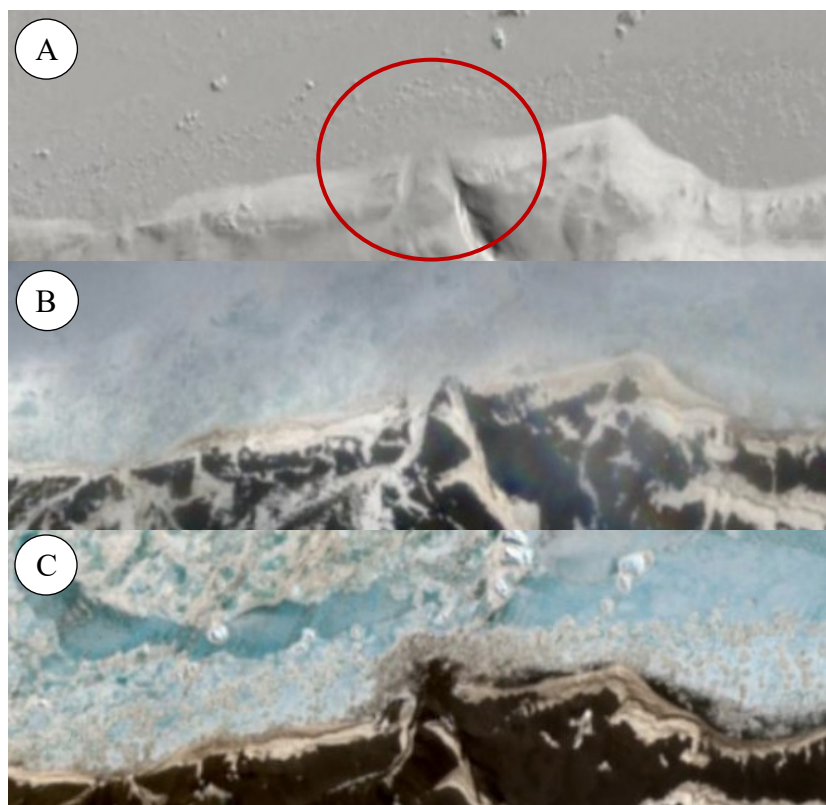
V proximální části delty působily výše uvedené faktory pouze po omezenou dobu v průběhu největších přílivů. Přítomnost mořské vody zřejmě ovlivňovala mocnost ČV především v lokalitách bez přítomnosti říčních ramen, a to tak, že zde zvýšila půdní vlhkost sedimentů. Půdní vlhkost je přitom lépe vázána v případě jílových frakcí než v případě propustných písků (např. Hillel, 1998). Obecně vysoké hodnoty mocnosti ČV v proximální části delty nasvědčují tomu, že občasné zalití oblasti studenou mořskou vodou mohlo podpořit tání ČV. To je zřetelné především ve 3. termínu, kdy v období předcházejícímu měření nastal

intenzivní růst PDD. Teplo přiváděné z atmosféry se tak mohlo do vlhkých sedimentů šířit efektivněji. I měření Hrbáčka et al. (2017a) z blízké lokality CALM-S ukázala, že vyšší obsah vody v půdě vedl sice vlivem vyšší tepelné kapacity vlhkého podloží k pomalejšímu nástupu období tání, poté zde však převážil vliv vyšší tepelné vodivosti vedoucí k hlubšímu rozvoji ČV. Ta mohla v roce 2016 dosáhnout až 125 cm, tedy podobných hodnot, jaké byly změřeny na konci února v proximální části delty. Vliv vyšší tepelné vodivosti podloží s obsahem jemnozrnných částic na rozvoj ČV byl na OJR pozorován i ve svazích Berry Hill, kde se půdní voda koncentrovala buď přímo nad rozhraním PF nebo stoupala k povrchu (Hrbáček et al. 2017b). Dle Claytona et al. (2021) ovšem může půdní vlhkost ovlivňovat rozvoj ČV dvěma způsoby: 1) tepelná vodivost povrchu podloží ovlivňuje výměnu energie s atmosférou a její nárůst vlivem přítomnosti vody proto zajišťuje vyšší přísun tepla a nárůst mocnosti ČV; 2) vysoká hodnota tepelné kapacity vody způsobuje, že vlhčí substrát vyžaduje více tepelné energie k dalšímu tání zmrzlého podloží, a vede tak k nižší mocnosti ČV. Clayton et al. (2021) dále pozorovali, že první mechanismus se uplatňoval v případech, kdy byla půdní vlhkost soustředěna při povrchu, zatímco druhý převládal u ČV se zvýšenou půdní vlhkostí napříč profilem. Různé zrnitostní složení uložených sedimentů v rámci zájmového území mohlo ovlivnit vsak mořské vody při přílivu, a řídit tak převahu jednoho z popsaných procesů vedoucího k lokálním variacím mocnosti ČV. V případě centrální části delty se vzhledem k periodickému střídání expozice území vzduchu a moři zřejmě uplatňovaly všechny výše uvedené mechanismy působení mořské vody. V celé oblasti tidální zóny se uplatňuje i vliv zvýšené salinity na bod mrazu.

Blízkost moře v oblasti ovlivňovala i délku období tání. Zatímco v 1. termínu byl rozsah naměřených mocností na území delty nejmenší (77 cm), do 3. termínu měření vzrostl na 109 cm. V tomto termínu (25. 2.) již docházelo k opětovnému zamrzání ČV v distální části delty, v proximální části však byly zároveň změřeny nejvyšší hodnoty ČV. Je možné, že vzhledem ke stagnaci PDD dosáhla ČV maximální hloubky již v předcházejících dnech. Tento nepoměr nicméně ukazuje na pozdější konec období tání v polohách ovlivněných působením mořské vody, ovšem s převládajícím vlivem teplot vzduchu či přítomnosti říční vody. Období tání tak může v proximální části delty končit později než na jiných zkoumaných lokalitách OJR. Např. na lokalitě CALM-S JGM končilo období tání ČV v hloubce 5 cm v letech 2014 a 2015 dne 23. 2., resp. 8. 3 (Hrbáček et al., 2017a). Nejvyšších mocností zde ČV v předchozích letech dosáhla typicky do poloviny února, ve specifických letech dokonce již v průběhu ledna (Hrbáček et al., 2017a, 2021). Vliv infiltrace mořské vody do ČV na dočasné oteplení horninového prostředí a zpoždění opětovného zámrazu ČV byl popsán i v podmínkách Arktidy, zde byla ovšem hlavním faktorem teplota mořské vody, jež byla vyšší než teplota podloží (Allard et al. 1992).

Vymezení počátku období tání nelze z dostupných dat určit, závisí nejen na teplotě vzduchu, ale i teplotě mořské vody. Její hodnoty jsou známy až od počátku ledna 2022, kdy se pohybovala okolo $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ a poté postupně narůstala (viz oddíl 5.2). Na počátku letní sezóny lze nicméně očekávat, že je tání ČV v tidálním zóně podmíněno rostoucími teplotami vzduchu a je omezeno na časy odlivu. Na základě vývoje PDD (viz oddíl 5.1) mohlo k tání ČV v proximální části delty docházet již od druhé poloviny října, to je ovšem závislé i na možném výskytu mořského ledu v deltě. Z družicových snímků (obr. 27) je patrné, že k rozpadu mořského zámrazu a odkrývání delty začalo docházet až začátkem listopadu. Období tání na lokalitě CALM-S JGM začala v letech 2013–2015 od 17. do 24. 11. (Hrbáček et al., 2017a). Jak ukazuje snímek ze října (obr. 27a), v zimním období obvykle pokrývá převážnou část delty led a jen nejvýše položené části tidální zóny jsou vystaveny přímému působení vzduchu. Vzhledem k vertikálnímu rozsahu delty ovšem není zřejmé, zda je led přimrzlý v

celém jejím rozsahu či zda do níže položených částí proniká mořská voda. V takovém případě by zde bylo možné očekávat vyšší teplotu PF, a to navzdory mělčí ČV v letním období. Průběh ČV nicméně nevypovídá o náhlé změně teplotního gradientu podloží vázaného na výskyt k zemi přimrzlého ledu v zimním období, jako je popsáno v oddíle 2.5. Na druhou stranu případná změna teplotního gradientu by zde byla vzhledem k zimnímu zamrznutí toků Bohemian a Algal méně výrazná než např. v případě delty Mackenzie, jejíž vody do moře přivádí i v zimě značné množství tepla (Hunter, 1988; Kurfurst a Dallimore, 1991). Lokální vliv na teploty horninového podloží by v oblasti delty mohla mít i zimní sněhová pokrývka akumulovaná v závětrí pobřežních elevací. Izolační vliv zimní sněhové pokrývky pozorovali např. De Pablo et al., (2014), podle kterých vrstva sněhu podstatně omezila promrzání země. Hrbáček et al. (2016b) ovšem na OJR popsali pouze zanedbatelný vliv zimní sněhové pokrývky na termální režim ČV, který odráží malou výšku sněhu a jeho nerovnoměrné rozšíření. Sněhová pokrývka zobrazená na obr. 27 sice může dosahovat větší výšky, je však rozmístěná pouze při okrajích zájmové oblasti, a její vliv na průběh ČV v oblasti delty tak bude minoritní.



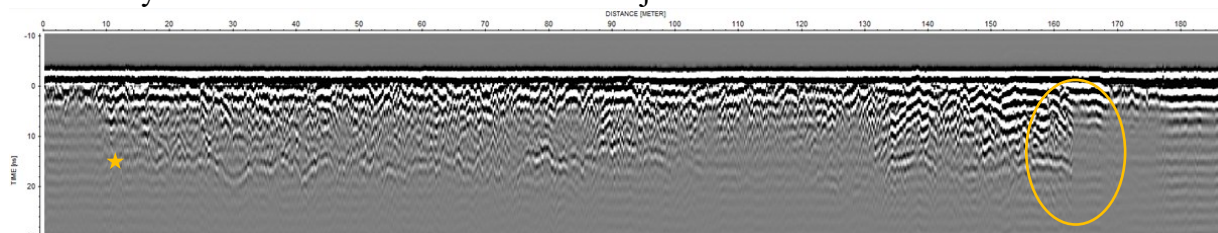
Obrázek 27: Oblast delty (na prvním snímku označena červeně) zachycená družicí Sentinel-2 dne a) 19. 10., b) 25. 10. a c) 4. 11. 2020. Na snímku z listopadu je zachyceno začínající tání mořského zámru (Esri a ESA, 2020a, 2020b, 200c).

6.3 Použití geofyzikálních metod v tidální zóně

6.3.1 Georadarová metoda

Výsledky zpracovaných radargramů bohužel neumožnily posoudit výsledky interpolací. Vzhledem k přítomnosti iontů solí z brakické vody a z jemnozrnných fluvialních sedimentů v podloží delty došlo k útlumu signálu již ve svrchních částech profilu a nezbyl tak dostatek energie pro detekci níže ležících odrazných rozhraní. Náhlý útlum signálu, k němuž dochází při přechodu na zaplavovaný okraj pevniny, ilustruje profil pořízený nedaleko

studované delty (obr. 28). Utsi (2017) potvrzuje, že nejobvyklejší situace, kdy GPR nepracuje dle očekávání, nastává v prostředí obsahujícím velké množství volně dostupných iontů, typicky ve slané vodě či v mokřích jílovitých půdách. V takovém prostředí proniká vyslaný signál do země jako slabý elektrický proud a následně se rozptýlí, v důsledku čehož se částečně nebo úplně ztrácí informace o podloží. Buynevich et al. (2009) doporučuje použití GPR pouze v pobřežních oblastech s elektricky rezistentním podložím, např. z rašeliny nebo hrubozrnných sedimentů s minimálním obsahem jílu a siltu.



Obrázek 28: Ukázka útlumu signálu při přechodu do tidální zóny (zvýrazněno žlutě). Dobře viditelné rozhraní PF a ČV (počátek označen hvězdičkou) zde přestává být detekovatelné.

Navzdory značnému útlumu signálu ovšem radargramy ukázaly, že za vhodných podmínek lze použít GPR metodu pro detekci ČV v proximální část delty. Lepších výsledků při ústí Bohemian bylo dosaženo vlivem nejvyšších průtoků sladké vody, nejnižší salinity mořské vody a nejdelšího časového okna mezi zalitím oblasti mořem a samotným měřením. Na druhou stranu zde ČV dosahovala nejvyšších mocností a hledané rozhraní se tak v důsledku útlumu signálu stále nepodařilo zachytit. Úspěšnost GPR průzkumů při ústí velkých řek, kde byla vlivem přitékající říční vody nižší koncentrace solí, nicméně potvrzují např. Soares Delgado et al., (2022). Spodní hranici PF tak vymezili v deltě řeky Mackenzie Stevens et al., (2010), kteří ovšem využili i načasování měření do zimního období, jež zajistilo nízkou permitivitu podloží. Takové opatření samozřejmě není možné při hledání rozhraní ČV. Za předpokladu, že bylo správně určeno rozhraní (viz

v příloze) v místě sond v estuáriu Bohemian, činí zde rychlost šíření signálu ČV cca 0,08 m/ns. Taková rychlost může odpovídat vlhkým salinním sedimentům různých vlastností (viz tab. 9 v oddílu 5.5), na místě by byla podrobnější analýza jejich složení. Rychlost šíření signálu se bude v lokalitě odvíjet od aktuálního objemu pórové vody v prostředí. V ideálních podmínkách by použití 500 MHz antény a rychlosti šíření signálu 0,08 m/ns umožnilo hloubkový dosah až 3,2 m (Daniels, 2004).

Ztráty elektromagnetického signálu rostou lineárně s frekvencí, a lze je proto omezit použitím antény nižší frekvence. Buynevich et al. (2009) uvádí, že v případě průzkumu pobřežní stratigrafie se nejčastěji využívá antén o frekvencích 100 a 120 MHz. Velikosti ztrát signálu ve vybraných materiálech za použití dvou antén o rozdílné frekvenci jsou uvedeny v tab. 10. Takové opatření s sebou ovšem nese pokles rozlišení ve vertikálním směru, tedy schopnosti odlišit od sebe v čase dva sousední signály. V případě rychlosti šíření signálu 0,08 m/ns a za použití antén o frekvenci 100 MHz a 500 MHz, činí teoretické vertikální rozlišení 20, resp. 4 cm (Reynolds, 2011). Použití antény o nižší frekvenci tak může omezit schopnost radaru zachytit průběh ČV. V případě proximální části delty by bylo dále vhodné načasovat měření spíše do období hluchých přílivů, ideálně v kombinaci s nízkými aktuálními průtoky říční vody tak, aby zde byla minimalizována přítomnost vody umožňující mobilizaci iontů. Takové načasování by na druhou stranu neumožňovalo průzkum níže položených částí delty.

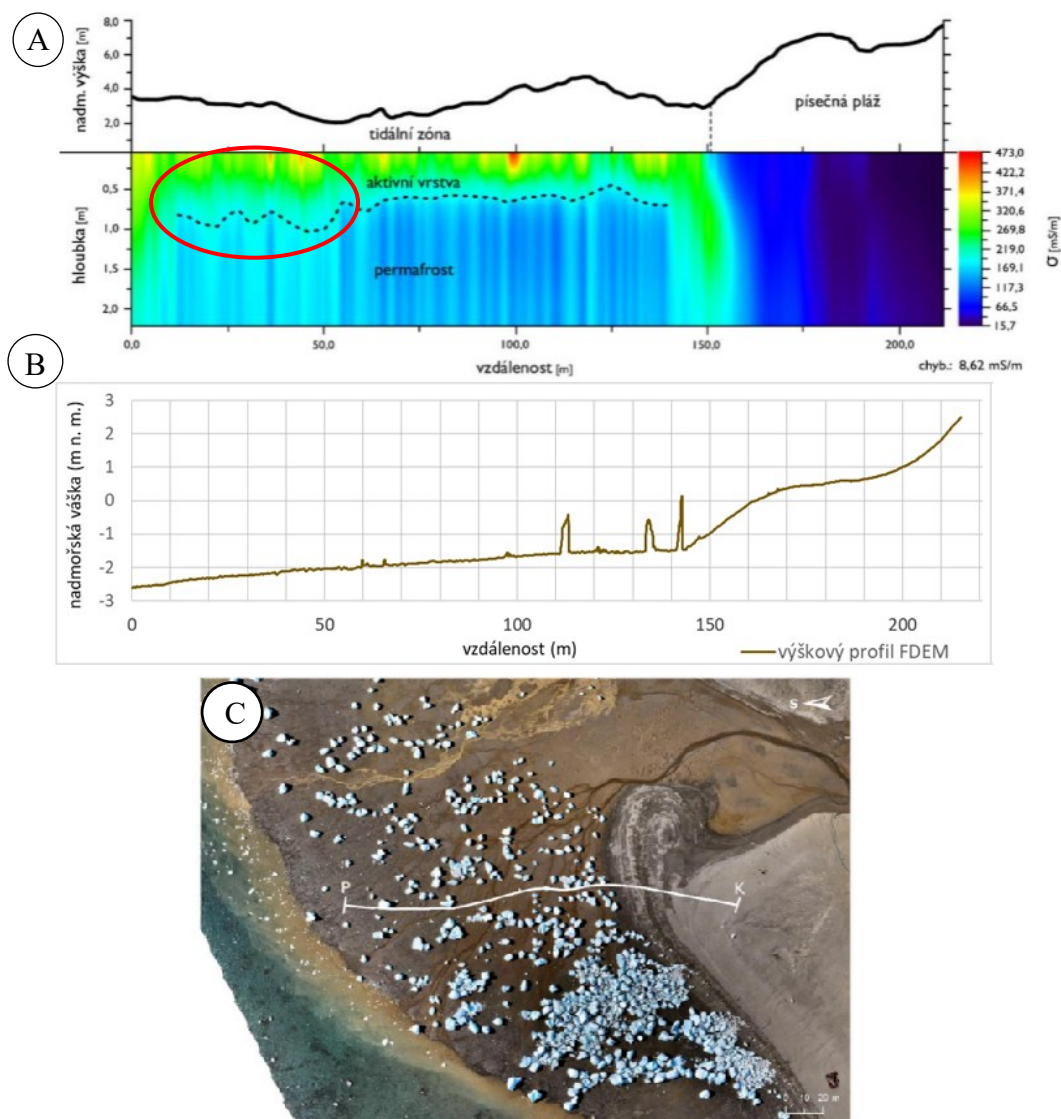
prostředí	ztráta při 100 MHz (dB m-1)	ztráta při 500 MHz (dB m-1)
jíl (vlhký)	5-300	25-1500
hlinitá půda (vlhká)	1-60	5-300
písek (suchý)	0,01-2	0,05-10
led	0,1-5	0,5-2,5
sladká voda	0,1	0,5
mořská voda	100	500

Tabulka 10: Ztráty způsobené atenuací signálu ve vybraných materiálech za použití dvou rozdílných antén (převzato a upraveno z Daniels (2004)).

Vzhledem k tomu, že GPR je schopen zaznamenat přechody přes vodu, nabízela se v práci možnost identifikace polohy některých říčních ramen. V takových případech ovšem nebylo jasné, zda se jedná opravdu o koryto vodního toku či o některou z četných kaluží.

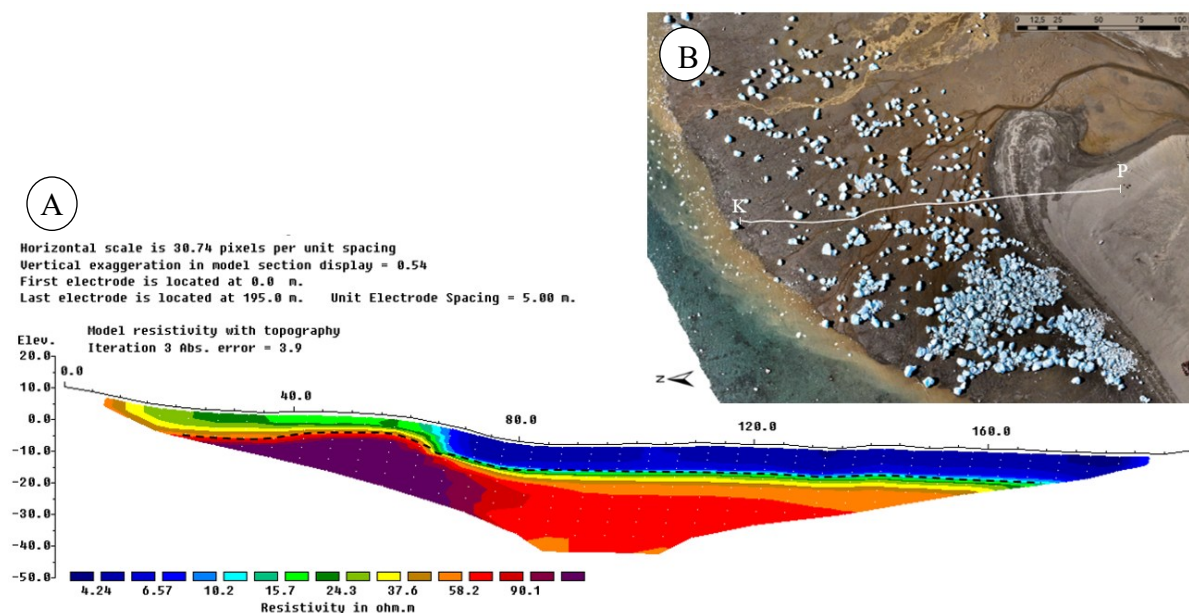
6.3.2 Jiné geofyzikální metody

V oblasti studované delty byly v roce 2023 aplikovány metody ERT a FDEM. Data FDEM interpretovala Kohoutková (2024), která uvádí, že se mocnost ČV v oblasti studované delty zvyšuje směrem k distální části delty (obr. 29). Vzhledem k opakovanému přímému měření mocnosti ČV pomocí sond lze předpokládat, že průběh ČV v deltě jeví spíše trend popsáný v této práci. Výsledky Kohoutkové (2024) mohly být ovlivněny vysokou konduktivitou prostředí, jež nevyhovuje předpokládaným lineárním podmínkám konverze dat použitého programu EM4Soil (EM-TOMO, 2013), jak popisují např. Hanssens et al. (2019). Dafflon et al. (2013) dále upozorňují, že různé kombinace vrstev o rozličných mocnostech a hodnotách vodivosti mohou vést ke stejné odezvě a navrhuje přístup k pokročilé inverzi dat elektromagnetické indukce při určování rozhraní ČV a PF, který ve své práci využil např. Kasprzak (2020). K jistému zkreslení mohlo dojít i při odstranění informace o topografii z měřených profilů. V citované práci uvedený topografický profil transektu (obr. 29a) totiž neodpovídá výškovému profilu vytvořenému na podkladu DMR (obr. 29b). Na druhou stranu, pokud pozorovaný nárůst konduktivity v hlubších částech profilu v prvních cca 55 m odráží realitu, mohl by souviset s přechodem oblasti zimního přimrzlého a nepřimrzlého ledu, jak je diskutováno v oddíle 2.5 a popisováno např. Angelopoulou et al. (2019).



Obrázek 29: a) Profil FDEM v zájmové oblasti včetně uvedeného vertikálního profilu daného transektu (převzato z Kohoutková 2024). Zakroužkovaná oblast ukazuje oblast poklesu rezistivity v hlubších částech profilu, jež může značit průnik mořské vody v zimním období.; b) vertikální profil transektu založený na digitálním modelu reliéfu oblasti delty. c) situační mapa transektu z práce Kohoutkové (2024).

Profil ERT (obr. 30) nebyl dosud v žádné studii publikován, ovšem výsledek inverzního modelu rezistivity založený na 3 iteracích byl s laskavým svolením jeho autora použit v této práci. Z profilu je patrné, že rezistivita v profilu obecně stoupá s hloubkou. Při přechodu z písčité kory do oblasti delty ovšem dochází k náhlému poklesu rezistivity, který může souviset s rostoucí salinitou a termálním režimem sedimentů. V počáteční části profilu nad hladinou přílivu (v tomto případě byl profil měřen směrem od pláže k moři) dosahuje rezistivita hodnot cca 15-130 ohm.m, zatímco v oblasti delty dochází k náhlému nárůstu vodivosti a rezistivita převážně dosahuje hodnot cca 4-70 ohm.m. 5m rozstup elektrod v profilu sice neumožňuje detekci hloubky ČV (Kasprzak, 2020), poskytuje však informace o přítomnosti pobřežního PF v zájmové lokalitě, jehož hodnoty rezistivity mohou být řádově nižší než v případě pevninského PF (např. Angelopoulos, 2021).



Obrázek 30: A) Profil ERT a B) jeho lokalizace v zájmové oblasti. Hodnoty rezistivity pod černou přerušovanou čarou indikují přítomnost PF. Zakroužkovaná část profilu ukazuje oblast poklesu rezistivity s hloubkou, jež může značit průnik mořské vody v zimním období (Farzaman, M. a Hrbáček, F., nepublikováno).

Závěry této práce vycházejí především ze sondážních měření, které byly interpolovány v oblasti delty. Získaná měření byla podpořena daty o aktuální teplotě vzduchu na blízké meteorologické stanici. Naproti tomu průběh teplot mořské vody, informace o výšce hladiny moře v čase a morfologii povrchu delty mají pouze orientační charakter. Další data, která by byla pro interpretaci průběhu ČV žádoucí, nebyla k dispozici. Zmínit lze např. informace o složení deltových sedimentů a jejich fyzikálních vlastnostech, salinitě mořské vody či aktuálních průtocích toků Bohemian a Algal. Vhodné by byly i letecké snímky z termínů měření, které by zachytily rozložení ramen říčních toků.

7 Závěr

Výsledky práce jsou založeny primárně na sondážním měření provedeném ve studované oblasti ve třech letních termínech v období skočných odlivů. Shromážděná data byla interpolována pomocí metody radiální bázové funkce. Použití georadarové metody se ke kontinuálnímu zobrazení průběhu ČV podél určených transektů neosvědčilo, a to v důsledku silného útlumu signálu způsobeného přítomností vlhkých jemnozrnných sedimentů a zvýšenou salinitou. Z dalších dat byly k dispozici časové řady teploty vzduchu, které byly využity k vymezení částí dne s kladnou teplotou a k určení PDD. Ostatní vstupní data byla naměřena v jiných letech (teplota mořské vody, DMR) nebo na odlišných lokalitách (kolísání hladiny moře), a k interpretaci proto přispěla v podobě přibližných hodnot či trendů. To se týká především použitých tidálních dat ze stanice Marambio, na jejichž základě byly vypočteny časy expozice výškových zón delty mořské vodě nebo vzduchu o teplotě větší/menší než 0 °C. Vzhledem k povaze těchto dat bylo možné aproximovat výšku hladiny moře, a to s uspokojivějšími výsledky než v případě modelace přílivů pomocí programu pyTMD dat EOT20. Další potenciálně užitečná data chyběla úplně, např. informace o aktuálních průtocích a teplotě říční vody, salinitě mořské vody a sedimentů v deltě, mořském proudění v oblasti delty při přílivu a odlivu. Z tohoto důvodu mají předložené výsledky práce pouze orientační charakter.

Průběh ČV byl studován v deltě toku Bohemian na severním pobřeží OJR ve třech termínech vrcholného léta: 26. 1., 9. 2. a 25. 2. 2021. Vzhledem k poloze zájmové oblasti situované v zóně kolísání březní čáry Weddellova moře ovlivňují rozvoj ČV v letním období tři hlavní faktory – atmosférické podmínky, periodické zalévání oblasti mořskou vodou a průtok relativně teplé říční vody oblastí. Míra působení jednotlivých faktorů se v rámci studované oblasti proměňuje především s nadmořskou výškou v návaznosti na slapové jevy, které ovlivňují dobu zaplavení jednotlivých výškových zón delty. Lokální variabilita mocnosti ČV je dále vázána na aktuální polohu ramen vodních toků Bohemian a Algal. Na základě převažujícího faktoru byla oblast delty rozdělena do tří částí: proximální, centrální a distální. Rozdíly mocnosti ČV mezi proximální a distální částí delty v průběhu sezóny narůstaly. V 1. termínu byl naměřen nejmenší rozsah mocnosti ČV, která dosahovala 22–99 cm. Ve 2. termínu došlo k nárůstu mocnosti ČV v proximální a částečně v centrální části delty. V distální části zůstal obecný průběh podobný, ač byly lokálně naměřeny menší i větší hodnoty. Mocnost ČV v deltě se pohybovala v rozmezí 15–105 cm. Ve 3. termínu měření se hodnoty pohybovaly v intervalu 9–118 cm, a jejich rozsah byl tedy největší. V tomto termínu byl v oblasti značný rozdíl mezi proximální částí, kde byly naměřeny maximální sezónní hodnoty mocnosti ČV, a distální částí, kde ČV naopak dosáhla svého sezónního minima.

V proximální části delty byl rozvoj ČV podmíněn především rostoucími teplotami vzduchu. Ty jsou v práci charakterizovány pomocí PDD, jež v období od října 2020 postupně dosáhla 178,1; 201,7 a 250,6 °C · d v 1., 2., resp. 3. termínu měření. PDD začala významněji narůstat od druhé poloviny října, období tání v proximální části delty mohlo nicméně začít až po rozpadu mořského zámru na počátku listopadu. K největšímu nárůstu PDD došlo v období 6. – 20. 2., což se projevilo rychlým nárůstem mocnosti ČV v proximální části delty na konci sezóny, a to až k sezónnímu maximu 118 cm ve 3. termínu. Poté zde došlo ke zpomalení růstu PDD indikujícím blížící se konec období tání.

V centrální části delty ve výškových zónách 1,9 – 2,5 m n. ref. hl. m. zaplavených po 74,8 – 43,5 % času se prolínalo působení vzduchu a mořské vody a mocnost ČV směrem k moři postupně klesala. Rychlost poklesu ovlivňovala poloha říčních ramen Bohemian a

Algal. Jejich přítomnost zajišťovala kontinuální přísun tepla a projevila se v podobě výběžků větší mocnosti ČV a jejího plynulejšího průběhu především v centrální části delty. Říční ramena byla v deltě často překládána, což bylo hlavní příčinou proměnlivosti průběhu ČV v jednotlivých výškových zónách.

V distální části delty převažoval vliv mořské vody, jejíž týdenní teplotní průměry v průběhu ledna 2022 stoupaly od $-0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ až ke svému maximu $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ dosaženému v období 24. 1. – 6. 2. Následně začaly opět klesat, ke skokovému poklesu došlo v období 21. – 27. 2., kdy teplota moře dosáhla svého minima $-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Průběh teploty moře z roku 2022 koresponduje s naměřenými hodnotami mocnosti ČV v jednotlivých termínech. V období předcházejícímu 1. – 2. měření sice mořská voda přispívala k rozvoji ČV, ovšem v menší míře než vzduch či říční voda. Ve 3. termínu již docházelo k opětovnému zámrazu ČV, tehdy byly v distální části delty změřeny minimální hodnoty mocnosti od 9 cm. Období tání v oblasti delty Bohemian končí ve směru od moře a je iniciováno poklesem teploty mořské vody. Mořská voda ovlivňovala tepelné toky v celé zájmové oblasti i zvýšením tepelné vodivosti a tepelné kapacity ČV v důsledku zvlhčení horninového prostředí.

Mimo zmíněné primární faktory rozvoje ČV působí v zájmovém území i další dílčí faktory, jež mocnost ČV lokálně proměňují. Mezi ně patří zejména fluvialní transport a sedimentace, redepozice sedimentů odlivovými proudy *riptide*, rozdílná doba tání zmrzlého sedimentu v závislosti na zrnitostním a chemickém složení, reálný průběh teploty a salinity mořské vody, lokální disturbance způsobené dočasným uložením ledových ker. Říční delta je velmi dynamickým prostředím, ve kterém je vliv jednotlivých energetických toků a působících faktorů komplikovaný a v čase proměnlivý.

Pro budoucí práce zaměřující se na říční delty v obdobných klimatických podmínkách je třeba sledovat více vstupních parametrů, především přesněji stanovit expozici zkoumané oblasti klíčovým faktorům – tedy vzduchu, mořské a říční vodě – v čase a prostoru. Pravidelná měření průběhu teplot v těchto prostředích napomohou zhodnocení probíhajících fázových přechodů vody v oblasti delty. Sledování proměnlivosti salinity v rámci delty přitom může vést k opravě teploty tání na skutečnou hodnotu. Tato korekce je vhodná především v případech deltových systémů, jejichž stabilita je ohrožena z důvodu probíhající eroze rozvolněných sedimentů. Použití geoelektrických metod jako je ERT a FDEM může být při správné kalibraci cenným zdrojem dat doplňujícím lokalizovanou sondážní měření.

Tato práce představuje první systematickou analýzu dynamiky ČV v říční deltě na mořském pobřeží OJR. Autorka se v ní pokusila na základě dostupných měření a v kontextu dosavadního výzkumu ČV a PF v pobřežních oblastech identifikovat klíčové faktory působící na zkoumané lokalitě a popsat trend, jakého zde ČV v letním období nabývá. Prezentované výsledky nejen přispívají k dalšímu pochopení teplotního režimu ČV na OJR, ale také otevírají prostor budoucím studiím zabývajícím se ČV na pobřeží, potažmo v deltových systémech. Právě ČV a její mocnost bude hrát s probíhající změnou klimatu důležitou roli ve stabilitě pobřeží s obsahem permafrostu v polárních oblastech.

Seznam zdrojů

- ALLARD, Michel; FORTIER, Richard a SEGUIN, Maurice K., 1992. The thermal regime of intertidal permafrost, George River estuary, Ungava Bay, Quebec. Online. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Roč. 29, č. 2, s. 249-259. Dostupné z: <https://doi.org/https://doi.org/10.1139/e92-023>. [cit. 2025-04-26].
- AMBROŽOVÁ, Klara; LÁSKA, Kamil; HRBÁČEK, Filip; KAVAN, Jan a ONDRUCH, Jakub, 2019. Air temperature and lapse rate variation in the ice-free and glaciated areas of northern James Ross Island, Antarctic Peninsula, during 2013–2016. Online. *International Journal of Climatology*. Roč. 39, č. 2, s. 643-657. ISSN 0899-8418. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/joc.5832>. [cit. 2025-04-26].
- AMBROŽOVÁ, Klára; HRBÁČEK, Filip a LÁSKA, Kamil, 2020. The Summer Surface Energy Budget of the Ice-Free Area of Northern James Ross Island and Its Impact on the Ground Thermal Regime. Online. *Atmosphere*. Roč. 11, č. 8. ISSN 2073-4433. Dostupné z: <https://doi.org/10.3390/atmos11080877>.
- ANNAN, Alexander Peter, 2003. *Ground Penetrating Radar: Principles, Procedures & Applications*. Sensors & Software.
- ANGELOPOULOS, Michael; WESTERMANN, Sebastian; OVERDUIN, Paul; FAGUET, Alexey; OLENCHENKO, Vladimir et al., 2019. Heat and Salt Flow in Subsea Permafrost Modeled with CryoGRID2. Online. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Roč. 124, č. 4, s. 920-937. ISSN 2169-9003. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2018JF004823>. [cit. 2025-04-26].
- ANGELOPOULOS, Michael; OVERDUIN, Pier P.; MIESNER, Frederieke; GRIGORIEV, Mikhail N. a VASILIEV, Alexander A., 2020. Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost. Online. *Permafrost and Periglacial Processes*. Roč. 31, č. 3, s. 442-453. ISSN 1045-6740. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/ppp.2061>. [cit. 2025-04-26].
- ANGELOPOULOS, Michael; OVERDUIN, Pier P.; JENRICH, Maren; NITZE, Ingmar; GÜNTHER, Frank et al., 2021. Onshore Thermokarst Primes Subsea Permafrost Degradation. Online. *Geophysical Research Letters*. Roč. 48, č. 20, s. 1-11. ISSN 0094-8276. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2021GL093881>. [cit. 2025-04-27].
- ARENSON, Lukas U.; SPRINGMAN, Sarah M. a SEGO, Dave C., 2007. The Rheology of Frozen Soils. Online. *Applied Rheology*. 2007-02-01, roč. 17, č. 1, s. 12147-1-12147-14. ISSN 1617-8106. Dostupné z: <https://doi.org/10.1515/arh-2007-0003>. [cit. 2025-04-26].
- BARTÁK, Miloš; VÁCZI, Peter; STACHOŇ, Zdeněk a KUBEŠOVÁ, Svatava, 2015. Vegetation mapping of moss-dominated areas of northern part of James Ross Island (Antarctica) and a suggestion of protective measures. Online. *Czech Polar Reports*. 2015-01-01, roč. 5, č. 1, s. 75-87. ISSN 1805-0697. Dostupné z: <https://doi.org/10.5817/CPR2015-1-8>. [cit. 2025-04-26].
- BIRD, Eric C. F., 1969. *Coasts*. 4th printing. Cambridge (Massachusetts): MIT Press. ISBN 0-262-02050-5.
- BIRD, E. C. F., 2008. *Coastal geomorphology: an introduction*. Second edition. Chichester: Wiley. ISBN 978-0-470-51730-7.
- BOCKHEIM, James G., 1995. Permafrost distribution in the southern circumpolar region and its relation to the environment: A review and recommendations for further research. Online. *Permafrost and Periglacial Processes*. Roč. 6, č. 1, s. 27-45. ISSN 1045-6740. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/ppp.3430060105>. [cit. 2025-04-26].

- BOCKHEIM, J.; VIEIRA, G.; RAMOS, M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SERRANO, E. et al., 2013. Climate warming and permafrost dynamics in the Antarctic Peninsula region. Online. *Global and Planetary Change*. Roč. 100, s. 215-223. ISSN 09218181. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.10.018>. [cit. 2025-04-26].
- BORZOTTA, E. a TROMBOTTO, D., 2004. Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings. Online. *Cold Regions Science and Technology*. Roč. 40, č. 1-2, s. 81-96. ISSN 0165232X. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2004.06.002>. [cit. 2025-04-26].
- BROWN, J.; HINKEL, K. M. a NELSON, F. E., 2000. The circumpolar active layer monitoring (calm) program 1: Research designs and initial results 1. Online. *Polar Geography*. Roč. 24, č. 3, s. 166-258. ISSN 1088-937X. Dostupné z: <https://doi.org/10.1080/10889370009377698>. [cit. 2025-04-26].
- BUYNEVICH, Ilya V.; JOL, Harry M. a FITZGERALD, Duncan M., 2009. Coastal Environments. Online. In: JOL, Harry M. (ed.). *Ground Penetrating Radar Theory and Applications: Theory and Applications*. Elsevier, s. 299-322. ISBN 9780444533487. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53348-7.00010-7>. [cit. 2025-04-26].
- CLAYTON, Leah K; SCHAEFER, Kevin; BATTAGLIA, Michael J; BOURGEAU-CHAVEZ, Laura; CHEN, Jingyi et al., 2021. Active layer thickness as a function of soil water content. Online. *Environmental Research Letters*. Roč. 16, č. 5, s. 1-10. ISSN 1748-9326. Dostupné z: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abfa4c>. [cit. 2025-04-26].
- COOPER, Caroline; EIDAM, Emily; SEIM, Harvey a NIENHUIS, Jaap, 2024. Effects of Sea Ice on Arctic Delta Evolution: A Modeling Study of the Colville River Delta, Alaska. Online. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Roč. 129, s. 1-22. ISSN 2169-9003. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2024JF007742>. [cit. 2025-04-26].
- CRAME, J. A.; PIRRIE, D.; RIDING, J. B. a THOMSON, M. R. A., 1991. Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. Online. *Journal of the Geological Society*. Roč. 148, s. 1125-1140. Dostupné z: <https://doi.org/https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.6.11>. [cit. 2025-04-26].
- Cross section illustrating how RBF surface fits through the sample values*. Online. In: ESRI. ArcGIS Pro. Dostupné z: <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/latest/help/analysis/geostatistical-analyst/how-radial-basis-functions-work.htm>. [cit. 2025-04-27].
- DAFFLON, Baptiste; HUBBARD, Susan S.; ULRICH, Craig a PETERSON, John E., 2013. Electrical Conductivity Imaging of Active Layer and Permafrost in an Arctic Ecosystem, through Advanced Inversion of Electromagnetic Induction Data. Online. *Vadose Zone Journal*. Roč. 12, č. 4, s. 1-19. ISSN 1539-1663. Dostupné z: <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0161>. [cit. 2025-04-26].
- DAHER, Mayara; FERNANDES-FILHO, Elpidio Inácio; FRANCELINO, Márcio Rocha; COSTA, Liovando Marciano da a SCHAEFER, Carlos E.G.R., 2022. Geochemistry of semi-arid Cryosols on volcanic and sedimentary materials from James Ross Island, Antarctica. Online. *Geoderma Regional*. Roč. 28, s. 1-12. ISSN 23520094. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2022.e00490>. [cit. 2025-04-26].
- DANIELS, David J. (ed.), 2004. *Ground Penetrating Radar*. 2nd Edition. London: The Institution of Electrical Engineers. ISBN 0-86341-360-9.
- DAVIES, Bethan J.; GLASSER, Neil F.; CARRIVICK, Jonathan L.; HAMBREY, Michael J.; SMELLIE, John L. et al., 2013. Landscape evolution and ice-sheet behaviour in a semi-arid polar environment: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula: James Ross Island, NE Antarctic Peninsula. Online. *Geological Society of London Special Publications*. 2013-10-16, roč. 381, č. 1, s. 353-395. ISSN 0305-8719. Dostupné z: <https://doi.org/10.1144/SP381.1>. [cit. 2025-04-26].

DE PABLO, M. A.; RAMOS, M. a MOLINA, A., 2014. Thermal characterization of the active layer at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula (Livingston Island), Antarctica. Online. *Solid Earth*. Roč. 5, č. 2, s. 721-739. ISSN 1869-9529. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/se-5-721-2014>. [cit. 2025-04-26].

DESER, Clara; ALEXANDER, Michael A.; XIE, Shang-Ping a PHILLIPS, Adam S., 2010. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms. Online. *Annual Review of Marine Science*. Roč. 2, č. 1, s. 115-143. ISSN 1941-1405. Dostupné z: <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>. [cit. 2025-04-26].

DING, Y. R.; LIU, X.; DAI, X. F.; YANG, Y.; YIN, G. Y. et al., 2025. Spatiotemporal analysis of sea ice in the Weddell Sea of Antarctic based on GTWR. Online. *Scientific Reports*. Roč. 15, č. 5863, s. 1-20. ISSN 2045-2322. Dostupné z: <https://doi.org/10.1038/s41598-025-90106-z>. [cit. 2025-04-26].

DOBIŃSKI, Wojciech, 2011. Permafrost. Online. *Earth-Science Reviews*. Roč. 108, č. 3-4, s. 158-169. ISSN 00128252. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>. [cit. 2025-04-26].

DOBIŃSKI, Wojciech, 2020. Permafrost active layer. Online. *Earth-Science Reviews*. Roč. 208, č. 103301, s. 1-20. ISSN 00128252. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103301>. [cit. 2025-04-26].

DOBIŃSKI, Wojciech a KASPRZAK, Marek, 2022. Permafrost Base Degradation: Characteristics and Unknown Thread With Specific Example From Hornsund, Svalbard. Online. *Frontiers in Earth Science*. 2022-2-16, roč. 10, č. 802157. ISSN 2296-6463. Dostupné z: <https://doi.org/10.3389/feart.2022.802157>. [cit. 2025-04-26].

EM-TOMO, 2013. *EM4Soil-v1.05: A program for 1-D laterally constrained inversion of EM data*. Online. EM-TOMO. Dostupné z: http://geostudownload.uplinkcrm.it/EM4Soil/ManualEM4SOIL_v105-n.pdf. [cit. 2025-04-26].

ENGEL, Zbyněk; LÁSKA, Kamil; KAVAN, Jan a SMOLÍKOVÁ, Jana, 2023. Persistent mass loss of Triangular Glacier, James Ross Island, north-eastern Antarctic Peninsula. Online. *Journal of Glaciology*. Roč. 69, č. 273, s. 27-39. ISSN 0022-1430. Dostupné z: <https://doi.org/10.1017/jog.2022.42>. [cit. 2025-04-26].

ENGEL, Zbyněk; LÁSKA, Kamil; SMOLÍKOVÁ, Jana a KAVAN, Jan, 2024. Recent change in surface mass-balance trends of glaciers on James Ross Island, north-eastern Antarctic Peninsula. Online. *Journal of Glaciology*. Roč. 70, s. 1-15. ISSN 0022-1430. Dostupné z: <https://doi.org/10.1017/jog.2024.16>. [cit. 2025-04-26].

ESRI a ESA, Copernicus Sentinel, 2020a. *Sentinel-2 Explorer, scéna ze dne 19. října 2020: S2B_MSIL2A_20201019T125909_N0212_R009_T21EVK_20201021T020211*. Online. In: ESRI. ArcGIS Living Atlas of the World. Dostupné z: <https://livingatlas.arcgis.com/sentinel2explorer/#mapCenter=-57.86629%2C-63.79605%2C13.454&mode=find+a+scene&mainScene=2020-10-19%7CNatural+Color+for+Visualization%7C18422919>. [cit. 2025-04-27].

ESRI a ESA, Copernicus Sentinel, 2020b. *Sentinel-2 Explorer, scéna ze dne 25. října 2020: S2B_MSIL2A_20201025T131909_N0212_R095_T21EVK_20201030T044048*. Online. In: ESRI. ArcGIS Living Atlas of the World. Dostupné z: <https://livingatlas.arcgis.com/sentinel2explorer/#mapCenter=-57.86629%2C-63.79605%2C13.454&mode=find+a+scene&mainScene=2020-10-25%7CNatural+Color+for+Visualization%7C19045355>. [cit. 2025-04-27].

ESRI a ESA, Copernicus Sentinel, 2020c. *Sentinel-2 Explorer, scéna ze dne 4. listopadu 2020: S2B_MSIL2A_20201104T131909_N0212_R095_T21EVK_20201106T120720*. Online. In: ESRI. ArcGIS Living Atlas of the World. Dostupné z: <https://livingatlas.arcgis.com/sentinel2explorer/#mapCenter=-57.86629%2C->

63.79605%2C13.454&mode=find+a+scene&mainScene=2020-11-04%7CNatural+Color+for+Visualization%7C6113598. [cit. 2025-04-27].

FAROUKI, Omar, 1981. *Thermal properties of soils*. Online. Cold Regions Research & Engineering Laboratory. Dostupné z: <https://usace.contentdm.oclc.org/digital/collection/p266001coll1/id/6302/>. [cit. 2025-04-26].

FOURNIER, H. G.; BUK, E. M. a CORTE, A. E., 1990. Three permafrost conditions indicated by geophysical soundings in Tertiary sediments at Seymour Island, Antarctic Peninsula. Online. *Cold Regions Science and Technology*. Roč. 17, č. 3, s. 301-307. Dostupné z: [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0165-232X\(05\)80008-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0165-232X(05)80008-4). [cit. 2025-04-26].

FRENCH, Hugh M., 2007. *The periglacial environment*. 3rd ed. Chichester: Wiley. ISBN 978-0-470-86589-7.

FRENCH, Hugh a SHUR, Yuri, 2010. The principles of cryostratigraphy. Online. *Earth-Science Reviews*. Roč. 101, č. 3-4, s. 190-206. ISSN 00128252. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.04.002>. [cit. 2025-04-26].

FUKUDA, Masami; SHIMOKAWA, Kazuo; TAKAHASHI, Nobuyuki a SONE, Toshio, 1992. Permafrost in Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula Region. Online. *Geographical Review of Japan*. Roč. 65, č. 2, s. 124-131. ISSN 0016-7444. Dostupné z: https://doi.org/10.4157/grj1984a.65.2_124. [cit. 2025-04-26].

GILL, S. K. a SCHULTZ, J. R. (ed.), 2001. *Tidal datums and their applications*. Online. Silver Spring, MD: NOAA, NOS Center for Operational Oceanographic Products and Services. Dostupné z: <https://doi.org/10.25607/OBP-170>. [cit. 2025-04-27].

GOOGLE a MAXAR TECHNOLOGIES, 13. 12. 2016 a novější. *Delta Bohemian*. Online. In: Google Earth. Dostupné z: https://earth.google.com/earth/d/1dDjYOcJ8ZWLphRPMYO_C8T3tdhGRGXc4?usp=sharing. [cit. 2025-04-27].

GORING, Derek, 2001. Computer Models Define Tide Variability. Online. *The Industrial Physicist*. S. 14-17. Dostupné z: <https://niwa.co.nz/sites/default/files/import/attachments/tidalmodel.pdf>. [cit. 2025-04-26].

GRUBER, S., 2012. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. Online. *The Cryosphere*. Roč. 6, č. 1, s. 221-233. ISSN 1994-0424. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>. [cit. 2025-04-26].

GUGLIELMIN, M. a DRAMIS, F., 1999. Permafrost as a climatic indicator in northern Victoria Land, Antarctica. Online. *Annals of Glaciology*. Roč. 29, s. 131-135. Dostupné z: <https://doi.org/https://doi.org/10.3189/172756499781821111>. [cit. 2025-04-26].

GUIMOND, Julia A.; MOHAMMED, Aaron A.; WALVOORD, Michelle A.; BENSE, Victor F. a KURYLYK, Barret L., 2021. Saltwater Intrusion Intensifies Coastal Permafrost Thaw. Online. *Geophysical Research Letters*. 2021-10-16, roč. 48, č. 19, s. 1-10. ISSN 0094-8276. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2021GL094776>. [cit. 2025-04-26].

HANSSENS, Daan; DELEFORTRIE, Samuël; BOBE, Christin; HERMANS, Thomas a DE SMEDT, Phillipe, 2019. Improving the reliability of soil EC-mapping: Robust apparent electrical conductivity (rECa) estimation in ground-based frequency domain electromagnetics. Online. *Geoderma*. Roč. 337, s. 1155-1163. Dostupné z: <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.11.030>. [cit. 2025-04-26].

HART-DAVIS, M. G.; PICCIONI, G.; DETTMERING, D.; SCHWATKE, C.; PASSARO, M. et al., 2021. EOT20: a global ocean tide model from multi-mission satellite altimetry. Online. *Earth System Science Data*. Roč. 13, s. 3869-3884. Dostupné z: <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/essd-13-3869-2021>. [cit. 2025-04-27].

HILLEL, Daniel, 1998. *Environmental soil physics*. Amsterdam: Academic Press. ISBN 01-234-8525-8.

HRBÁČEK, F.; OLIVA, M.; LASKA, K.; RUIZ-FERNÁNDEZ, J.; DE PABLO, M. A. et al., 2016a. Active layer thermal regime in two climatically contrasted sites of the Antarctic Peninsula region. Online. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. Roč. 42, č. 2, s. 457-474. ISSN 0211-6820. Dostupné z: <https://doi.org/10.18172/cig.2915>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; LÁSKA, Kamil a ENGEL, Zbyněk, 2016b. Effect of Snow Cover on the Active-Layer Thermal Regime – A Case Study from James Ross Island, Antarctic Peninsula. Online. *Permafrost and Periglacial Processes*. Roč. 27, č. 3, s. 307-315. ISSN 1045-6740. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/ppp.1871>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; KŇAŽKOVÁ, Michaela; NÝVLT, Daniel; LÁSKA, Kamil; MUELLER, Carsten W. et al., 2017a. Active layer monitoring at CALM-S site near J.G.Mendel Station, James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. Online. *Science of The Total Environment*. Roč. 601-602, s. 987-997. ISSN 00489697. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.266>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; NÝVLT, Daniel a LÁSKA, Kamil, 2017b. Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. Online. *Catena*. Roč. 149, s. 592-602. ISSN 0341-8162. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.020>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; NÝVLT, Daniel; LÁSKA, Kamil; KŇAŽKOVÁ, Michaela; KAMPOVÁ, Barbora et al., 2019. Permafrost and active layer research on James Ross Island: An overview. Online. *Czech Polar Reports*. Roč. 9, č. 1, s. 20-36. ISSN 1805-0697. Dostupné z: <https://doi.org/10.5817/CPR2019-1-3>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; CANNONE, Nicoletta; KŇAŽKOVÁ, Michaela; MALFASI, Francesco; CONVEY, Peter et al., 2020. Effect of climate and moss vegetation on ground surface temperature and the active layer among different biogeographical regions in Antarctica. Online. *CATENA*. Roč. 190, č. 104562, s. 1-14. ISSN 0341-8162. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104562>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; ENGEL, Zbyněk; KŇAŽKOVÁ, Michaela a SMOLÍKOVÁ, Jana, 2021. Effect of summer snow cover on the active layer thermal regime and thickness on CALM-S JGM site, James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. Online. *Catena*. Roč. 207, č. 105608, s. 1-11. ISSN 0341-8162. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105608>. [cit. 2025-04-27].

HRBÁČEK, Filip; OLIVA, Marc; HANSEN, Christel; BALKS, Megan; O'NEILL, Tanya Ann et al., 2023. Active layer and permafrost thermal regimes in the ice-free areas of Antarctica. Online. *Earth-Science Reviews*. Roč. 242, č. 104458, s. 1-29. ISSN 00128252. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104458>. [cit. 2025-04-27].

HUNTER, J. A.; MACAULAY, H. A.; PULLAN, S. E.; GAGNÉ, R. M.; BURNS, R. A. et al., 1988. Thermal evidence for an active layer on the seabottom of the Canadian Beaufort Sea shelf. In: SENNESET, Kaare (ed.). *5th International Conference on Permafrost*. Tapir, s. 949-954. ISBN 82-519-0863-9.

CHAN, Ngai-Ham; LANGER, Moritz; JUHLS, Bennet; RETTELBACH, Tabea; OVERDUIN, Paul et al., 2023. An Arctic delta reduced-complexity model and its reproduction of key geomorphological structures. Online. *Earth Surface Dynamics*. Roč. 11, č. 2, s. 259-285. ISSN 2196-632X. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/esurf-11-259-2023>. [cit. 2025-04-27].

INESON, J.R.; CRAME, J.A. a THOMSON, M.R.A., 1986. Lithostratigraphy of the Cretaceous Strata of West James Ross Island, Antarctica. Online. *Cretaceous Research*. Roč. 7, č. 2, s. 141-159. ISSN 01956671. Dostupné z: [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(86\)90014-5](https://doi.org/10.1016/0195-6671(86)90014-5). [cit. 2025-04-27].

JENNINGS, Stephen J. A.; DAVIES, Bethan J.; NÝVLT, Daniel; GLASSER, Neil F.; ENGEL, Zbyněk et al., 2021. Geomorphology of Ulu Peninsula, James Ross Island, Antarctica. Online. *Journal of Maps*. Roč. 17, č. 2, s. 125-139. ISSN 1744-5647. Dostupné z: <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1893232>. [cit. 2025-04-27].

JEŽEK, Josef, 2016. *Geostatistika a prostorová interpolace*. Karolinum. ISBN 978-80-246-3104-2. Dostupné také z: <https://www.bookport.cz/kniha/geostatistika-a-prostorova-interpolace-5614/>.

KASPRZAK, Marek; STRZELECKI, Mateusz C.; TRACZYK, Andrzej; KONDRACKA, Marta; LIM, Michael et al., 2017. On the potential for a bottom active layer below coastal permafrost: the impact of seawater on permafrost degradation imaged by electrical resistivity tomography (Hornsund, SW Spitsbergen). Online. *Geomorphology*. Roč. 293, s. 347-359. ISSN 0169-555X. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.013>. [cit. 2025-04-27].

KASPRZAK, Marek, 2020. Seawater Intrusion on the Arctic Coast (Svalbard): The Concept of Onshore-Permafrost Wedge. Online. *Geosciences*. Roč. 10, č. 349, s. 1-11. ISSN 2076-3263. Dostupné z: <https://doi.org/10.3390/geosciences10090349>. [cit. 2025-04-27].

KAVAN, Jan; ONDRUCH, Jakub; NÝVLT, Daniel; HRBÁČEK, Filip; CARRIVICK, Jonathan L. et al., 2017. Seasonal hydrological and suspended sediment transport dynamics in proglacial streams, James Ross Island, Antarctica. Online. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. 2017-02-07, roč. 99, č. 1, s. 38-55. ISSN 0435-3676. Dostupné z: <https://doi.org/10.1080/04353676.2016.1257914>. [cit. 2025-04-27].

KAVAN, Jan, 2022. Fluvial transport in the deglaciated Antarctic catchment – Bohemian Stream, James Ross Island. Online. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*. Roč. 104, č. 1, s. 1-10. ISSN 0435-3676. Dostupné z: <https://doi.org/10.1080/04353676.2021.2010401>. [cit. 2025-04-27].

KIM, Jung-Ho; CHO, Seong-Jun a YI, Myeong-Jong, 2007. Removal of ringing noise in GPR data by signal processing. Online. *Geosciences Journal*. Roč. 11, č. 1, s. 75-81. ISSN 1226-4806. Dostupné z: <https://doi.org/10.1007/BF02910382>. [cit. 2025-04-27].

KING, J. C.; TURNER, J.; MARSHALL, G. J.; CONNOLLEY, W. M. a LACHLAN-CAPE, T. A., 2003. Antarctic Peninsula Climate Variability and Its Causes as Revealed by Analysis of Instrumental Records. In: DOMACK, Eugen; LEVENTE, Amy; BURNET, Adam; BINDSCHADLER, Robert; CONVEY, Pete et al. (ed.). *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*. American Geophysical Union, s. 17-30. ISBN 9780875909738.

KOHOUTKOVÁ, Karolína, 2024. *Využití mapování elektromagnetické vodivosti pro výzkum v polárních a horských oblastech*. Online, Bakalářská práce, vedoucí Hrbáček, Filip. Brno: Masarykova univerzita, přírodovědecká fakulta. Dostupné z: <https://is.muni.cz/th/is9td/>. [cit. 2025-04-27].

KRISTENSEN, Lene; CHRISTIANSEN, Hanne H. a CALINE, Fabrice, 2008. Temperatures in Coastal Permafrost in the Svea Area, Svalbard. In: KANE, Douglas a HINKEL, Kenneth (ed.). *Ninth International Conference on Permafrost*. Institute of Northern Engineering, s. 1005-1010. ISBN 978-0-9800179-2-2.

KUČERA, Jiří, 2011. *Minikin Datalogger with embedded sensors - smart sensors: User's Manual*. Online. Brno: Environmental Measuring Systems. Dostupné z: https://www.nvsystem.sk/Minikin_userman.pdf. [cit. 2025-04-27].

KUIPERS MUNNEKE, P.; LUCKMAN, A. J.; BEVAN, S. L.; SMEETS, C. J. P. P.; GILBERT, E. et al., 2018. Intense Winter Surface Melt on an Antarctic Ice Shelf. Online. *Geophysical Research Letters*. Roč. 45, č. 15, s. 7615-7623. ISSN 0094-8276. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2018GL077899>. [cit. 2025-04-27].

KURFURST, P J a DALLIMORE, S. R., 1991. Engineering geology of nearshore areas off Richards Island, N.W.T: a comparison of stable and actively eroding coastlines. Online. *Canadian Geotechnical Journal*. Roč. 28, č. 2, s. 179-188. ISSN 0008-3674. Dostupné z: <https://doi.org/10.1139/t91-025>. [cit. 2025-04-27].

LANTUIT, Hugues; OVERDUIN, Pier Paul; COUTURE, Nicole; WETTERICH, Sebastian; ARÉ, Felix et al., 2012. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines. Online. *Estuaries and Coasts*. Roč. 35, č. 2, s. 383-400. ISSN 1559-2723. Dostupné z: <https://doi.org/10.1007/s12237-010-9362-6>. [cit. 2025-04-27].

LÁSKA, Kamil; BARTÁK, Miloš; HÁJEK, Josef; PROŠEK, Pavel a BOHUSLAVOVÁ, Olga, 2011. Climatic and ecological characteristics of deglaciated area of James Ross Island, Antarctica, with a special respect to vegetation cover. Online. *Czech Polar Reports*. Roč. 1, č. 1, s. 49-62. ISSN 1805-0697. Dostupné z: <https://doi.org/10.5817/CPR2011-1-5>. [cit. 2025-04-27].

LEATHERMAN, Stephen P., 2012. Undertow, Rip Current, and Riptide. Online. *Journal of Coastal Research*. 2012-7-10, roč. 28, č. 4, s. iii-v. ISSN 0749-0208. Dostupné z: <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00052.1>. [cit. 2025-04-27].

LIDE, David R. (ed.), 2006. *CRC Handbook of Chemistry and Physics*. 87th edition. CRC Press. ISBN 0849304873.

LUO, Dongliang; WU, Qingbai; JIN, Huijun; MARCHENKO, Sergey S.; LÜ, Lanzhi et al., 2016. Recent changes in the active layer thickness across the northern hemisphere. Online. *Environmental Earth Sciences*. Roč. 75, č. 555, s. 1-15. ISSN 1866-6280. Dostupné z: <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5229-2>. [cit. 2025-04-27].

LYARD, F. H., ALLAIN, D. J., CANCELT, M., CARRÈRE, L. a PICOT, N., 2021. FES2014 global ocean tide atlas: design and performance. *Ocean Science*, roč. 17, s. 615-649. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021>

MALÅ GeoScience, 2005. *Ramac GPR. Hardware manual*. Malå: MALÅ GeoScience.

MARTIN, P. J. a PEEL, D. A., 1978. The Spatial Distribution of 10 m Temperatures in the Antarctic Peninsula. Online. *Journal of Glaciology*. Roč. 20, č. 83, s. 311-317. ISSN 0022-1430. Dostupné z: <https://doi.org/10.3189/S0022143000013861>. [cit. 2025-04-27].

MCGINNIS, L. D., 1981. Seismic refraction study in western McMurdo Sound. Online. *Dry Valley Drilling Project*. Antarctic Research Series. Roč. 33, s. 27-35. ISBN 0-87590-177-8. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/AR033p0027>. [cit. 2025-04-27].

MEIER, Lars A.; KRAUZE, Patryk; PRATER, Isabel; HORN, Fabian; SCHAEFER, Carlos E. G. R. et al., 2019. Pedogenic and microbial interrelation in initial soils under semiarid climate on James Ross Island, Antarctic Peninsula region. Online. *Biogeosciences*. Roč. 16, č. 12, s. 2481-2499. ISSN 1726-4189. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/bg-16-2481-2019>. [cit. 2025-04-27].

MORI, Junko; SONE, Toshio; STRELIN, Jorge A.; TORIELLI, Cesar A. a FUKUI, Kotaro, 2006. Characteristics of air and ground temperatures and the reconstruction of active layer thickness on the Rink Plateau, James Ross Island, Antarctic Peninsula. Online. *Journal of the Japanese Society of Snow and Ice*. Roč. 68, č. 4, s. 287-298. ISSN 0373-1006. Dostupné z: <https://doi.org/10.5331/seppyo.68.287>. [cit. 2025-04-27].

NEDĚLČEV, Ondřej; MATĚJKA, Michael; LÁSKA, Kamil; ENGEL, Zbyněk; KAVAN, Jan et al., 2024. *Snow and glacier melt contributions to streamflow on James Ross Island, Antarctic Peninsula* [preprint]. Dostupné také z: <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-1185>.

NÝVLT, Daniel; KOŠLER, Jan; MLČOCH, Bedřich; MIXA, Petr; LISÁ, Lenka et al., 2011. The Mendel Formation: Evidence for Late Miocene climatic cyclicity at the northern tip of the Antarctic Peninsula. Online. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Roč. 299, č. 1-2, s. 363-384. ISSN 00310182. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.017>. [cit. 2025-04-27].

NÝVLT, Daniel; BRAUCHER, Régis; ENGEL, Zbyněk; MLČOCH, Bedřich a TEAM, ASTER, 2014. Timing of the Northern Prince Gustav Ice Stream retreat and the deglaciation of northern James Ross Island, Antarctic Peninsula during the last glacial–interglacial transition. Online. *Quaternary Research*. Roč. 82, č. 2, s. 441-449. ISSN 0033-5894. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.05.003>. [cit. 2025-04-27].

NÝVLT, Daniel; FIŠÁKOVÁ, Miriam Nývltová; BARTÁK, Miloš; STACHOŇ, Zdeněk; PAVEL, Václav et al., 2016. Death age, seasonality, taphonomy and colonization of seal carcasses from Ulu Peninsula, James Ross Island, Antarctic Peninsula. Online. *Antarctic Science*. Roč. 28, č. 1, s. 3-16. ISSN 0954-1020. Dostupné z: <https://doi.org/10.1017/S095410201500036X>. [cit. 2025-04-27].

OBU, J., 2021. How Much of the Earth's Surface is Underlain by Permafrost? Online. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Roč. 126, č. 5, s. 1-5. ISSN 2169-9003. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2021JF006123>. [cit. 2025-04-27].

OSADCHIEV, Alexander; ADAMOVSKAYA, Polina; MYSLENKOV, Stanislav; DUDAREV, Oleg a SEMILETOV, Igor, 2023. Satellite-Based Evaluation of Submarine Permafrost Erosion at Shallow Offshore Areas in the Laptev Sea. Online. *Remote Sensing*. Roč. 15, č. 5065, s. 2-18. ISSN 2072-4292. Dostupné z: <https://doi.org/10.3390/rs15205065>. [cit. 2025-04-27].

OSTERKAMP, T. E., 2001. Subsea Permafrost. In: STEELE, J. H. a TUREKIAN, K. K. (ed.). *Encyclopedia of Ocean Sciences*. Academic Press, s. 2902-2912. ISBN 978-0-12-227430-5.

OVERDUIN, Pier Paul; WESTERMANN, Sebastian; YOSHIKAWA, Kenji; HABERLAU, Thomas; ROMANOVSKY, Vladimir et al., 2012. Geoelectric observations of the degradation of nearshore submarine permafrost at Barrow (Alaskan Beaufort Sea). Online. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. Roč. 117, č. F2, s. 1-9. ISSN 0148-0227. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2011JF002088>. [cit. 2025-04-27].

PARKER, Bruce B., 2007. *Tidal Analysis and Prediction*. Online. NOAA. Dostupné z: https://tidesandcurrents.noaa.gov/publications/Tidal_Analysis_and_Predictions.pdf. [cit. 2025-04-27].

PEDRAZAS, Micaela N.; CARDENAS, M. Bayani; DEMIR, Cansu; WATSON, Jeffery A.; CONNOLLY, Craig T. et al., 2020. Absence of ice-bonded permafrost beneath an Arctic lagoon revealed by electrical geophysics. Online. *Science Advances*. Roč. 6, č. 43, s. 1-8. ISSN 2375-2548. Dostupné z: <https://doi.org/10.1126/sciadv.abb5083>. [cit. 2025-04-27].

PENG, Xiaoqing; ZHANG, Tingjun; FRAUENFELD, Oliver W.; WANG, Kang; LUO, Dongliang et al., 2018. Spatiotemporal Changes in Active Layer Thickness under Contemporary and Projected Climate in the Northern Hemisphere. Online. *Journal of Climate*. Roč. 31, č. 1, s. 251-266. ISSN 0894-8755. Dostupné z: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0721.1>. [cit. 2025-04-27].

PUGH, D. T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. Wiley. ISBN 0-471-91505-X.

RACHOLD, Volker; BOLSHIYANOV, Dmitry Yu; GRIGORIEV, Mikhail N.; HUBBERTEN, Hans-Wolfgang; JUNKER, Ralf et al., 2007. Nearshore arctic subsea permafrost in transition. Online. *Eos, Transactions American Geophysical Union*. Roč. 88, č. 13, s. 149-156. ISSN 0096-3941. Dostupné z: <https://doi.org/10.1029/2007EO130001>. [cit. 2025-04-27].

REYNOLDS, John M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd Edition. Wiley. ISBN 978-0-470-97544-2.

RUPPEL, Carolyn D. a KESSLER, John D., 2017. The interaction of climate change and methane hydrates. Online. *Reviews of Geophysics*. Roč. 55, č. 1, s. 126-168. ISSN 8755-1209. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/2016RG000534>. [cit. 2025-04-27].

SANDMEIER, K. J., 2017. *ReflexW: processing program for seismic, acoustic and electromagnetic reflection, refraction and transmission data, Version 8.5*. Karlsruhe: Sandmeier Scientific Software.

SAYEDI, Sayedeh Sara; ABBOTT, Benjamin W; THORNTON, Brett F; FREDERICK, Jennifer M; VONK, Jorien E et al., 2020. Subsea permafrost carbon stocks and climate change sensitivity estimated by expert assessment. Online. *Environmental Research Letters*. Roč. 15, č. 12, s. 1-13. ISSN 1748-9326. Dostupné z: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abcc29>. [cit. 2025-04-27].

SCHUH, Carina; FRAMPTON, Andrew a CHRISTIANSEN, Hanne Hvidtfeldt, 2017. Soil moisture redistribution and its effect on inter-annual active layer temperature and thickness variations in a dry loess terrace in Adventdalen, Svalbard. Online. *The Cryosphere*. Roč. 11, č. 1, s. 635-651. ISSN 1994-0424. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/tc-11-635-2017>. [cit. 2025-04-27].

SCHUUR, E. A. G.; MCGUIRE, A. D.; SCHÄDEL, C.; GROSSE, G.; HARDEN, J. W. et al., 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. Online. *Nature*. Roč. 520, č. 7546, s. 171-179. ISSN 0028-0836. Dostupné z: <https://doi.org/10.1038/nature14338>. [cit. 2025-04-27].

SOARES DELGADO, Luis Fernando; OLIVA, Pedro A. Chira; EL ROBRINI, Maamar a DOS REIS JÚNIOR, João Andrade, 2022. Contribution of Ground Penetrating Radar in the study of an amazon tide channel, influenced by macro tide. Online. *Journal of South American Earth Sciences*. Roč. 116, č. 103776, s. 1-12. ISSN 08959811. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103776>. [cit. 2025-04-27].

SOLOMON, Susan; QIN, Dahe; MANNING, Martin; MARQUIS, Melinda; AVERYT, Kristen et al. (ed.), 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. ISBN 978 0521 88009-1.

STEVENS, Christopher W.; MOORMAN, Brian J. a SOLOMON, Steve M., 2010. Interannual changes in seasonal ground freezing and near-surface heat flow beneath bottom-fast ice in the near-shore zone, Mackenzie Delta, NWT, Canada. Online. *Permafrost and Periglacial Processes*. Roč. 21, č. 3, s. 256-270. ISSN 1045-6740. Dostupné z: <https://doi.org/10.1002/ppp.682>. [cit. 2025-04-27].

STRINGER, Christopher D.; BOYLE, John F.; HRBÁČEK, Filip; LÁSKA, Kamil; NEDĚLČEV, Ondřej et al., 2024. Quantifying sediment sources, pathways, and controls on fluvial transport dynamics on James Ross Island, Antarctica. Online. *Journal of Hydrology*. Roč. 635, č. 131157, s. 1-18. ISSN 0022-1694. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131157>. [cit. 2025-04-27].

STRZELECKI, Mateusz, 2013. Cold shores in warming times - current state and future challenges in High Arctic coastal geomorphological studies. Online. *Quaestiones Geographicae*. Roč. 30, č. 3, s. 101-113. ISSN 0137-477X. Dostupné z: <https://doi.org/10.2478/v10117-011-0030-0>. [cit. 2025-04-27].

SUN, Weikang; ZHOU, Xinghua; ZHOU, Dongxu a SUN, Yanfei, 2022. Advances and Accuracy Assessment of Ocean Tide Models in the Antarctic Ocean. Online. *Frontiers in Earth Science*. Roč. 10, č. 757821, s. 1-14. ISSN 2296-6463. Dostupné z: <https://doi.org/10.3389/feart.2022.757821>. [cit. 2025-04-27].

SUTTERLEY, T. C., ALLEY, K., BRUNT, K., HOWARD, S., PADMAN, L. a SIEGFRIED, M., 2017. *pyTMD: Python-based tidal prediction software*. Dostupné z: <https://doi.org/10.5281/zenodo.5555395>

Tablas de Marea para la Antártida: Octubre 2020 - Diciembre 2021. Online. Buenos Aires: Departamento Artes Gráficas del Servicio de Hidrografía Naval. ISSN 2796-7026. [cit. 2025-04-27].

Tablas de Marea: suplemento Antártida 2022. Online. Buenos Aires: Departamento Artes Gráficas del Servicio de Hidrografía Naval. ISSN 2796-7026. Dostupné z: https://iho.int/uploads/user/Inter-Regional%20Coordination/HCA/Links/TidalTables_Antarctica_2022_Argentina.pdf. [cit. 2025-04-27].

Tides and Water Levels. Online. In: NOAA. *National Ocean Service: National Oceanic and Atmospheric Administration*. Dostupné z: https://oceanservice.noaa.gov/education/tutorial_tides/tides07_cycles.html. [cit. 2025-04-27].

THURMAN, Harold V., 1997. *Introductory oceanography*. 8th ed. Upper Saddle River (New Jersey): Prentice Hall. ISBN 0-13-262015-4.

UTSI, Erica Carrick, 2017. *Ground penetrating radar: theory and practice*. Oxford: Butterworth-Heinemann. ISBN 978-0-08-102216-0.

VAN EVERDINGEN, Robert O. (ed.), 1998. *Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground Ice Terms*. International Permafrost Association.

VAN WESSEM, J. M.; LIGTENBERG, S. R. M.; REIJMER, C. H.; VAN DE BERG, W. J.; VAN DEN BROEKE, M. R. et al., 2016. The modelled surface mass balance of the Antarctic Peninsula at 5.5 km horizontal resolution. Online. *The Cryosphere*. Roč. 10, č. 1, s. 271-285. ISSN 1994-0424. Dostupné z: <https://doi.org/10.5194/tc-10-271-2016>. [cit. 2025-04-27].

WELLS, John T. a PERILLO, G. M. E., 1995. Tide-Dominated Estuaries and Tidal Rivers. Online. In: *Developments in Sedimentology*. Geomorphology and Sedimentology of Estuaries, 53. Elsevier, s. 179-205. ISBN 978-0-444-88170-0. Dostupné z: [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(05\)80026-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(05)80026-3). [cit. 2025-04-27].

YANG, Mingjun; ZHAO, Jie; ZHENG, Jia-nan a SONG, Yongchen, 2019. Hydrate reformation characteristics in natural gas hydrate dissociation process: A review. Online. *Applied Energy*. Roč. 256, č. 113878, s. 1-10. ISSN 03062619. Dostupné z: <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2019.113878>. [cit. 2025-04-27].

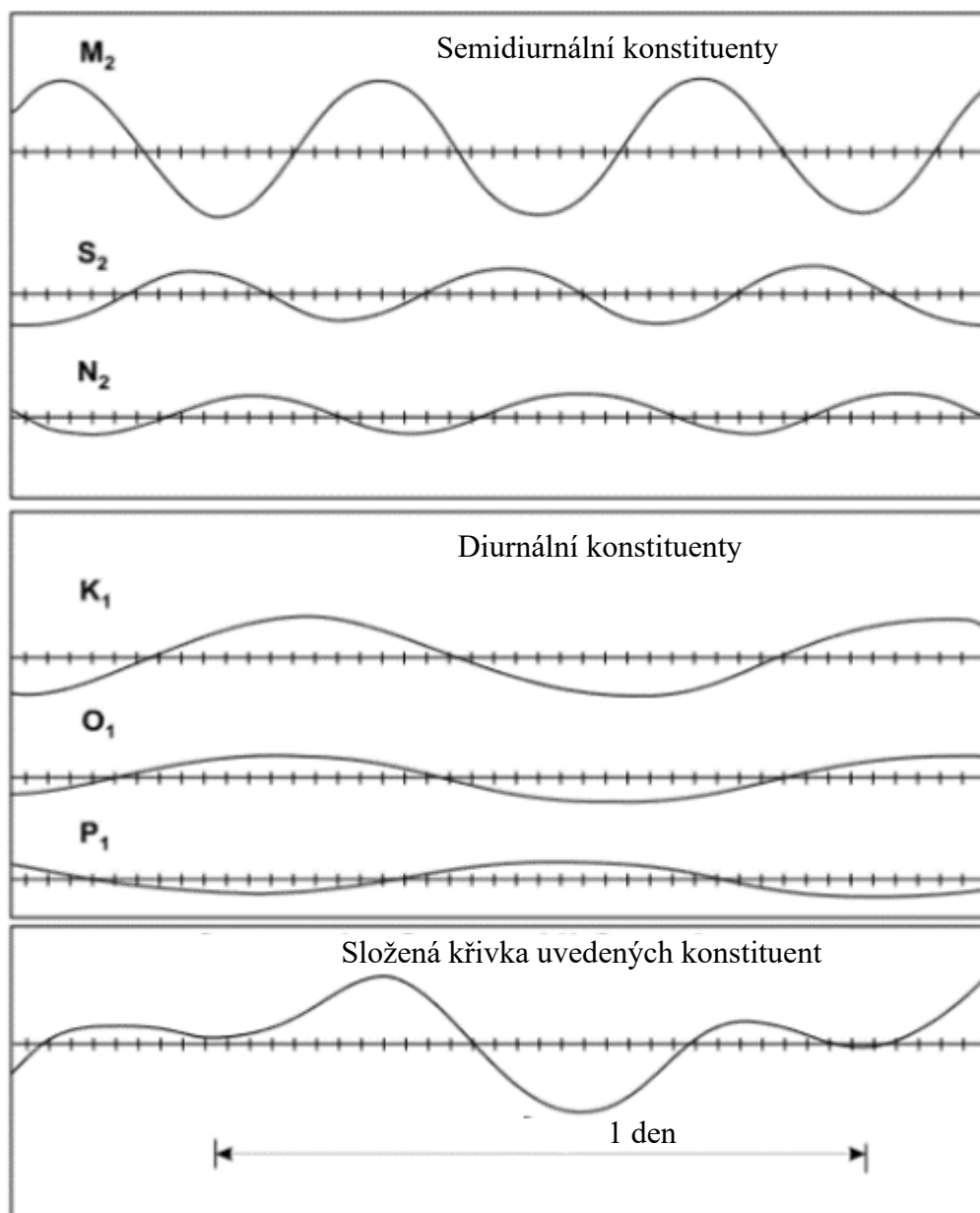
Mapové zdroje:

CZECH GEOLOGICAL SURVEY, 2009. *James Ross Island – Northern Part*. Topographic Map 1:25 000. První vydání. Praha: Czech Geological Survey.

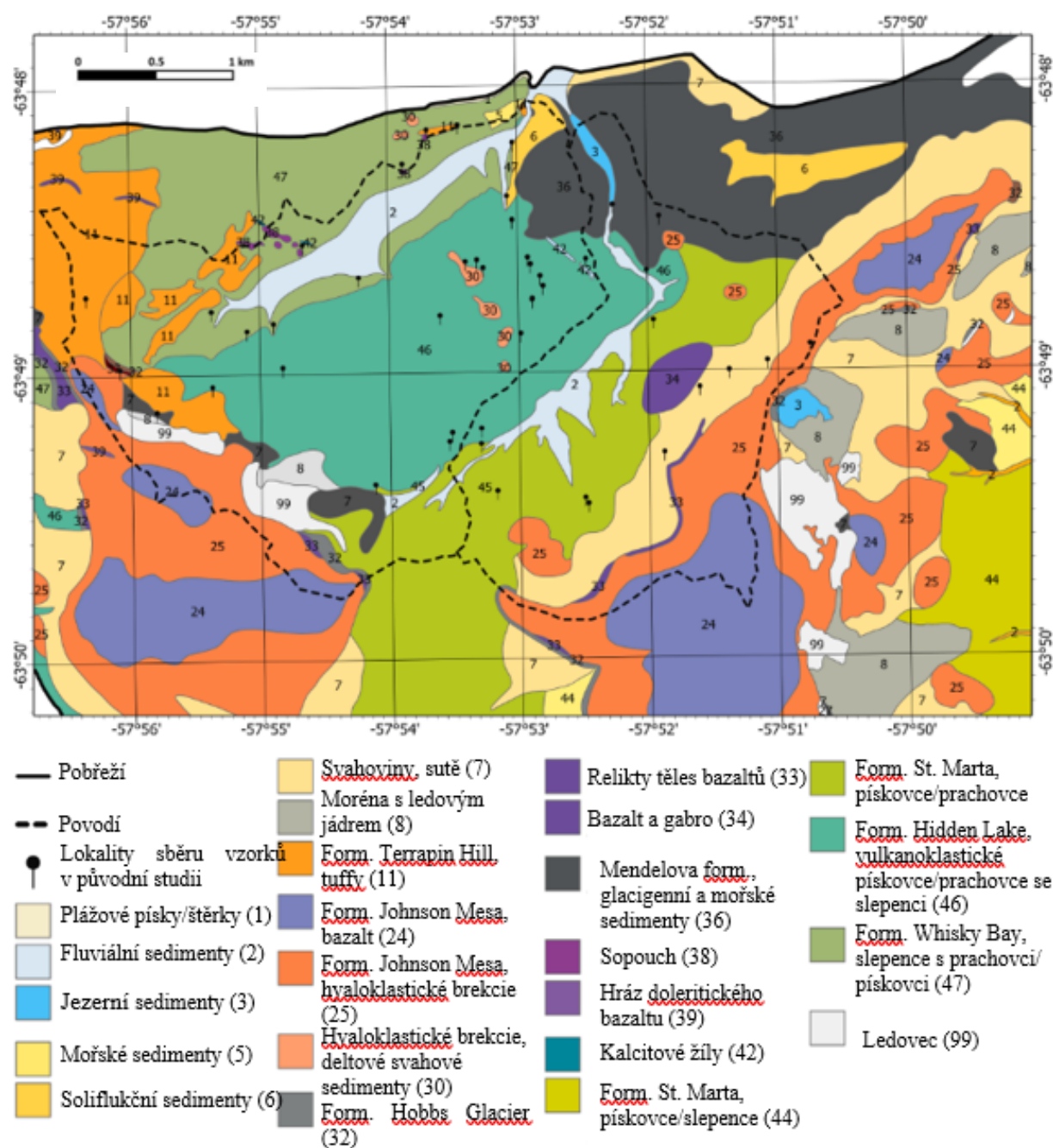
GERRISH, L.; IRELAND, L.; FRETWELL, P. a COOPER, P., 2024. *Medium resolution vector polylines of the Antarctic coastline (Version 7.10) [Data set]*. NERC EDS UK Polar Data Centre.

MLČOCH, B., NÝVLT, D., MIXA, P., 2020. *Geological map of James Ross Island – northern part 1: 25 000*. Praha: Czech Geological Survey.

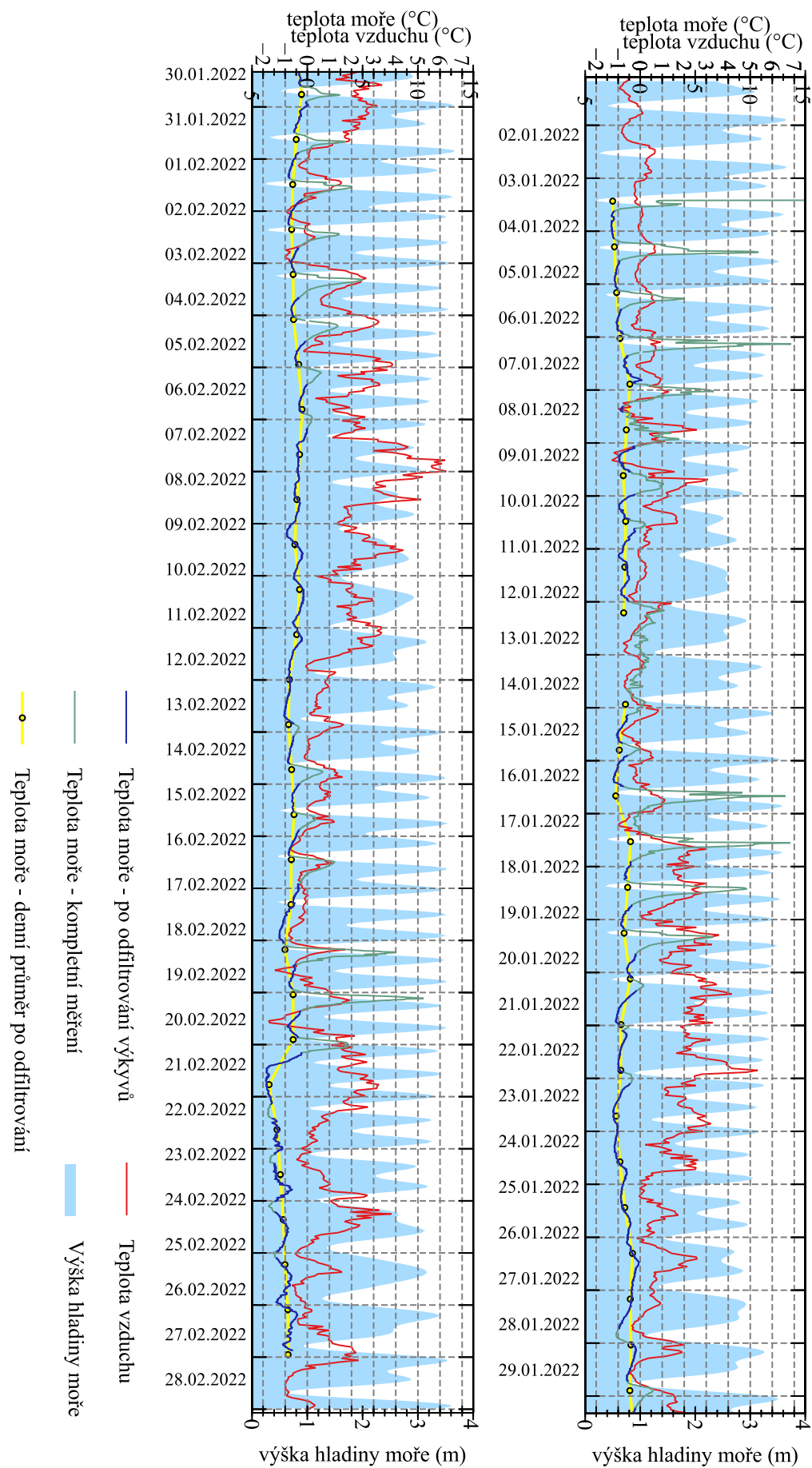
Přílohy



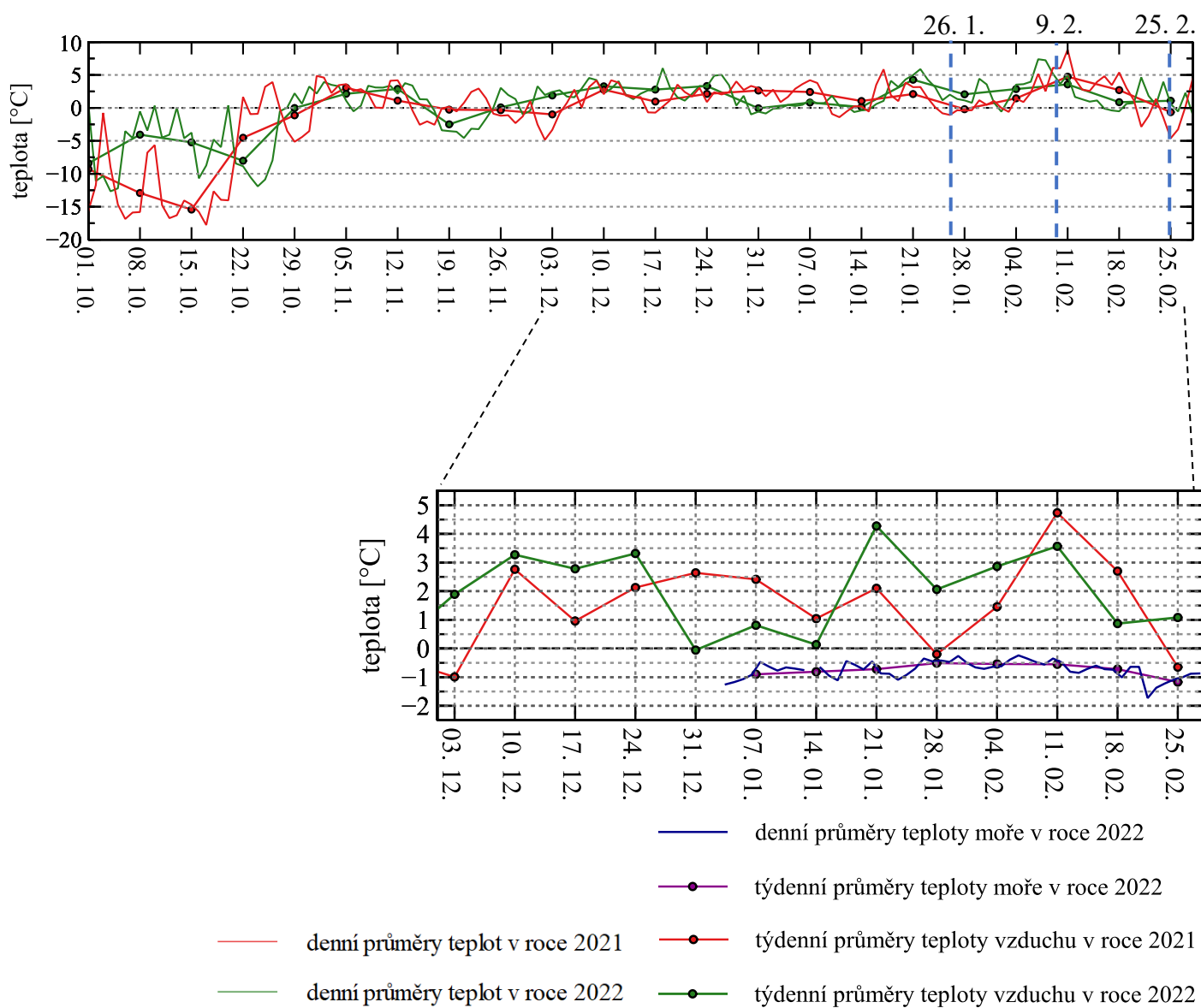
Obrázek 31: Znázornění hlavních tidálních konstituent (převzato ze Gill a Schultz, 2001).



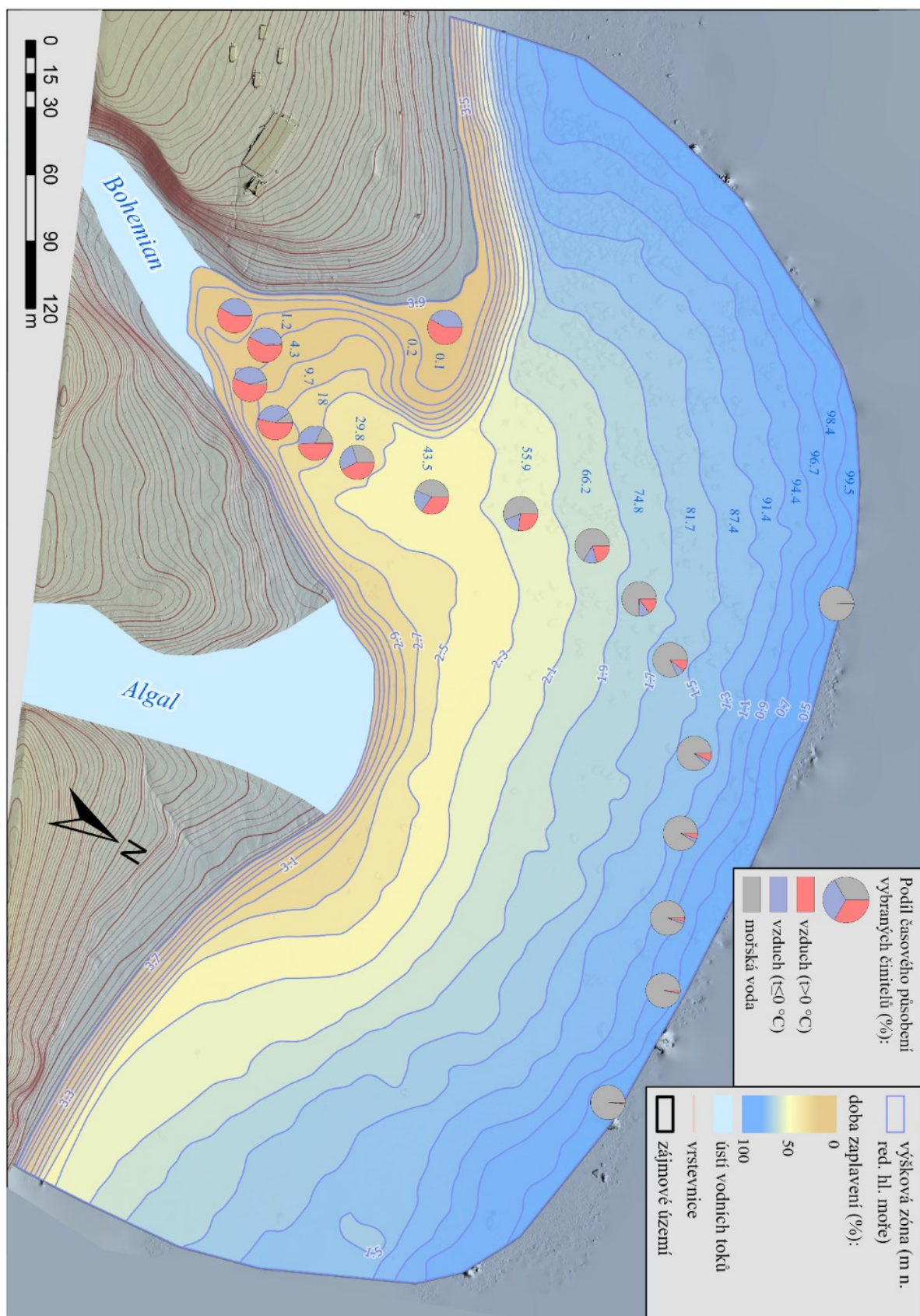
Obrázek 32: Geologická mapa povodí toků Algal a Bohemian, založena na mapě ČGS (Mlčoch et al., 2020), převzato ze Stringer et al. (2024).



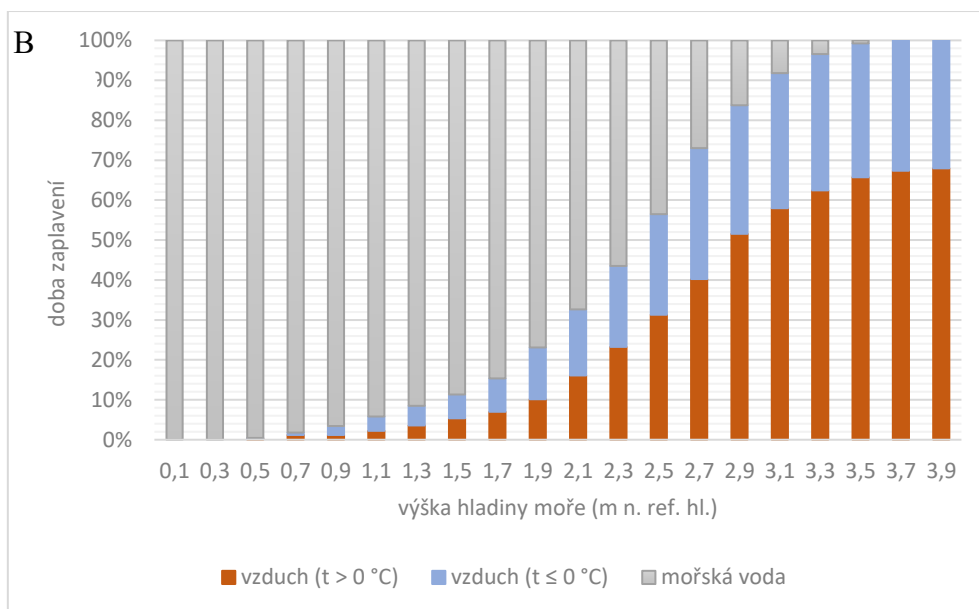
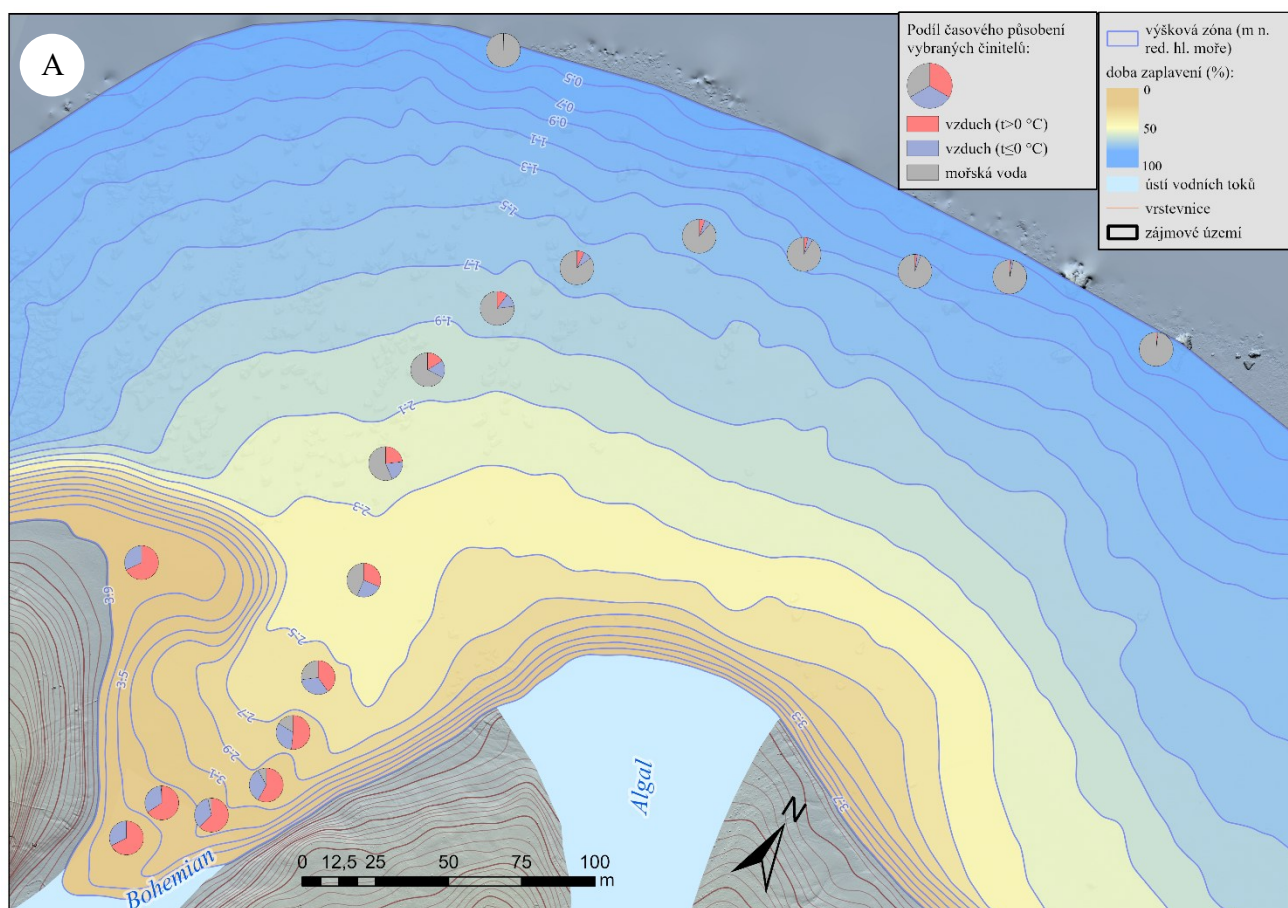
Obrázek 33: Průběh teploty mořské vody, slapových jevů a teploty vzduchu v zájmové oblasti.



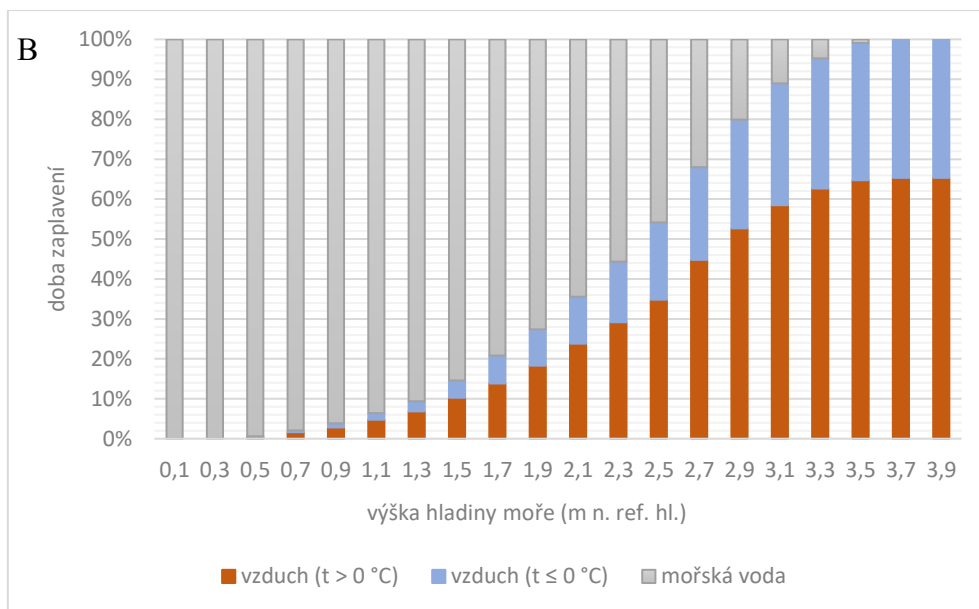
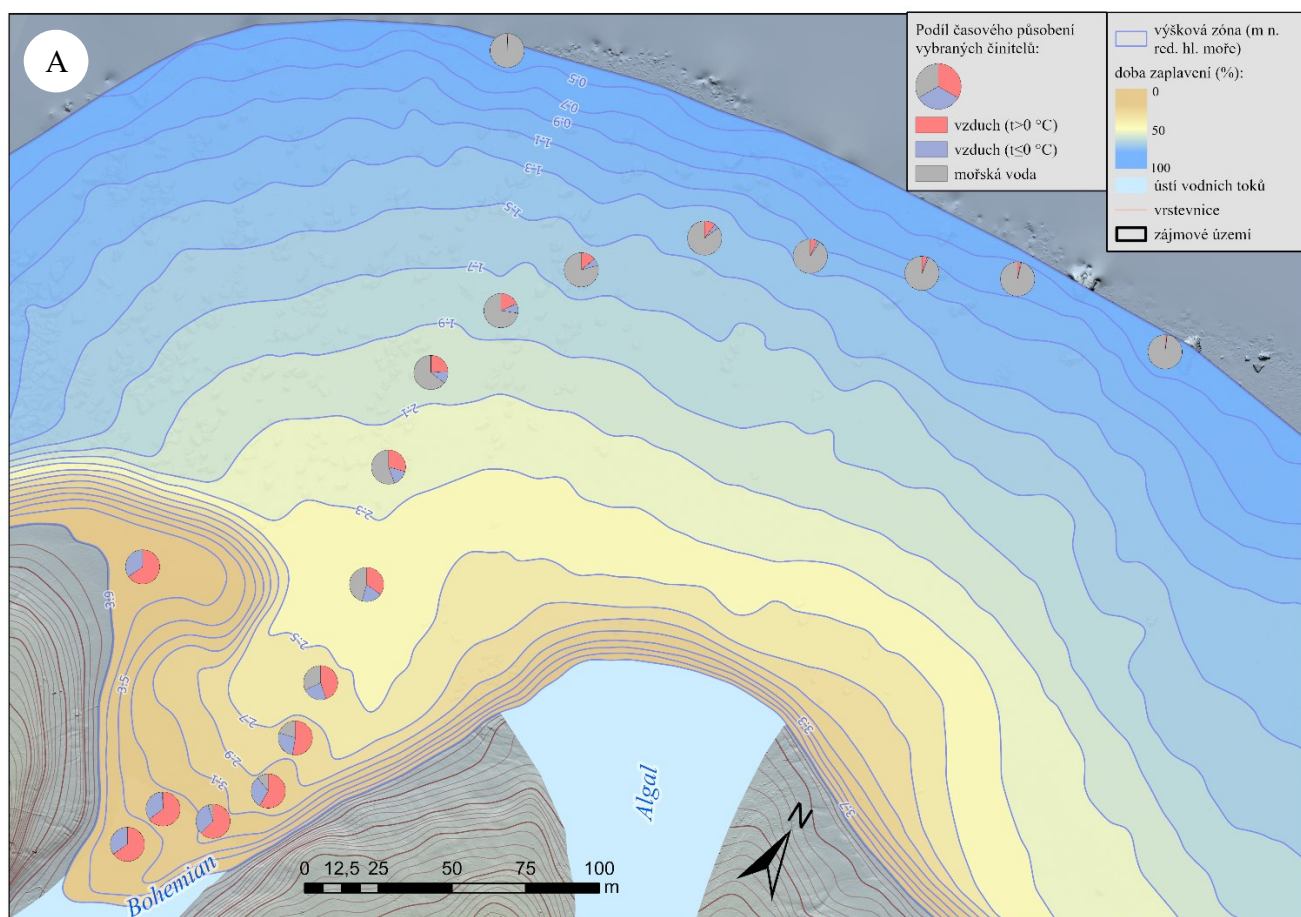
Obrázek 34: Denní a týdenní průměry teploty moře a průměrné týdenní teploty vzduchu v roce 2021 a 2022. Přerušovaná čára znázorňuje termíny sondážních měření.



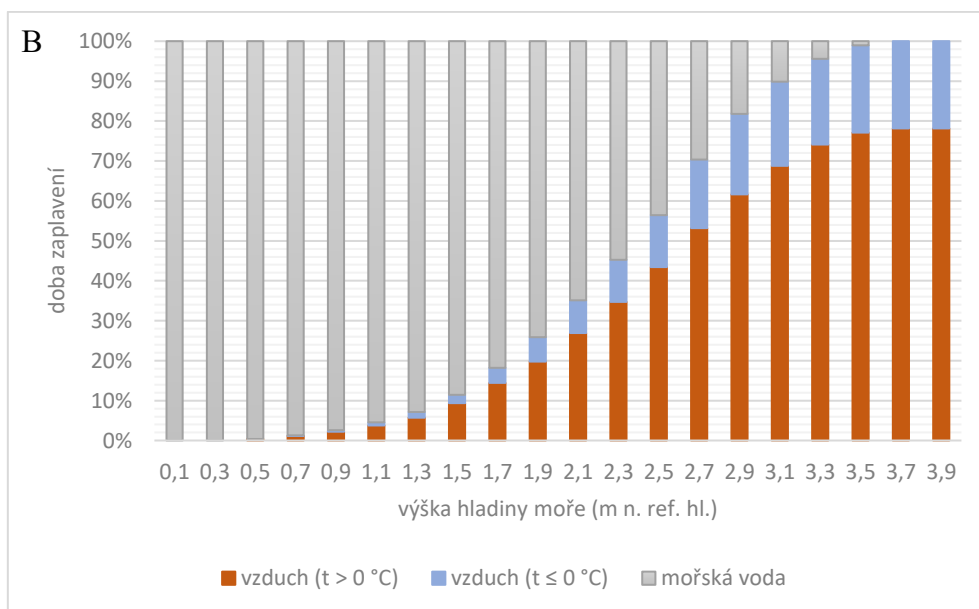
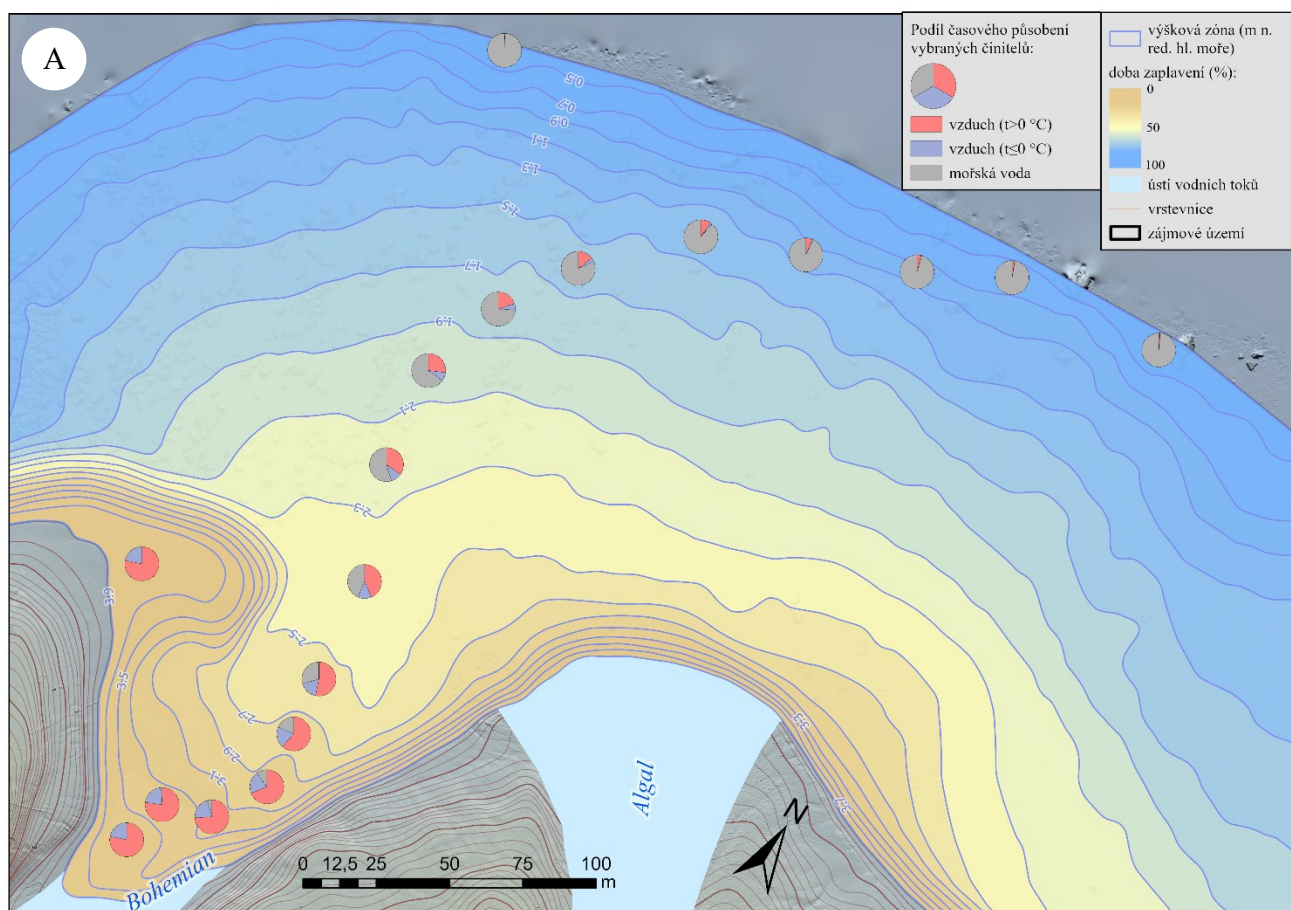
Obrázek 35: Rozdělení území studované delty dle doby zaplavení mořem. Strukturní kartodiagramy znázorňují podíl působení jednotlivých činitelů v období od 1. 10. 2020 do 28. 2. 2021.



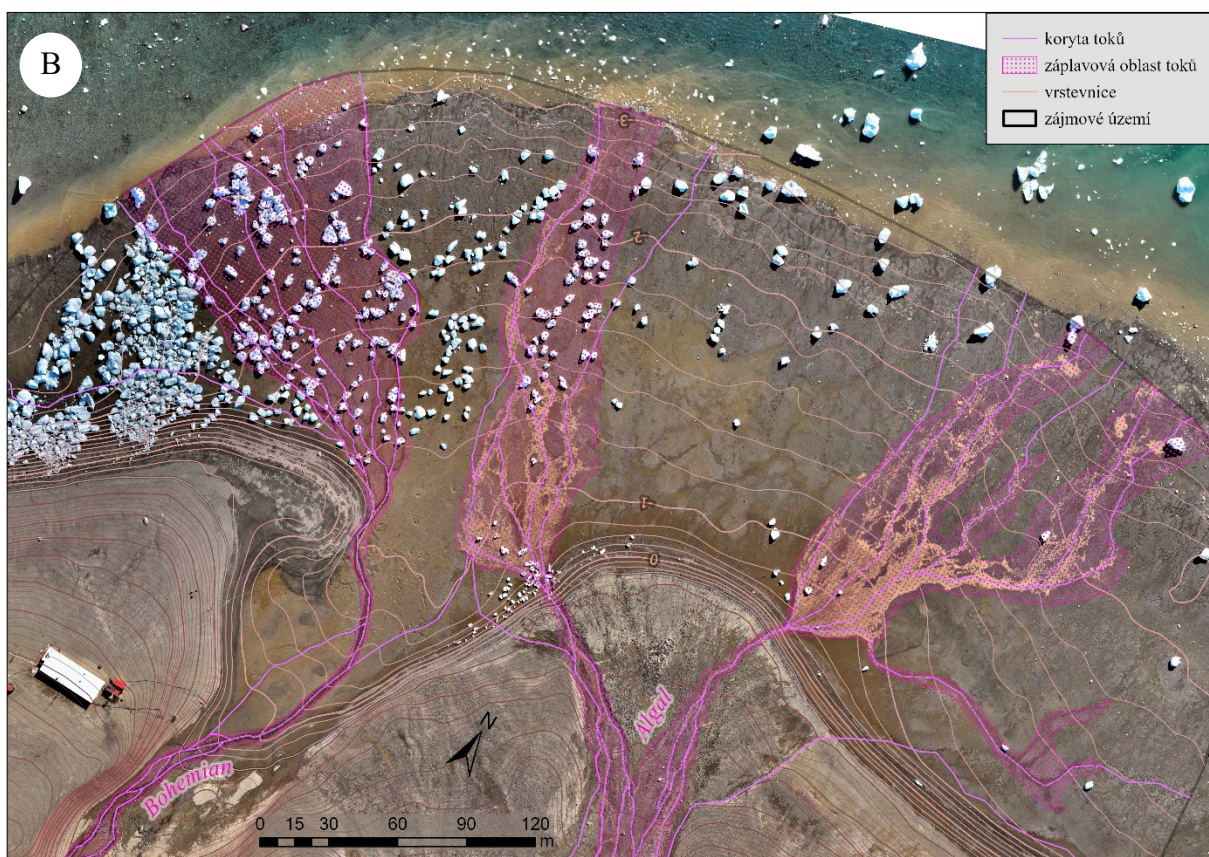
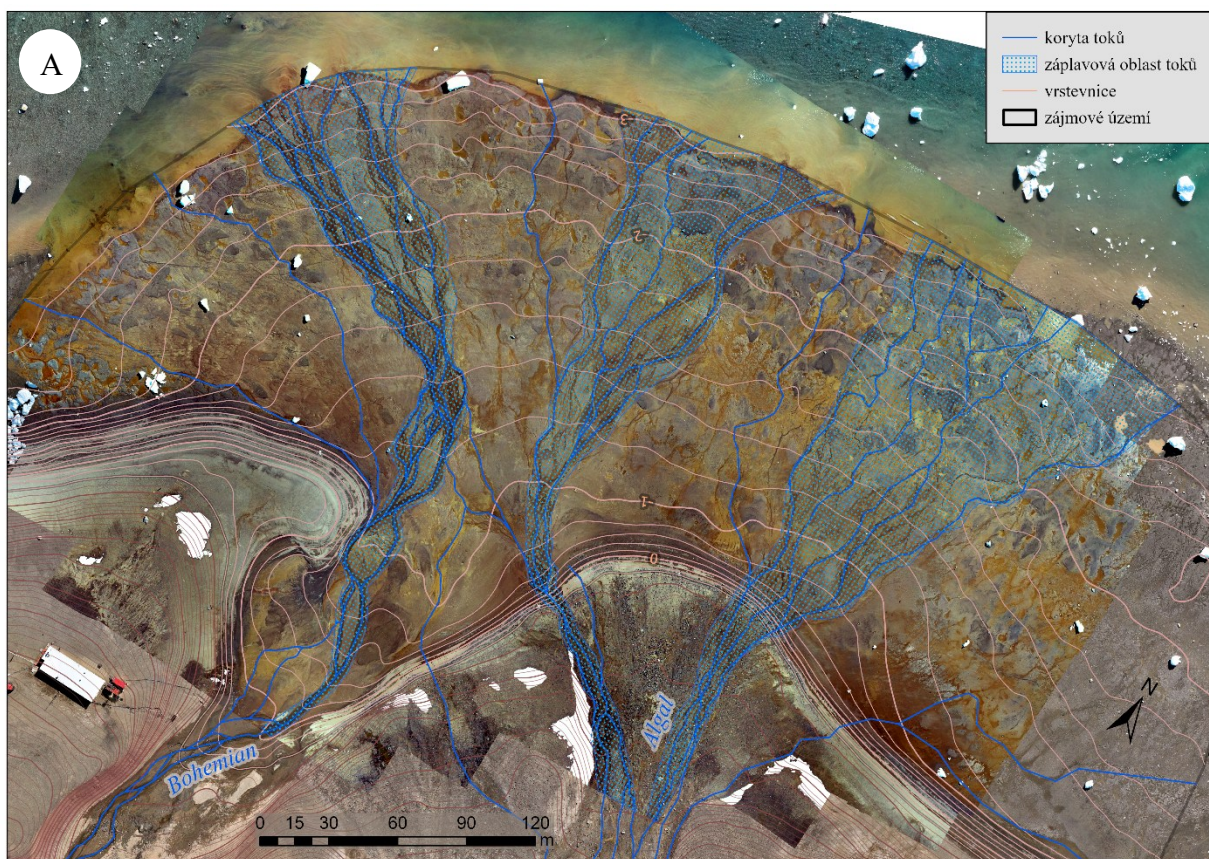
Obrázek 36: Podíl působení vybraných činitelů v jednotlivých výškových zónách ve 14 dnech předcházejících 1. termínu měření vyjádřený pomocí A) strukturních kartodiagramů v mapě, B) sloupčového grafu.



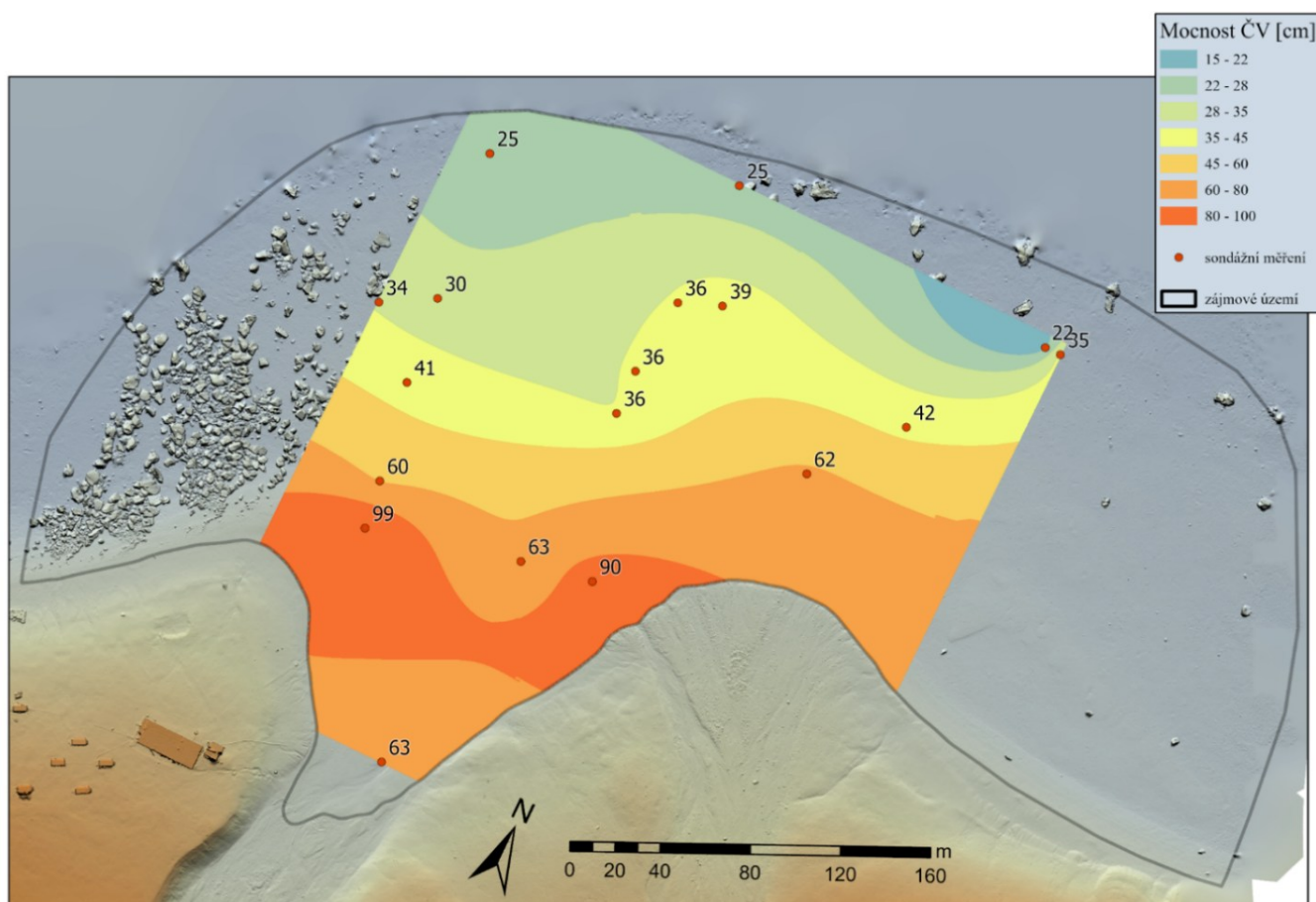
Obrázek 37: Podíl působení vybraných činitelů v jednotlivých výškových zónách mezi 1. a 2. termínem měření A) vyjádřen v mapě pomocí strukturních kartodiagramů, B) vyjádřen v sloupcovém grafu.



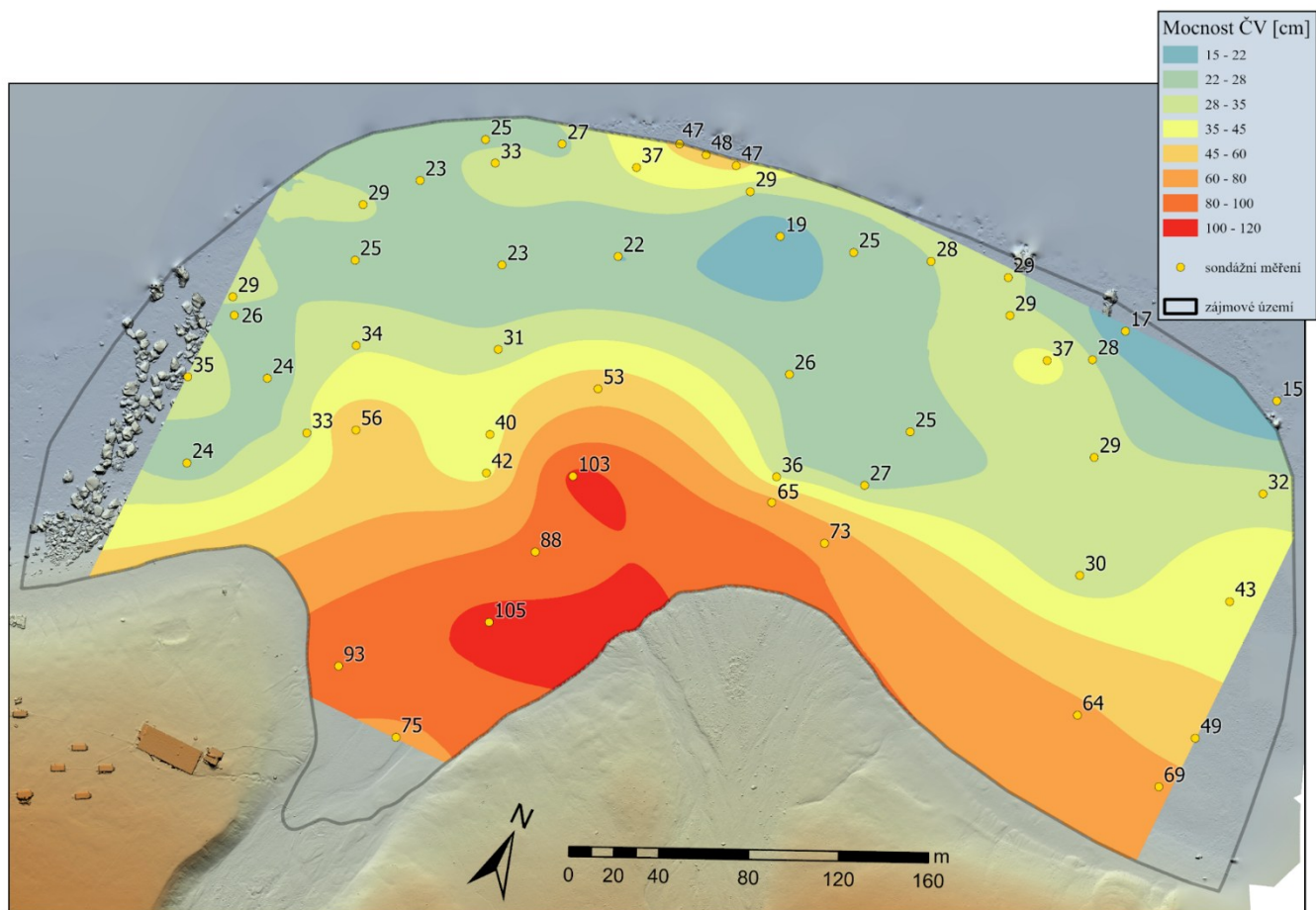
Obrázek 38: Podíl působení vybraných činitelů v jednotlivých výškových zónách mezi 2. a 3. termínem měření A) vyjádřen v mapě pomocí strukturních kartodiagramů, B) vyjádřen v sloupcovém grafu.



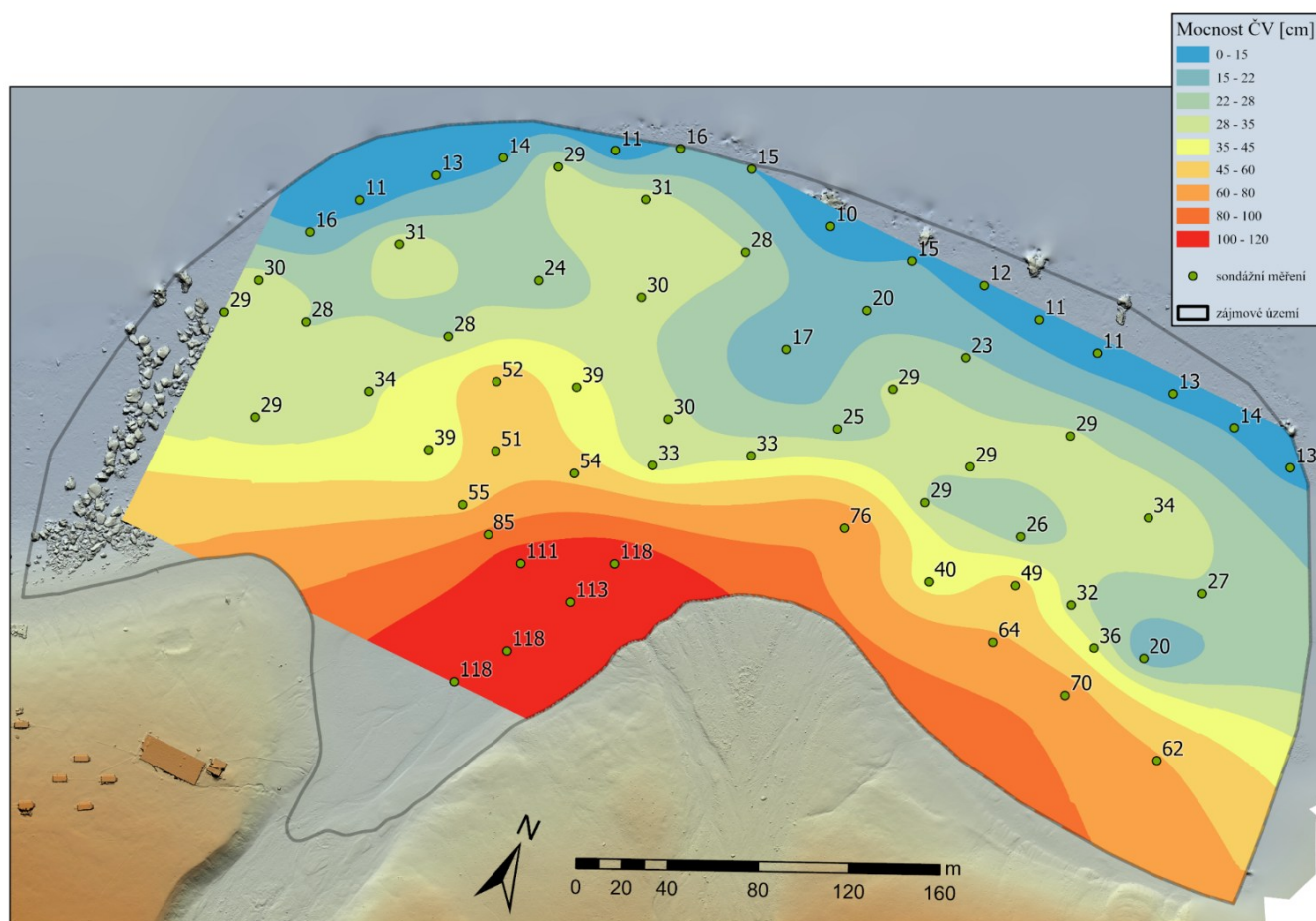
Obrázek 39: Hlavní koryta toků Bohemian a Algal v termínu A) 17. 1. 2022 a B) 20. 2. 2023.



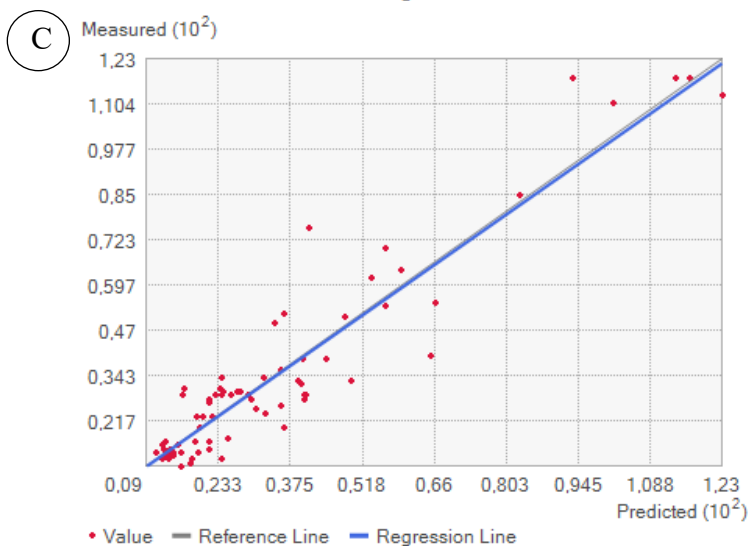
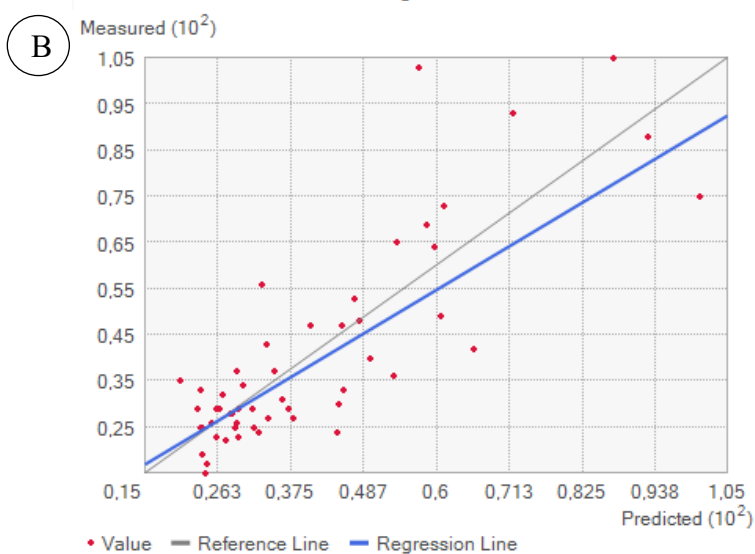
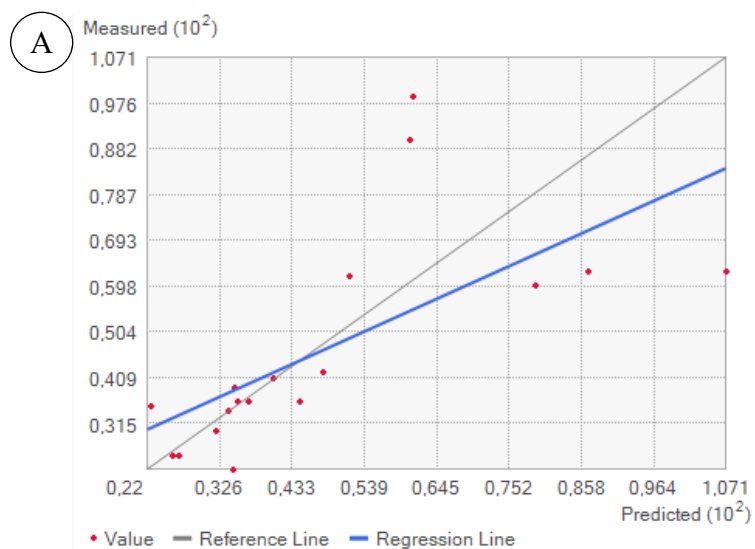
Obrázek 40: Interpolovaná mocnost činné vrstvy v 1. termínu (26. 1. 2021).



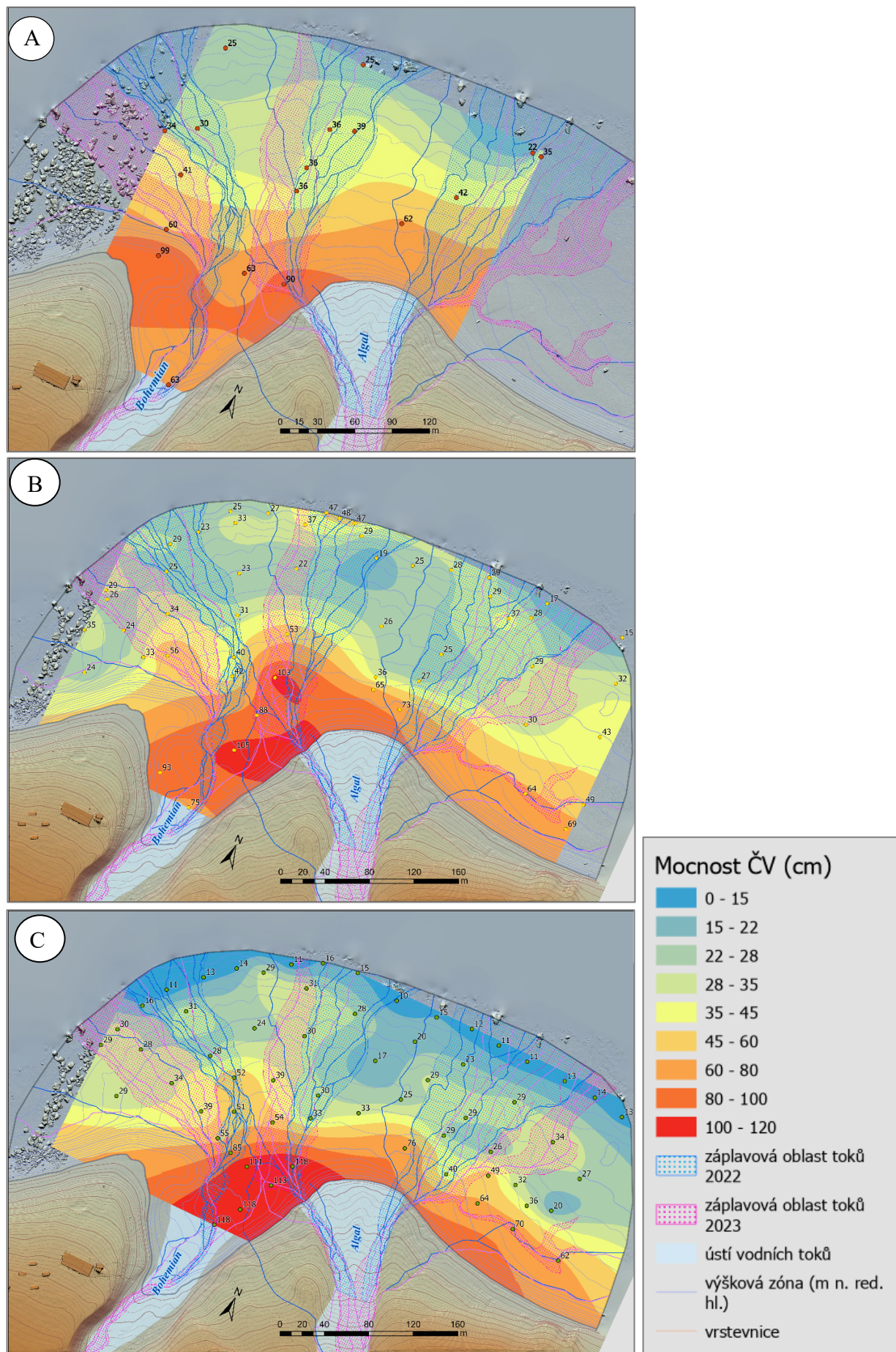
Obrázek 41: Interpolovaná mocnost činné vrstvy v 2. termínu (9. 2. 2021).



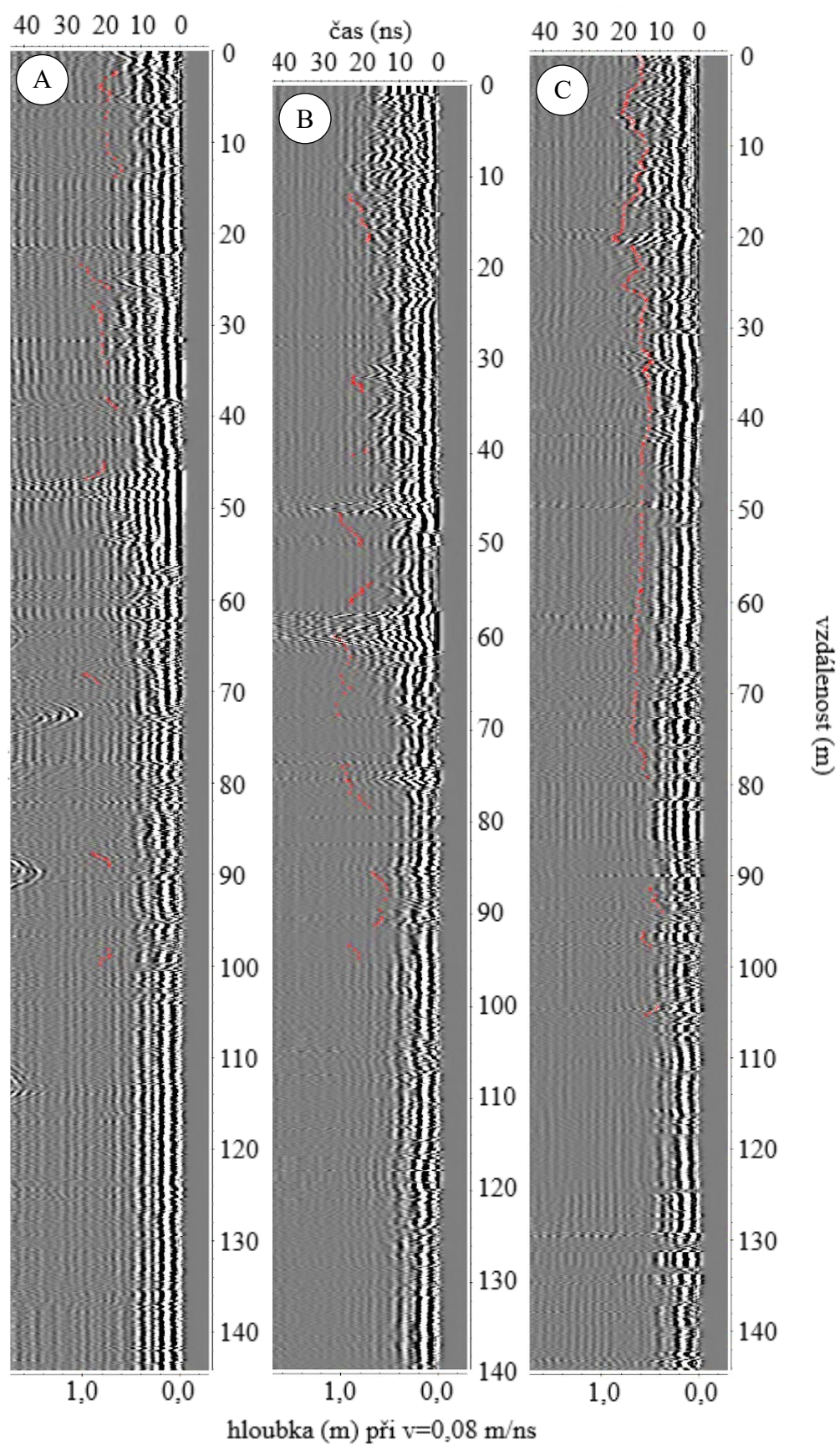
Obrázek 42: Interpolovaná mocnost činné vrstvy ve 3. termínu (25. 2. 2021).



Obrázek 43: Grafy křížové validace pro a) 1. termín, b) 2. termín a c) 3. termín – modře je vyznačena regresní přímka závislosti mezi měřenými a interpolovanými body.



Obrázek 44: Poloha říčních koryt v letech 2022 a 2023 a interpolovaná mocnost činné vrstvy v 1. termínu (A), 2. termínu (B) a 3. termínu (C).



Obrázek 45: Na snímku jsou zobrazeny počáteční části profilů D-1 pořízené v termínech 14. 2. 2022 (A), 15. 1. 2022 (B) a 26. 1. 2021 (C).