

Univerzita Palackého v Olomouci

Přírodovědecká fakulta

Katedra geografie

**VÝVOJ JEZERNÍCH EKOSYSTÉMŮ V OBLASTI
BILLEFJORDEN PO ÚSTUPU LEDOVCŮ MALÉ DOBY
LEDOVÉ**

Magisterská práce

Denisa ČEPOVÁ

Vedoucí práce: RNDr. Renata Pavelková, Ph.D.

Olomouc 2015

Regionální geografie

Bibliografický záznam

Autor (osobní číslo):	Bc. Denisa Čepová (R130323)
Studijní obor:	Regionální geografie
Název práce:	Vývoj jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden po ústupu ledovců Malé doby ledové
Title of thesis:	Lake ecosystem evolution in Billefjorden area after The Little Ice Age glacier retreat
Vedoucí práce:	RNDr. Renata Pavelková, Ph.D.
Rozsah práce:	119 stran, 1 vázaná příloha

ANOTACE

Oblast Arktidy se od posledního glaciálu výrazně proměnila. Na základě vědeckých studií byl zjištěn nárůst teploty vzduchu o 0,1°C za poslední desetiletí. Souostroví Svalbard je součástí tzv. vysoké Arktidy a 60% rozlohy souostroví je pokryto ledovci. Většina ledovců je od ukončení Malé doby ledové na ústupu. Ústupy ledovců daly vzniknout velkému počtu a mnoha typům jezer. Práce podává základní informace o vývoji zalednění studované oblasti a jejím vývoji před i po ukončení Malé doby ledové. Cílem je posoudit vývoj jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden-Petuniabukta po ústupu ledovců Malé doby ledové na základě dostupné odborné literatury, předešlých studií, výsledků systematického studia jezerních ekosystémů českými vědci působícími na Svalbardu a na základě výsledků terénního měření, jehož se autorka účastnila osobně. Z dostupných leteckých snímků Norského Polárního Institutu z let 1936, 1961, 1990 a 2009 je odhadnuto stáří některých jezer a posouzen vývoj jezerních pánví. Vyhodnocení výsledků terénního měření podává informace o jezerech studované lokality a jejich základních charakteristických vlastnostech.

KLÍČOVÁ SLOVA

Svalbard, jezera, limnologie, ústup ledovců

Počet stran práce: 119

Počet příloh: 1

ANOTATION

The Arctic has changed markedly since the Last Glacial. The increase of the air temperature is 0,1°C per last decade. Svalbard archipelago is a part of the High Arctic and 60% of the archipelago is covered by glaciers. Most of the glaciers are retreating since the end of The Little Ice Age. Glacier retreats caused formation of a great number of diverse lake types. The thesis provides basic information about glaciation of study area and about evolution of study area before and after the end of The Little Ice Age. The main goal of the thesis is evaluation of the development of lacustrine ecosystem in Billefjorden-Petuniabukta area after retreat of the glaciers. The evaluation is based on the available scholarly literature, the results of the systematic study of the lacustrine ecosystems by czech research group working on Svalbard archipelago, on the results of field measurements. The author was a participant of fields works. The assessment of lake development and estimated age of lakes are performed on the basis of available aerial photographs of the Norwegian Polar Institute from 1936, 1961, 1990 and 2009. The results of field measurements provide basic information about characteristics of lakes.

KEYWORDS

Svalbard, lakes, limnology, glacier retreat

Number of pages: 119

Number of appendixes: 1

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem magisterskou práci magisterského studia oboru Regionální geografie vypracovala samostatně pod vedením RNDr. Renaty Pavelkové, Ph.D.

Všechny použité materiály a zdroje jsou citovány s ohledem na vědeckou etiku, autorská práva a zákony na ochranu duševního vlastnictví.

Všechna poskytnutá i vytvořená digitální data nebudu bez souhlasu školy poskytovat.

V Olomouci _____ podpis _____

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Akademický rok: 2013/2014

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Bc. Denisa ČEPOVÁ**
Osobní číslo: **R130323**
Studijní program: **N1301 Geografie**
Studijní obor: **Regionální geografie**
Název tématu: **Vývoj jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden po ústupu ledovců malé doby ledové**
Zadávací katedra: **Katedra geografie**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Po malé době ledové (LIA), která skončila koncem 19. století, došlo a v současnosti stále dochází k odledňování Svalbardu. Tento jev má za následek vznik nových jezer a trvalých vodních ploch, které se tvoří v důsledku ústupu ledovců. Práce je věnována popisu současného stavu jezerních ekosystémů v oblasti zálivu Petuniabukta (centrální část Svalbardu). Cílem práce je na základě dostupných leteckých snímků z let 1936, 1960, 1990 a 2009 (pořízené Norským polárním institutem-Norsk Polarinstitut) a terénního šetření na souostroví Svalbard zrekonstruovat rychlost ústupu ledovců, posoudit věk a původ přítomných jezer.

Rozsah grafických prací: **Podle potřeb zadání**
Rozsah pracovní zprávy: **20 000 - 24 000 slov**
Forma zpracování diplomové práce: **tištěná/elektronická**
Seznam odborné literatury: **viz příloha**

Vedoucí diplomové práce: **RNDr. Renata Pavelková, Ph.D.**
Katedra geografie

Datum zadání diplomové práce: **11. srpna 2014**
Termín odevzdání diplomové práce: **10. dubna 2015**

L.S.

Prof. RNDr. Ivo Frébort, CSc., Ph.D.
děkan

Doc. RNDr. Zdeněk Szczyrba, Ph.D.
vedoucí katedry

V Olomouci dne 11. srpna 2014

Příloha zadání diplomové práce

Seznam odborné literatury:

- WOO, M., GREGOR, D. J. (1992). Arctic Environment: Past, Present and Future. Department of Geography, McMaster University, Hamilton, 164 s.
- WOO, M., YOUNG, K. (2006): High Arctic wetlands: Their occurrence, hydrological characteristics and sustainability. *Journal of Hydrology*, 320, s. 432450.
- VAN HOVE, P., BELZILE, C., GIBSON, J. A. E., VINCENT, W. F. (2006): Coupled landscape-lake evolution in High Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43, s. 533546.
- STACKE, V., MIDA, P., LEHEJČEK, J., TÓTHOVÁ, G., NÝVLT, D. (2013): Recent landscape changes in terminoglacial area of the Nordenskiöldbreen, central Spitsbergen, Svalbard. *Czech Polar Reports*, 3, s. 36.
- SMITH, L. C., SHENG, Y., MACDONALD, G. M. (2007b): A first pan-Arctic assessment of the influence of glaciation, permafrost, topography and peatlands on northern hemisphere lake distribution. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18, s. 201208.
- SMITH, L. C., SHENG, Y., MACDONALD, G. M., HINZMAN, L. D. (2005): Disappearing Arctic lakes. *Science*, 308, s. 14291429.
- SHINDELL, D. T. (2009): Little Ice Age. In Gornitz, V. (ed.): *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, s. 520522.
- SALVIGSEN, O., LAURITZEN, ?. & MANGERUD. J. (1983): Karst and karstification in gypsiferous beds in Mathiesondalen, Central Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 1, s. 8388.
- RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W., EWERTOWSKI, M. (2007): Post-"Little Ice Age" retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 28, s. 159186.
- OVERPECK, J. et al. (1997): Arctic environmental change of the last four centuries. *Science*, 278, s. 12511256.
- HAWES, I., CLIVE H.-W., FOUNTAIN A. G. (2008): Ice-based freshwater ecosystems. In Vincent, W. F., Laybourn-Parry, J. (eds.): *Polar Lakes and Rivers*. Oxford University Press, New York, s. 103118.
- ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T. V., ISAKSEN, K., CHRISTIANSEN, H. H., FARBROT, H., BENESTAD, R. (2011): Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere*, 5, s. 6779.
- DOUGLAS, M. S. V., SMOL, J. P., BLAKE, JR, W. (1994): Marked post-18th century environmental change in high Arctic ecosystems. *Science*, 266, s. 416419.
- D'ANDREA, W. J. D., VAILLENCOURT, D. A., BALASCIO, N. L., WERNER, A., ROOF, S. R., RETELLE, M., BRADLEY, R. S. (2012): Mild Little Ice Age and unprecedented recent warmth in an 1800 year lake sediment record from Svalbard. *Geology*, 40, s. 10071010.

COHEN, A. S. (2003): *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, Inc., New York. 500 s.

BENN, D. I., EVANS, D. J. A. (2010): *Glaciers and Glaciation*. Second edition. Hodder Education, London, USA, 802 s.

OBSAH

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK.....	7
ÚVOD.....	8
1 CÍLE PRÁCE	10
2 REŠERŠE LITERATURY	11
2.1 Diskuze s literaturou.....	11
3 TERÉNNÍ PRÁCE.....	12
3.1 Zájmové území	12
3.2 Působení českých vědců na souostroví Svalbard	15
3.2.1 Česká výzkumná stanice.....	17
4 METODIKA.....	19
4.1 Terénní šetření	19
4.2 Materiály.....	19
4.3 Data	20
4.4 Základní fyzikálně – chemické parametry měřené na jezerech.....	20
4.4.1 Výzkumy jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden - Petuniabukta	20
4.4.2 Fotogrammetrie	21
4.4.3 Mapování Svalbardu.....	22
4.4.4 Paleoklimatologie	23
5 GEOLOGICKÁ HISTORIE A VÝVOJ KLIMATU V MINULOSTI	25
5.1 Geologie Svalbardu.....	25
5.2 Holocén	26
6 VÝVOJ ZALEDNĚNÍ ARKTIDY A SVALBARDU	29
6.1 Last Glacial Maximum (LGM)	29
6.2 Poslední maximální zalednění Svalbardu	29
6.3 Období holocénu na Svalbardu	30
6.4 Malá doba ledová	31
6.5 Vývoj zalednění na Svalbardu po Malé době ledové.....	33
6.6 Vývoj zalednění oblasti Billefjorden	34
7 JEZERNÍ EKOSYSTÉMY ARKTICKÝCH OBLASTÍ.....	36
7.1 Definice jezera, jejich vznik a zánik.....	37
7.2 Typy jezer arktických oblastí	38
7.3 Jezerní ekosystémy oblasti Billefjorden-Petuniabukta	39
8 VYBRANÉ JEZERNÍ EKOSYSTÉMY OBLASTI BILLEFJORDEN-PETUNIABUKTA	42
8.1 JEZERA OBLASTI HØRBYEBREEN	42
8.1.1 Předešlé výzkumy jezer oblasti Hørbyebreen.....	45
8.1.2 Současný stav jezer lokality Hørbyebreen a zhodnocení výsledků terénního měření46	
8.1.3 Význam studia rozsivek arktických jezer	52
8.1.4 Studie rozsivek v oblasti Hørbyebreen	52
8.2 JEZERO GARMAKSLA	56
8.2.1 Současný stav jezera Garmaksla a zhodnocení výsledků terénního měření	56

8.3	JEZERA OBLASTI BRUCEBYEN	62
8.3.1	Současný stav jezer lokality Brucebyen a zhodnocení výsledků terénního měření	63
8.4	JEZERA NORDENSKIÖLD	66
8.4.1	Současný stav jezer Nordenskiöld a zhodnocení výsledků terénního měření	67
8.5	LOKALITA MATHIESONDALEN	72
8.5.1	Současný stav jezer lokality Mathiesondalen a zhodnocení výsledků terénního měření 75	
8.6	LOKALITA LEDOVCE RAGNAR	81
8.6.1	Současný stav jezera Ragnar a zhodnocení výsledků terénního měření	84
9	ZÁVĚR	88
10	SUMMARY	90
	POUŽITÁ LITERATURA A INFORMAČNÍ ZDROJE	
	PŘÍLOHY	

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

Zkratka	Význam
BFZ	Billefjorden Fault zone
CPE	Centrum polární ekologie
BP ¹	Before present
LGM	Last Glacial Maximum
LIA	Little Ice Age

¹ BP = Before present, tedy před současností, za současnost se považuje rok 1950

ÚVOD

Polární oblasti jsou v dnešní době předmětem studia badatelů a vědců mnoha různých specializací. Do sféry jejich zájmu se dostávají především ve spojení s aktuálními tématy, jako je globální klimatická změna, nárůst průměrné roční teploty a úbytek ledovců. Nárůst teploty vzduchu je jednou z nejvýznamnějších součástí klimatické změny. V Arktidě došlo k nárůstu o 0,1°C za poslední desetiletí (ACIA, 2005). Mezivládní panel pro změny klimatu potvrdil, že k oteplování dochází na základě kombinací změny přírodních a antropogenních klimatických faktorů. Jedním z příkladů je nárůst skleníkových plynů v atmosféře. Nárůst teploty vzduchu arktických oblastí má velký vliv např. na rychlost tání ledové pokrývky a její dobu trvání v průběhu roku a jak už bylo zmíněno výše, úbytek mořského ledu a tání ledovců (IPPC, 2015). Změny, ke kterým dochází, probíhají v arktických oblastech nejintenzivněji a nejvýrazněji (Čepová, 2013).

Díky stávajícímu rozvoji vědy a studií arktických oblastí se otevírají zcela nové a unikátní možnosti nabytí nových znalostí. Na základě dat získaných z jezerních sedimentů, vrtů z ledovcových jader a mořských sedimentů je patrné, že během posledních 400 let prodělává i oblast Arktidy značné změny. Tyto změny jsou spojovány s dlouhodobějšími změnami v období holocénu (posledních 10 000 let). Léta se ve srovnání se středním holocénem oteplila v průměru o 1 – 2°C. Avšak v období před rokem 1600 n. l. došlo k výraznému ochlazení. Tento trend vyvrcholil klimatickou anomálií, tzv. Malou dobou ledovou (Little Ice Age) (Overpeck, 1997), jejíž počátek je datován před rokem 1600 n. l. (Overpeck, 1997) a konec do 19. století n. l. (Shindell, 2009).

Malá doba ledová postihla i souostroví Svalbard, kde došlo k ochlazení a nárůstu objemu ledovců. Souostroví Svalbard je z 60% pokryto ledovci, které jsou od ukončení Malé doby ledové na ústupu. Ústup ledovců je trend, který pokračuje a samotný úbytek ledovcové masy má značný vliv na změny v krajině a její další vývoj. Ledovce působí značnou silou na své podloží a ledovcová eroze způsobuje změny v reliéfu a formuje krajinu (Rachlewicz, 2007). Ústupy ledovců daly vzniknout i nemalému počtu jezerních pánví různých typů.

Práce se soustředí na výzkum těchto jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden – Petuniabukta a rovněž na jejich vývoj po ústupu ledovců Malé doby

ledové. Z dostupných odborných publikací, vědeckých článků a studií byla vypracována teoretická část zaměřená na základní informace o vývoji zalednění Arktidy s ohledem na území Svalbardu v období holocénu a charakterizující období Malé doby ledové. Na základě dostupných dat, která byla sesbírána během terénního měření, je zhodnocen současný stav jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden-Petuniabukta a jejich stav po ústupu Malé doby ledové. Základní charakteristiky studované lokality byly již popsány v bakalářské práci *Jezerní ekosystémy vybrané oblasti souostroví Špicberky* (Čepová, 2013). V této práci se autorka věnovala genetické klasifikaci jezerních pánví a vyhodnocení výsledků terénního měření základních fyzikálně-chemických parametrů jezer z roku 2012. V tomto roce se autorka poprvé účastnila polární expedice, konkrétně kurzu polární ekologie, kde pod vedením odborníků prováděla výzkum v terénu a zároveň si rozšířila znalosti týkající se polární ekologie.

Záměrem autorky bylo navázat na předešlou práci a pokračovat ve studiu jezerních ekosystémů totožné zájmové oblasti jako v roce 2012. Proto se roku 2014 znovu zúčastnila další polární expedice na souostroví Svalbard, realizované ve spolupráci Jihočeské univerzity a Centra polární ekologie se sídlem v Českých Budějovicích. Expedice proběhla koncem letní sezony, kdy byly provedeny i terénní práce na vybraných lokalitách.

1 CÍLE PRÁCE

Diplomová práce je zaměřena na studium jezerních ekosystému v oblasti Billefjorden – Petuniabukta na souostroví Svalbard. Na základě dat získaných během let 2011 až 2014 českými vědci působícími na Svalbardu přímo na základně v oblasti Billefjorden-Petuniabukta a dostupných leteckých snímků je posouzen jejich vývoj a stav po ústupu Malé doby ledové a zhodnocen jejich současný stav. Součástí práce je rešerše literatury, a to především anglicky dostupných publikací a odborných článků týkající se dané problematiky. Posouzení současného stavu a jeho zhodnocení je provedeno na základě dostupných zdrojů a dat získaných během terénního měření realizovaného na přelomu srpna a září v roce 2014 na souostroví Svalbard, jehož byla autorka přímým účastníkem. Dostupné letecké snímky z let 1936, 1961, 1990 a 2009 slouží jako zdroje informací k posouzení stavu jezerních pánví v průběhu předchozích let a k odhadu stáří jezerních pánví.



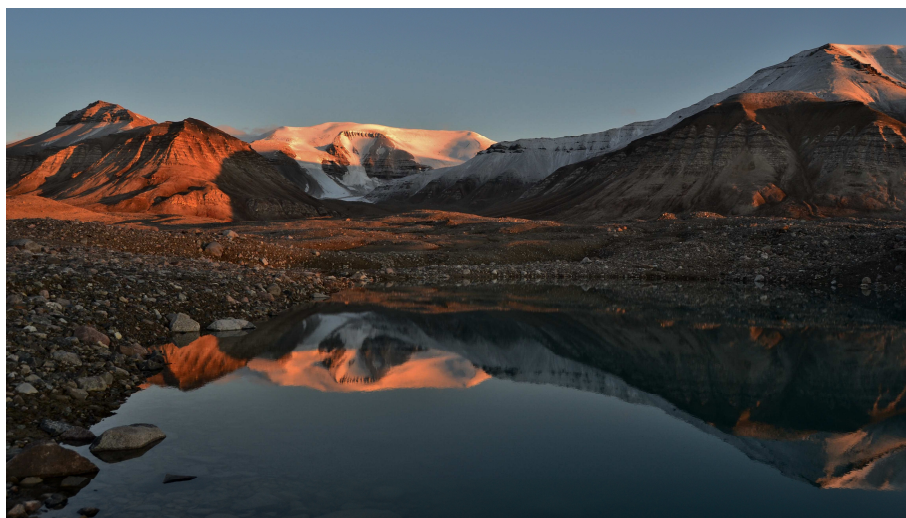
Obr. 1.1: Krajina Svalbardu, oblast Billefjorden – Petuniabukta (Čepová, 2012)

2 REŠERŠE LITERATURY

2.1 Diskuze s literaturou

Součástí diplomové práce je, včetně terénního měření, následného zpracování a vyhodnocení získaných dat, také teoretická část. Teoretická část je vypracována na základě práce s anglicky psanou odbornou literaturou, s rozbory vědeckých článků a studií. Autorka čerpala především z článků publikovaných v polském časopise *Polish Polar Research*², z příspěvků polárních konferencí a studií, které byly realizovány v okolí zájmové oblasti a zabývaly se podobnou tematikou.

Autorka čerpala i z dalších zdrojů, např. webových stránek a webových portálů. Zmíněné jsou zejména internetové stránky Norského Polárního Institutu, na kterých je provozován mapový portál souostroví. Tento zdroj zároveň poskytuje řadu dalších, k tématu práce relevantních informací, které jsou dostupné i v anglickém jazyce. Jak je již zmíněno v Úvodu této práce, základní charakteristiky zájmového území byly již podrobněji vypracovány v bakalářské práci *Jezerní ekosystémy vybrané oblasti souostroví Špicberky* (Čepová, 2013).



Obr. 2.1: Jezerní ekosystémy oblasti Nordenskiöld (Kavan, 2012)

² Časopis *Polish Polar Research* je čtvrtletník vydávaný Committee on Polar Research of the Polish Academy of Sciences. Archiv čísel je dostupný na internetové stránce <http://www.polish.polar.pan.pl/>.

3 TERÉNNÍ PRÁCE

Terénní práce proběhly v okolí české výzkumné stanice Jihočeské univerzity a Centra polární ekologie, která se nachází na Svalbardu v oblasti Billefjorden – Petuniabukta. Na stanici autorka pobývala 3 týdny během léta roku 2014. Společně s dalšími odborníky, kteří na stanici působí během celé letní sezony, se podílela na výzkumu zájmové oblasti.

Na jezerech bylo provedeno měření základních fyzikálně – chemických parametrů, a to teploty, pH a specifické konduktivity. Na vybraných lokalitách, kde doposud nebyly k dispozici batymetrické údaje, bylo provedeno batymetrické mapování. Získané údaje byly následně zpracovány do digitální podoby. Na lokalitách, kde jsou instalované datalogery pro snímání kontinuální teploty, byla data v terénu sesbírána a zpracována. Na vybraných lokalitách byly pořízeny fotografické snímky a provedena tzv. fotogrammetrie, která bude v budoucnu zdrojem pro modelaci terénu. Některé lokality byly zmapovány a byla objevena nová jezera a naopak bylo zjištěno, že některá, již známá jezera, zanikla. Poloha jezer byla zaznamenána pomocí přístroje GPS.



Obr. 3.1: Vybavení pro terénní práce na Svalbardu (Čepová, 2014)

3.1 Zájmové území

Zájmové území se rozkládá na souostroví Svalbard, ve vnitřní části ostrova Spitsbergen, který je největší ze všech ostrovů souostroví. Celková rozloha souostroví Svalbard je 61 020 km² (Statistics Norway, 2015). Souostroví je obklopeno Grónským mořem, Barentsovým mořem, Norským mořem a Arktickým

oceánem. Jednotlivé ostrovy jsou značně členité vlivem glaciálních a periglaciálních procesů. Nejvyšší vrcholy sahají do výšek přes 1 700 m n. m. Jsou to vrcholy Newtontoppen (1713 m n. m.) a Perriertoppen (1712 m n. m.) (Statistics Norway, 2015).

Studovaná lokalita se nachází v oblasti Billefjorden, jež je jednou z větví systému Isfjorden a nachází se v centrální části Svalbardu. Isfjorden je s délkou 107 km druhý nejdelší fjord západního pobřeží (Norsk Polar Institut, 2015). Tato část končí v severní části poměrně mělkou zátokou Petuniabukta. Mělkost je dána jeho boční pozicí oproti hlavnímu ledovému proudu v období pleistocénu. Celý fjord je obklopen strmými horami, které dosahují výšek 265 m n. m. až 935 m n. m. (Komárek a kol. 2012). Do zátoky Petuniabukta ústí několik ledovcových údolí a splazů, např. Hørbyedalen, Rangardalen a Ebbadalen. Tavná voda z ledovců je odváděna ledovcovými toky do zátoky Petuniabukta. Zde dochází k mísení se slanější mořskou vodou. Tím dochází ke snížení salinity mořské vody, která vede ke zvýšení bodu mrznutí a dřívějšímu zámrazu vody v zátocce Petuniabukta vzhledem k částem fjordu bližším k volné mořské hladině (Ambrožová, 2013). Údolí jsou oddělena poměrně vysokými horskými hřbety, jejichž vrcholy dosahují až 939 m n. m. (Pyramiden) nebo 773 m n. m. (Mumien Peak).



Obr. 3.2: Oblast Billefjorden – Petuniabukta, mořské terasy (Čepová, 2014)

Přes celé území se táhne geologická porucha, tzv. Billefjorden Fault Zone (BFZ). Geologická stavba studovaného území silně koreluje s touto poruchou. Vznikly zde komplexy hornin, které patří do čtyř strukturálních subjektů a liší se svým věkem i původem. Ve vnitřní části došlo k akumulaci materiálu a nacházejí se zde glaciofluviální sedimenty.

Během období raného holocénu došlo k vyvýšení celé oblasti v důsledku glacioizostatického vyzdvižení a to formovalo vznik izostaticky vyzdvižených mořských teras (Szczeniński a Rachlewicz 2007).

Současné zalednění v okolí Petuniabukta ustoupilo po období Malé doby ledové (600 až 100 BP). V oblasti se nachází kolem deseti ledovců, z nichž největší je ledovec Nordenskiöld. Dalšími ledovci jsou ledovce Ebbabreen (25 km), Hørbyebreen (20 km) a Ragnarbreen (7 km) (Rachlewicz, 2007). Od počátku 20. století pozorujeme úbytek ledovců, které ustupují rychlostí v rozmezí od několika metrů až do 50 metrů za rok (Szczeniński a Rachlewicz 2007).

Klima souostroví je ovlivněno mořskými proudy, díky kterým je Svalbard považován za nejteplejší oblast tzv. vysoké Arktidy. Východní pobřeží je chladnější díky vlivu sibiřských proudů. Mezi Islandem a Norskem převládají západní nebo jihozápadní větry, které přinášejí na Svalbard mírné klima z nižších zeměpisných šířek (Čepová, 2013). Klima je značně variabilní z důvodu blízkosti polární fronty, která způsobuje střídání vzduchových hmot různého původu (Ambrožová, 2013).

Průměrná roční teplota vzduchu Svalbardu je kolem $-5,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. V oblasti Billefjorden je dlouhodobá průměrná roční teplota nižší a klesá na hodnotu $-6,5^{\circ}\text{C}$ (Rachlewicz, 2003). Førland (1997) udává hodnotu průměrné roční teploty $-6,3^{\circ}\text{C}$. V letním období průměrná teplota dosahuje hodnoty až $4,3^{\circ}\text{C}$, v zimě klesá až na hodnotu -14°C (Førland et al., 1997). Hanssen-Bauer et al. (1990) uvádí, že teplotní maxima jsou v červenci a srpnu ($5-6^{\circ}\text{C}$), naopak minima bývají v lednu a březnu. Během léta jen zřídka dosahují maximální teploty vyšší, jak 15°C (Čepová, 2013).

Srážky na Svalbardu jsou obecně nízké. Průměrný srážkový úhrn v letech 1961 – 1990 byl 180,7 mm. Zimní srážkový úhrn (53,4 mm) byl o více než 20% vyšší než letní (43,7 mm) (Ambrožová, 2013). Podle Hanssen-Bauer et al. (1990) je centrální oblast souostroví charakteristická relativně nízkými srážkami (200mm za rok) ve srovnání se západním pobřeží, které je vlhčí díky vlivu oceánu (400 mm za rok).

Minimum srážek spadne v dubnu až červnu, zatímco maxima jsou v srpnu a únoru (Čepová, 2012).

Reliéf je ovlivněn ledovcovou činností, ale také procesy probíhajícími v permafrostu, slabým rostlinným pokryvem, který umožňuje slabé glaciální toky a tání sezónní sněhové pokrývky. Typickými tvary reliéfu jsou polygonální půdy, které tvoří pravidelné několikahránné kamenné kruhy. Dalšími tvary, které lze pozorovat v krajině jsou pinga, ledovcové morény a další. V zájmové oblasti se nachází několik lokalit s jezerními ekosystémy, kterými se autorka podrobněji zabývá v této diplomové práci. Jedná se o lokality v blízkosti Hørbyebreen, Nordenskiöldbreen, jezera v oblasti Brucebyen, proglaciální jezero v těsné blízkosti čelní morény Ragnarbreen, krasová jezera oblasti Mathiesondalen a jezero Garmaksla.



Obr. 3.3: vlevo: Ledovec Nordenskiöld (Čepová, 2014), vpravo: tektonická porucha Billefjorden Fault Zone (Čepová, 2014)

3.2 Působení českých vědců na souostroví Svalbard

První česká expedice přírodovědců se vypravila na souostroví Svalbard roku 1985. Přírodovědci z Univerzity J. E. Purkyně působili během expedice na základně Polské akademie věd v Horsundu. Této expedice se účastnili významní geografové jako Rudolf Brázdil a Pavel Prošek. Výzkum byl zaměřen na studium permafrostu (Lidé a země, 2012). Při další expedici roku 1988, se tito vědci zaměřili na geomorfologický a klimatologický výzkum v oblasti ležící kolem hornického města Barentsburg.

O dva roky později se uskutečnila další výprava, tentokrát Masarykovy univerzity v čele s Pavlem Proškem a Rudolfem Brázdilem. Tato expedice byla věnována klimatologickému pozorování ledovce Martha a jeho vlivu na přízemní vrstvu atmosféry. V letech 1988 až 2001 probíhala řada biologických výzkumů a projektů, na kterých se podílel především Josef Elster a Klára Řeháková (Lidé a země, 2012).

V současné době probíhá výzkum vědců z Masarykovy univerzity v Brně, Botanického ústavu Akademie věd České republiky v Třeboni a Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, týkající se klimatu a biologické rozmanitosti centrální části souostroví Špicberky (Masarykova univerzita v Brně, 2013). Vědci působí na české výzkumné stanici v zálivu Petunia. Od roku 2014 je k dispozici nově vybudovaná výzkumná stanice, která se nachází v hlavním městě Longyearbyen (Centrum Polární Ekologie, 2015).



Obr. 3.4: Český kontejner v bývalém hornickém městě Pyramiden (Kavan, 2012)

3.2.1 Česká výzkumná stanice

Česká stanice je situována na západním břehu zátoky Petuniabukta. Nachází se přibližně hodinu plavby od bývalého těžařského města Pyramiden, v bývalé ruské chatě, přibližně 50 metrů od břehu moře a ve výšce 2 až 3 m nad mořem. Základna je umístěna téměř na 79°severní zeměpisné šířky (GPS souřadnice: 78°40' 010"N, 16°24'240"E). V okolí jsou dostupné téměř všechny lokální ekosystémy vhodné pro studium polární ekologie. Jsou to nejen ledovce, ale i sněhová pole, suché lokality podobající se arktickým pouštím, odledněná území, rašeliništní mokřady a samotné mokřadní ekosystémy. Výzkum na jezerech průběžně probíhá na několika lokalitách, které jsou dostupné pěšky nebo po moři s použitím člunu.



Obr. 3.5: Česká výzkumná stanice v oblasti Billefjorden – Petuniabukta (Čepová, 2014)



Obr. 3.6: Mapa Svalbardu s vyznačenou zájmovou lokalitou Billefjorden - Petuniabukta (převzato z: Centrum polární ekologie, 2015; dostupné z <http://polar.prf.jcu.cz>)

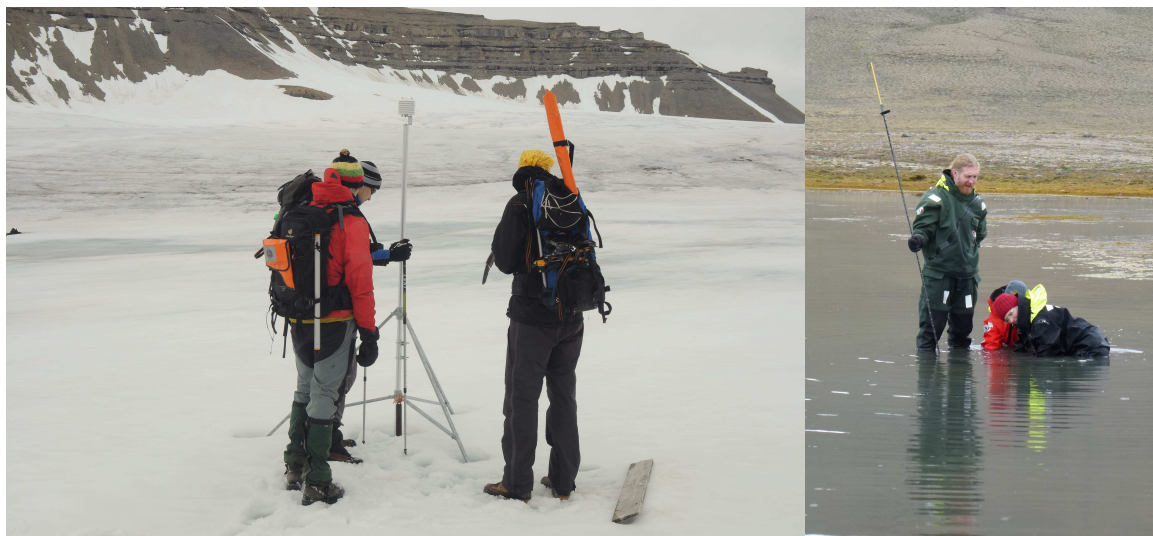
4 METODIKA

4.1 Terénní šetření

Všechny zájmové lokality, které byly předmětem výzkumu, jsou z české výzkumné stanice dostupné pěšky nebo po moři pomocí člunu. Jak již bylo zmíněno, na jezerech byly měřeny základní fyzikálně - chemické parametry - teplota vody, pH a specifická konduktivita. Na základě porovnání dat získaných z předešlých měření a dat získaných z nově provedených měření došlo k vyhodnocení zjištěných údajů a následnému grafickému zpracování výsledků měření. Díky předešlým výzkumům jezerních ekosystému jsou k dispozici data z let 2011 až 2014, je tedy možné porovnávat hodnoty měřených parametrů v několikaletých periodách.

4.2 Materiály

Pro měření základních fyzikálně - chemických parametrů byla použita multisonda YSI 556 MPS a kapesní přístroj HI 98129. Na lokalitách, kde jsou instalované datalogery, jsou nainstalované přístroje Minkin T. Na jezerech v oblasti Mathiesondalen byla teplota měřena pomocí dataloggeru Heron dipperLog. Batymetrické mapování bylo provedeno pomocí GPS sonaru Garmin GPSMAP 540s a k mapování byl použit nafukovací člun. Snímky byly pořízeny digitálním fotoaparátem.



Obř. 4.1: Práce výzkumníků v terénu: vlevo: ledovce Bertill (Juras, 2012), vpravo: odběr jezerního sedimentu lokality Brucebyen (Čepová, 2012)

4.3 Data

Použitá data byla získána v rámci realizace terénních měření přímo na souostroví Svalbard. Centrum Polární ekologie poskytlo autorce pro účely využití v diplomové práci další relevantní data z předchozích let. Jedná se především o data z dataloggerů, které jsou instalovány na některých lokalitách, data získaná z terénních měření apod. Na lokalitách jsou instalované dataloggery snímající teplotu v průběhu roku s hodinovými intervaly. Dále byly autorce poskytnuty letecké snímky zájmové lokality. Tyto letecké snímky, zakoupené Centrem polární ekologie, byly pořízeny Norským polárním institutem (Norsk Polar Institut). Snímky pocházejí z let 1936, 1960 a 1990, byly pořízeny při mapování Svalbardu a jsou georeferencovány pomocí programu ArcGIS na základě dostupných mapových podkladů.

Nejnovější mapy Svalbardu jsou dostupné na mapovém portálu Norského polárního institutu, na webových stránkách Toposvalbard dostupné online z <http://toposvalbard.no>.

4.4 Základní fyzikálně – chemické parametry měřené na jezerech

Měřenými parametry na jezerech byla teplota, specifická konduktivita a pH. Teplotou rozumíme charakteristiku tepelného stavu hmoty. Souvisí s kinetickou energií částic látky. Jednotkou je Kelvin (K), vedlejší jednotkou jsou stupně Celsia (°C). V našem případě je teplota uváděna ve stupních Celsia. Dalším parametrem je specifická konduktivita, která je ukazatelem schopnosti roztoku vést elektrický proud, který je závislý na teplotě. Její jednotkou je $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Posledním sledovaným parametrem je pH. Hodnota pH nám ukazuje relativní kyselost nebo zásaditost roztoku, které jsou určeny záporným dekadickým logaritmem koncentrace hydrogenových iontů H^+ (Čepová, 2013).

4.4.1 Výzkumy jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden - Petuniabukta

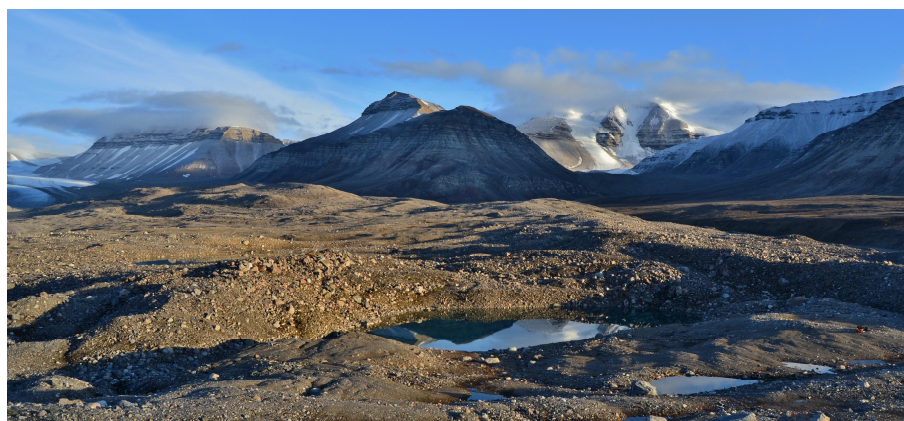
Systematické výzkumy jezerních ekosystémů v okolí české výzkumné stanice byly zahájeny již v roce 2011. Během posledních let byla provedena měření základních fyzikálně – chemických parametrů na jezerech, na lokalitách Garmaksla, Mathiesondalen a Ragnar bylo provedeno batymetrické mapování a na jezeře Garmaksla a Brucebyen byly odebrány vzorky sedimentů dna pro

paleolimnologické účely. Tyto vzorky byly podrobeny analýze a rozboru. Díky analýzám je možná rekonstrukce vývoje klimatu v období holocénu a odhad stáří jezerních pánví. V předešlých letech byla provedena genetická klasifikace jezer zájmového území (Čepová, Kavan, 2012) a v následujících letech se pokračovalo v měření základních fyzikálně-chemických parametrů. Na místech, kde jsou instalovány datalogery pro snímání kontinuální teploty a někde i výšky hladiny jezer, jsou k dispozici data z let předešlých a můžeme tedy pozorovat vývoj sledovaných veličin ve víceletých periodách.

4.4.2 Fotogrammetrie

Fotogrammetrie je technika zabývající se určováním polohy, tvaru a velikosti objektů z fotografických snímků (Hanzl et al., 2001). Podle počtu snímků, které jsou vyhodnocovány, dělíme fotogrammetrii na jednosnímkovou a vícesnímkovou. Fotogrammetrie jednosnímková vyhodnocuje samotné měřičské snímky. Zatímco vícesnímková fotogrammetrie, která bývá označována za tzv. stereogrammetrii, určuje 3D souřadnice ze vzájemně se překrývajících snímků. Vícesnímková fotogrammetrie využívá stereoskopického vjemu. Při tvorbě snímků je dobré před snímáním povrchu provést tzv. signalizaci bodů, které budou sloužit k dodatečnému doměřování. Body musí kontrastovat s okolím, jsou známy jejich GPS souřadnice. Tyto body označujeme za tzv. vlíčovací body.

Pro získávání výškových dat v Arktidě je jednou z nejpoužívanějších technik právě fotogrammetrie a DTM nebo opakované letecké laserové skenování (G. Moholdt a Ch. Nuth, 2010). Letecké snímání je však velice nákladné a není přesné v akumulacích oblastech, kde se nachází malé množství vlíčovacích bodů (G. Moholdt a Ch. Nuth, 2010).



Obr. 4.2: Oblast Billefjorden-Petuniabukta (Kavan, 2012)

4.4.3 Mapování Svalbardu

Podrobné mapování Svalbardu začalo před více než 100 lety. V té době Švédové a Rusové provedly rozsáhlé průzkumy v oblasti Storfjorden a Hinlopenstredet, podél západní strany Nordaustlandet, včetně ostrovů a dále na sever. Toto mapování bylo součástí projektu zaměřeného k určení tvaru a velikosti Země. Norské mapování započalo o pár let později, a to v letech 1906 – 1907, pod vedením Gunnara Isachcena. Byla zmapována oblast mezi Kongsfjorden a Raudfjorden. Další mapování probíhalo v následujících letech.

Velké části Svalbardu byly zmapovány již před rokem 1928, kdy byl založen geologem Adolfem Hoelem NSIU³ (Norges Svalbard- og Ishavs-undersøkelse). Potřeby důlního průmyslu a dostupné kvalitnější metody vedly k dalšímu snímkování, které dosahovalo vyšší kvality.

V létě roku 1936 byly pořízeny šikmé snímky ze vzduchu pomocí kamery Norským Polárním Institutem (Norsk Polar Institut). Letecký snímek z tohoto roku je na Obr. 4.3. Až do padesátých let byly tyto snímky využívány nejčastěji. Byla vytvořena topografická mapa (S100) v měřítku 1: 100 000 s intervalem vrstevnic 50 metrů.

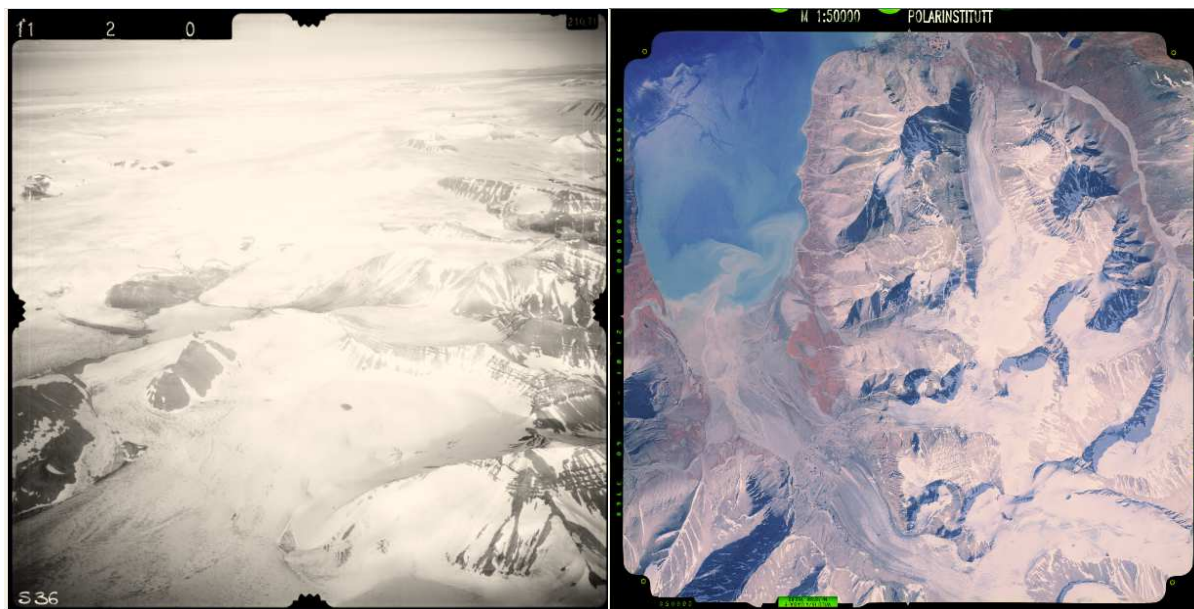
Roku 1960 šikmé snímkování nahradila technika vertikálního snímkování, které vedlo ke zlepšení kvality dosavadních map. Roku 1968 byl zakoupen nový přístroj Wild A7 autograf Norským Polárním institutem díky kterému bylo možné tisknout kvalitnější mapy. V této době byla většina území Svalbardu pokryta leteckými snímky v měřítku od 1:30 000 až do 1:50 000.

V roce 1990 proběhla další série leteckého snímkování v měřítku 1:50 000. Jeden z leteckých snímků je vyobrazen na Obr. 4.3. Některé oblasti, především jižní části Svalbardu, byly pokryty snímky v měřítku 1:15 000. Roku 1993 byl zakoupen nový digitální přístroj pro tvorbu map a byl použit při snímkování v roce 1999 (Norsk Polar Institut, 2014).

Nejnovější mapy jsou dnes zveřejněny na mapovém portálu Norského polárního institutu Toposvalbard, na webových stránkách: <http://toposvalbard.npolar.no>, kde jsou kromě topografických map dostupné i

³ NSIU (Norges Svalbard- og Ishavs-undersøkelse) byla instituce určena primárně pro výzkum Arktidy a roku 1948 vznikl Norský Polární Institut (Norsk Polar Institut), který pokračoval v práci NSIU (Norsk Polar Institut, 2015)

satelitní mapy. Tyto mapy jsou sestaveny ze snímků získaných při snímkování mezi léty 2008 a 2012 z družice Landstat 8. Dále jsou k dispozici i 3D modely krajiny z ptáčí perspektivy.



Obr. 4.3 Letecké snímky: vlevo: letecký snímek z roku 1936; vpravo: letecký snímek z roku 1990 (Norsk Polar Institut)

4.4.4 Paleoklimatologie

Studiem změn klimatu v minulosti se zabývá paleoklimatologie. Informace o změnách nám podávají tzv. proxy data - nepřímé údaje, které slouží vědcům při rekonstrukci klimatických podmínek panujících na Zemi v minulosti. Zdrojem proxy dat jsou například letokruhy, pylová zrna, vrty, korály, mořské a jezerní sedimenty a ledovcová jádra. Arktické oblasti jsou v současnosti poznamenány globální klimatickou změnou a vědci se snaží vytvořit klimatické modely, které predikují, k jakým změnám dojde v arktických oblastech v budoucnosti. V centru pozornosti vědců jsou arktické oblasti právě proto, že ke změnám v kontextu s globální klimatickou změnou dochází nejintenzivněji a nejrychleji. Změny se netýkají pouze tání ledovců, ale mezi další citlivé komponenty patří jak biota, krajina, tak i tání permafrostu, neboť i to je spojováno s globální klimatickou změnou.

Zdrojem proxy dat ke konstrukci paleoklimatu na Svalbardu jsou především ledovcová jádra z Lomonosovfonny ledovcové plošiny a Austfonny ledovcové čepice (Divine et al, 2011;. Grinsted et al, 2006;. Isaksson et al., 2005; Nagornov et al.,

2006) a proxy data z jezerních sedimentů. Dále jsou to i biologické analýzy (Birks et al, 2004; Guilizzoni et al, 2006, Holmgren et al., 2010; Jiang a kol, 2011.; Velle et al., 2010; uvedeno v Svendsen and Mangerud, 1997), které poskytují omezené informace o klimatu z důvodu hrubého časového rozlišení a sedimentární a objemové geochemické analýzy (Svendsen and Mangerud, 1997).



Obr. 4.4: Odběr sedimentu ze dna jezera Garmaksla určené k analýze a následné rekonstrukci paleoklimatu; vlevo: vzorek sedimentu (Kavan, 2012); vpravo: odběr jezerního sedimentu ze dna jezera Garmaksla(Kavan, 2012)

5 GEOLOGICKÁ HISTORIE A VÝVOJ KLIMATU V MINULOSTI

Změna klimatu a dopady této změny na krajinu jsou v dnešní době často diskutovanými tématy. Změna klimatu je mj. spojována s hospodářskou činností člověka, která tyto změny urychluje. Ke změnám klimatu však docházelo i v minulosti. V období holocénu krajina Svalbardu prodělala značné změny, které formovaly dnešní reliéf souostroví a jeho svérázný krajinný ráz. Výskyt ledovců a jejich působení formovalo reliéf Svalbardu do dnešní současné podoby.

5.1 Geologie Svalbardu

Svalbard se vyznačuje geologickou rozmanitostí na relativně malém území, a to i přes to, že většina rozlohy území je pokryta ledovci. Svalbard je geology považován za tzv. geologický archiv a laboratoř. V krajině jsou dobře viditelné jak současné geologické procesy, tak i procesy, které probíhaly dávno v minulosti. Dalším významným aspektem je sedimentární sukcese na Svalbardu, která se v severní Evropě vyskytuje vzácně nebo vůbec. Svalbard leží v severozápadní části okraje Euroasijské desky při kontinentálním rozhraní Evropy a Ameriky. Ve vzdálenosti 50 – 100 km od severního pobřeží se nachází pasivní kontinentální okraj, který tvoří hranici Euroasijské desky s deskou Severního ledového oceánu. Na západě odděluje pobřeží hlavního ostrova Spitsbergen 40 – 80 km široký šelf ze strukturálně složitě oblasti oceánské - Knipovich hřbet. Centrální část tohoto hřbetu je členěna na systémy tektonických poruch a to na Špicherský na severu a na Grónský na jihu. Od Grónska Svalbard odděluje Středoatlantský hřbet (Čepová, 2013). Po formování Kaledonským vrásněním vznikla na Svalbardu řada komplexů se svou vlastní geologickou historií. Po dlouhou dobu byl Svalbard pod hladinou světového oceánu. Bahno, písek, štěrk a vápenec se nepřetržitě ukládaly a vytvořily dnes viditelnou stratifikaci (Elvevold et al., 2007).

Podloží Svalbardu tvoří žula, rula, břidlice, pískovec a čedič. Věk jednotlivých hornin se liší. Ložiska jílu, písku a štěrku, které překrývají podloží, jsou mnohem mladší než podloží. Geologické procesy, které vytvořily tyto sedimenty, jsou spojeny s činností ledovců a jejich erozí. Podstatný vliv měla také fluviální činnost toků a řek,

které odnášely materiál směrem k moři, kde docházelo k jeho ukládání. Dalšími významnými faktory na tvorbu reliéfu měl vítr a mráz. (Elvevold et al., 2007).

Geologický vývoj Svalbardu lze rozdělit do tří hlavních divizí: první je podloží, které zahrnuje nejstarší materiál z období prekambria až siluru. Je složeno především z vyvřelých a metamorfovaných hornin, které prošly různými změnami. Druhou divizí jsou sedimentární horniny, které vznikly v pozdním paleozoiku až kenozoiku. Poslední divizí jsou nekonsolidované sedimenty z období čtvrtohor, jedná se především o ty z období poslední doby ledové, tedy morény, fluviální sedimenty, tily a sutě. Celkově je oblast velmi bohatá právě na karbonské sedimenty, které byly v minulosti vyhledávány pro těžbu uhlí. Současné geologické procesy jsou spojeny s výskytem permafrostu a s přítomností ledovců a jejich činností (Čepová, 2013).

5.2 Holocén

Nejmladší geologickou érou, která přetrvává dodnes, je holocén, který je oddělením kvartéru. Období kvartéru trvá přibližně 1,6 nebo 1,8 až 2 miliony let. Období kvartéru se dělí na dvě období. Starší období, pleistocén a mladší období, holocén. V období kvartéru docházelo k častým klimatickým změnám. Dokazují nám získaná data a následné analýzy těchto dat. Příkladem jsou analýzy založené na datování, např. izotopy kyslíku, dusíku, uhlíku, analýzy dat z jezerních sedimentů, pylové analýzy. Pomocí těchto dat jsme schopni rekonstruovat průběh paleoklimatu. Na změny a kolísání klimatu mají vliv významné faktory, kterými jsou cyklické astronomické procesy, které jsou označovány jako Milankovičovy cykly. Milankovičovy cykly se vyznačují opakujícími se změnami tvaru oběžné dráhy Země, sklonu zemské osy a množství přijatého slunečního záření. Cykly s periodou necelých sto tisíc let jsou způsobeny excentricitou oběžné dráhy Země kolem Slunce, na cykly s periodou 40 tisíc let má vliv změna sklonu zemské osy a cykly s periodou přibližně 21 tisíc let způsobuje precese (Hewitt, 2000). Dále mají vliv na změny klimatu pozemské procesy jako výchylka oceánské cirkulace, obsah oxidu uhličitého v atmosféře, vulkanismus, rozložení kontinentů a oceánů atd. Díky těmto změnám docházelo ke střídání dob ledových (glaciálů) a meziledových (interglaciálů). V jejich rámci můžeme vyčlenit ještě velmi chladná období - stadiály a chladná období - interstadiály (Geologická encyklopedie, 2015).

V glaciálech narůstá objem kontinentálních a horských ledovců, fixací vody v ledovcích klesá hladina světového oceánu, klima je chladné a suché. V interglaciálech se objem ledovců zmenšuje, stoupá hladina oceánu a klima je teplejší a vlhčí (Bábek, 2005).

Období pleistocénu je charakteristické značnými výkyvy teplot a typické je kolísání hranice polárního zalednění. Oproti tomu období holocénu je charakteristické menšími výkyvy teplot. Ke změnám docházelo, ale nikoli k tak drastickým jako v pleistocénu. Holocén je považován za teplejší období, které je však součástí dlouhodobého klimatického cyklu planety. Období holocénu zaujímá posledních 10 000 až 12 000 let včetně současnosti.

Počátek pleistocénu se vyznačuje celosvětovým ochlazením, po němž následovalo střídání dob ledových - glaciálů s teplejšími dobami meziledovými - interglaciály. Hranice mezi starším pleistocénem a mladším holocénem je kladena do konce doby ledové, tj. asi před 10 000 let (někdy až 12 000 let). Definitivní odtání ledovců se projevilo výrazným zvýšením mořské hladiny. Kvartérní sedimenty vznikaly hlavně na kontinentech a od doby asi před 5 000 let začaly být výrazně ovlivňovány činností člověka (Česká geologická společnost, 2014). Počátkem holocénu vyhynuly mnohé druhy živočichů, především velkých savců, jako byly například mamuti a šavlozubí tygři. Došlo k rozšíření současných rostlin a živočichů. Konec doby ledové umožnil vytvoření podmínek pro vznik prvních civilizací, kdy došlo k rozsáhlé klimatické změně a člověk přešel od lovce a sběrače k pastevectví a zemědělství. Tento akt je označován jako neolitická revoluce. Nynější studie poukazují na neolitickou revoluci jako počátek vlivu lidské činnosti na klima a životní prostředí.

Tab. 5.1: Změny klimatu v období kvartéru – střídání glaciálů a interglaciálů (převzato z Gibbard a Van Kolfshoten, 2005, upraveno)

	období	stáří BP	typ		klima	
HOLOCÉN	RECENT		1500 - 1700	Little Ace Age	- 1°C	
		Medieval Warm	1 000 - 1 400	"Viking Period"	+ 1°C	
	POST GLACIAL	Subatlantic	2 000 - 800	chladné vlhké		vlhké
		Subboreal	2 000 - 5 000	teplé		suché
			2500, 2700	Hallstat Event	- 1°C	
		Atlantic	5000 - 7000	teplé		vlhké
		Boreal	7 000 - 9 000	postglacial	teplé	suché
			8 200	"mini Younger Dryas"	- 4°C	
		Preboreal	9 000 - 11 500	postglacial	teplé	suché
	LATE GLACIAL	Younger Dryas	11 500 - 12 800	stadial	chladné	
		Allerød	12 800 - 13 900	interstadial	teplé	
		Older Dryas	13 900 - 14 100	stadial	chladné	
		Bølling	14 100 - 14 600	interstadial	teplé	
	PLEISTOCÉN	Oldest Dryas	14 600 - 15 100	stadial	chladné	
Last Glacial Maximum		19 000 - 27 000	glacial	chladné		
Weichselian (Würm)		15 000 - 110 000	glacial	chladné		
Eemian (Riss-Würm)		110 000 - 130 000	interglacial	teplé		
Saalian (Riss)		130 000 - 360 000	glacial	chladné		
Holstein (Mindel-Riss)		360 000 - 450 000	interglacial	teplé		
Elsterian (Mindel)		450 000 - 700 000	glacial	chladné		
Cromerian complex		700 000 - 840 000	interglacial	teplé		
Menapian (Günz)		840 000 - 1 200 000	glacial	chladné		
Waalian (Donau-Günz)		1 200 000 - 1 400 000	interglacial			
Eburonian (Donau)		1 400 000 - 1 740 000	glacial	chladné		
Tiglian (Biber-Donau)		1 740 000 - 2 200 000	interglacial			
Praetiglian (Biber)		2 200 000 - 2 560 000	glacial	chladné		

6 VÝVOJ ZALEDNĚNÍ ARKTIDY A SVALBARDU

6.1 Last Glacial Maximum (LGM)

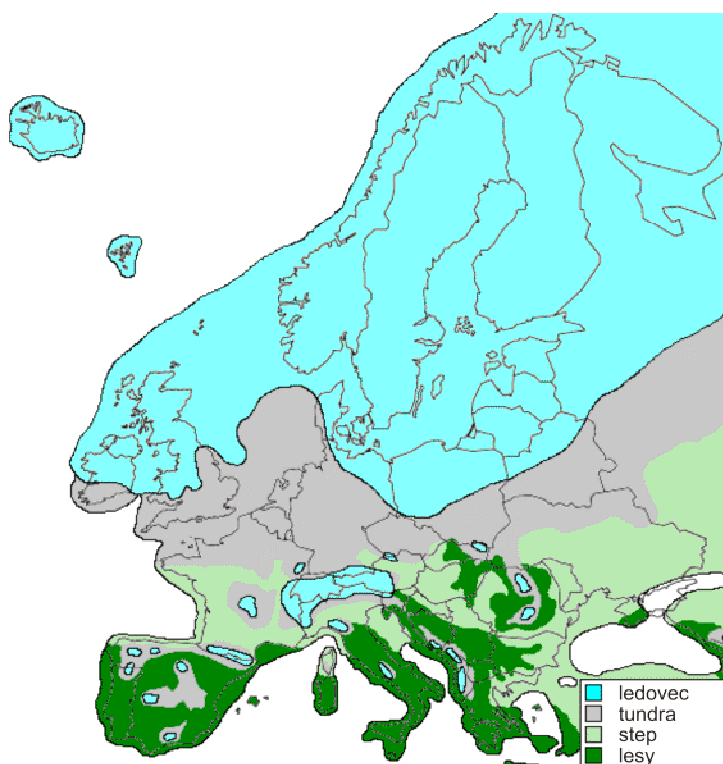
Největší rozsah ledovcové pokrývky během posledního glaciálu nastal v posledním glaciálním maximu (Last Glacial Maximum, LGM) před přibližně 21 tisíci lety (Miller et al. 2010), Roberts (1998) uvádí LGM do období před 25 000 až 18 000 lety. Před více než 21 000 lety BP teplota země výrazně poklesla (Roberts, 1998). Současné studie ukazují na pokles průměrné teploty o 5 až 6°C, oproti současné průměrné teplotě (Miller et al. 2010). V některých částech Země teplota klesla o více jak 20 °C. Tak tomu bylo například v centrální části Grónska. Teplota oceánu se změnila méně než teplota země. Severní ledový oceán byl totiž pokryt trvalým mořským zámrzem, což znemožňovalo výměnu tepla mezi oceánem a atmosférou, a vyvolávalo další ochlazení. Ledová pokrývky pokrývala značnou část severní polokoule, jižní část And a část východní Asie (Roberts, 1998). Většina severní Asie byla příliš suchá na tvorbu ledovcové pokrývky a oblast Sibiře byla charakteristická periglaciálními procesy. Hladina světového oceánu poklesla o více jak 100 metrů (Roberts, 1998). Důvodem bylo zadržení velkého množství vody v ledovcích (Lambeck et al., 2002). Oblast severní Evropy, která nebyla pod ledovcovou pokrývkou, měla rysy tundry, tak, jak ji známe v dnešní době (Roberts, 1998). Po roce 18 000 BP ledová pokrývky začala ustupovat a slábnout. V severní Evropě a v severní Americe trvala deglaciace více jak 9 000 let (Roberts, 1998).

Během období LGM bylo území Svalbardu pravděpodobně zaledněno. Rozsah kontinentálního zalednění Evropy můžeme vidět na Obr. 6.1.

6.2 Poslední maximální zalednění Svalbardu

Poslední maximální zalednění Svalbardu je datováno před 18 000 až 15 000 lety BP (Forman et al., 2004). Podle Salvigsena (2008) došlo k poslednímu maximálnímu zalednění Svalbardu před 18 000 až 20 000 lety. Oblast západní a severozápadní části souostroví byla bez ledu po více než 40 000 let. Podle studií zabývajících se obdobím pleistocénu, kdy docházelo ke střídání dob glaciálů a interglaciálů (18 000 – 15 000 BP), byl Svalbard z velké části pokryt ledem (Landvik et al., 2003). Odledňování Svalbardu započalo přibližně před 13 000 lety BP a to nejdříve na západě a na severu souostroví (Birks et al., 2004a). Na východě

Svalbardu započal proces odledňování před 10 000 až 10 500 lety BP (Birks et al., 1994, Forman et al., 2004). Odledňování oblasti Isfjorden započalo asi před 12 300 lety BP. Rozloha zaledněných oblastí v současnosti dosahuje stejné rozlohy, jako tomu bylo před 10 000 BP. (Mangerud et al., 1992). Ingólfsson uvádí 10 000 BP až 14 000 BP. Následná transgrese moře dala vzniknout mořským terasám, které byly postupně izostaticky vyvýšeny. Během raného holocénu byly ledovce na Svalbardu pravděpodobně menšího rozsahu než je tomu v současnosti (Ingólfsson, 2012).



Obr. 6.1: Rozsah kontinentálního ledovce v Evropě v období před 20 000 lety. (<http://www.geocities.com/regenheim/europeiceage.gif>).

6.3 Období holocénu na Svalbardu

Během období holocénu prodělalo souostroví Svalbard relativně dramatický vývoj a došlo ke značným změnám krajiny a reliéfu. Na počátku kvartéru byl Svalbard a hladina Barentsova moře o několik set metrů výše než je tomu dnes. Zamrzlá oblast se rozprostírala od Svalbardu přes Norsko až po severní Rusko (Elvevold et al., 2007). Období holocénu je na Svalbardu charakteristické střídáním dob ledových a meziledových (glaciálů a interglaciálů). Centrální část Svalbardu vypadala pravděpodobně v raném holocénu jako rozsáhlá vyvýšená plošina

s malými údolími. Dnešní fjordy a velká údolí, která můžeme na Svalbardu vidět, vznikla střídáním dob ledových a meziledových, kdy byl Svalbard pokryt ledovou pokrývkou a díky ledovcové činnosti se formoval terén, který je tu dnes (Emunds, 2009).

Svendsen a Mangerud uvádí (1997), že v období před 11 500 až 6 000 lety došlo k oteplení klimatu až o 1-2°C. Po oteplení klimatu byl Svalbard téměř celý odledněn. Minimální rozsah zalednění Mangerud uvádí před 12 000 lety. V některých částech došlo ke glacioizostatickému vyzdvižení. Ledová pokrývka působila na pevninu pod sebou velkým tlakem, po odtání ledu přestal působit ledovec tlakem na pevninu a země se vyzdvihla. Vznikly tak vyvýšené mořské terasy, které se vyvinuly až do úrovně 45 metrů (Klysz et al., 1989).

V období kvartéru oblast severozápadního Svalbardu formovala také sopečná činnost v blízkosti zlomu Breibogen. Důkazem sopečné činnosti jsou termální prameny, které se v této oblasti vyskytují. Nejznámější sopka Sverrefjellet stále připomíná vulkán, i když byla přetvořena erozí ledovce. Teplota vody termálních pramenů dosahuje 14 až 28°C. Dalšími pozůstatky sopečné činnosti je např. vulkán Halvdanpiggen, který tvoří výrazný čedičový krk čnící nad červenými devonskými pískovci. Za zmínku stojí i vulkán Sigurd fjellet, tvořící hřeben z čedičové lávy. (Elevold et al., 2007, Dallman 1999).

6.4 Malá doba ledová

Termín Malá doba ledová (Little Ice Age) byl poprvé použit roku 1939 glaciologem a geologem Francoisem Matthesem: *„Žijeme v epoše obnovené, ale umírněné ledovcové činnosti – jakési malé době ledové, jež trvá už asi čtyři tisíce let.“* Toto období spojoval s delším cyklem krátkodobých změn. Na základě studií někteří odborníci kladou začátek Malé doby ledové do 13. století a konec do 19. století (Fagan, 2007). Avšak její datování se dle autorů odlišuje, dle Shindell (2009) Malá doba ledová trvala od 16. století do poloviny 19. století s regionálními odchylkami. Toto období je považováno za nejchladnější část holocénu (Miller et al., 2010). Někteří autoři toto období označují za tzv. „fernauské stadium“ pojmenované podle ledovce ležícího v Tyrolích, jehož morény jsou typické právě pro toto období (Acot, 2005)

Dokladem existence Malé doby ledové jsou například umělecká díla z 16. století, která zobrazují ústup ledovců švýcarských či francouzských Alp během minulých století ve srovnání se současnými fotografiemi (viz. Obr. 6.2). Dalším příkladem, který dokládá existenci Malé doby ledové v Evropě během 16. až 19. století, jsou písemné záznamy o povětrnostních podmínkách a teplotních měřeních v průběhu zmíněných století (Munn, 2002). Existenci Malé doby ledové lze prokázat i na samotných ledovcích, které v tomto období při poměrně malém poklesu průměrné teploty prudce narostly. Příkladem jsou ledovce v Norsku, na Islandu nebo na Aljašce, kde některé ledovce smetly i vesnice. V Evropě, v Alpách to byl například dnes nejdelší ledovec ve Francii Mer de Glace. Čelo ledovce Mer de Glace se zastavilo 50 metrů před osadou Bois. V roce 1730 sahalo čelo ledovce o 1330 metrů dále, než tomu bylo roku 1911 (Acot, 2005). Během Malé doby ledové byla dokonce podle historických záznamů a fotografií zamrzlá řeka Temže, a to až do roku 1850 (Roberts, 1998).

V současnosti nám nejvěrohodnější informace poskytují analýzy z ledovcových jader a metody letokruhů, tedy dendrologie a pylové analýzy. Vědci mají dnes také k dispozici historické informace o výskytu nepravidelných vulkanických erupcí, zaznamenaných cen potravin v daném období nebo průběhu úrody, např. o vinobraní v minulosti (Fagan, 2007).

Malá doba ledová je považována spíše za období zvýšené variability klimatu než za samotnou změnu průměrného klimatu. Nejdramatičtější klimatické extrémy byly spojeny s dlouhotrvajícími zimními obdobími a chladnějšími teplotami v průběhu tohoto období. Docházelo k zamrznání jezer, řek a moří. Zvětšila se rozloha horských i kontinentálních ledovců. Zvýšená variabilita klimatu pravděpodobně vedla ke střídání mezi chladnými zimami a relativně teplými léty. Tuhým zimám často předcházelo horké léto. Dokládají nám to historické záznamy, kdy například ve Švýcarsku byly zaznamenány velmi chladné zimy v 50. letech 16. století a zvláště chladná zima byla roku 1573 (Munn., 2002). Chladnému období Malé doby ledové je přičítán zánik skandinávských osad v Grónsku a rozšíření mořského ledu v Severoatlantickém oceánu, které bylo závažným problémem pro rybolov na Islandu a Skandinávii. Výskyt ledové pokrývky omezil i přístupnost obchodních cest Skandinávií a Grónskem, které bylo koncem 14. století odříznuto od kontinentální Evropy (Munn, 2002). Baltské moře dokonce na počátku 14. století několikrát

zamrzlo a znemožnilo přístup na Island a Svalbard. Hranice plovoucího ledu se posunula na jih a ztěžovala plavby směřované na Britské ostrovy (Fagan, 2007).

Za hlavní příčinu Malé doby ledové je považováno tzv. Maunderovo minimum, což je období, kdy došlo ke snížení intenzity slunečního záření mezi lety 1645 a 1715 (Shindell et al., 2001). Avšak všechny příčiny této změny sluneční aktivity nejsou dodnes zcela objasněny. Další z hlavních příčin je přisuzována zvýšenému počtu vulkanických erupcí v tomto období. Při vulkanických erupcích došlo k vyvrhování prachu a popelu do atmosféry, kdy zvýšené množství těchto látek odráželo sluneční záření a docházelo k ochlazení zemského povrchu (Crowley, 2000; Munn, 2002). Příkladem je výbuch sopky Tambory roku 1815 v Asii, který zapříčinil, že rok 1816 byl rok „bez léta“. V 80. letech se objevuje teorie Wallace Broakera, o oceánském dopravníkovém pásu, který má vliv na distribuci tepla na Zemi a dochází k jeho přepínání, které je spojeno s nestabilitou klimatu (Daniel et al., 2013).



Obr. 6.2: vlevo: obraz ledovce Argentiere ve francouzských Alpách mezi lety 1850 – 1860; vpravo: moderní fotografie (vpravo) pořízena roku 1966 z podobného místa (převzato u Munn R. c2002) - na obrázku můžeme vidět změnu polohy čelní morény ledovce, kdy na novodobé fotografii je ledovec na ústupu ve srovnání se starším obrázkem.

6.5 Vývoj zalednění na Svalbardu po Malé době ledové

Na základě provedených studií mořských sedimentů bylo zjištěno, že v období středního Würmského zalednění nebyly ledovce na Svalbardu nijak významně větší, než je tomu v současné době. Oblast Isfjorden byla podle zjištění vědců dokonce bez

ledu. Všechny ledovce údajně dosahovaly až k moři, kde končily (Mangerud a Svendsen, 1991).

Během několika posledních desetiletí došlo k výrazným změnám krajiny Svalbardu v důsledku ústupu ledovců (Rachlewicz et al., 2007), tání permafrostu (Rachlewicz a Szczucinski, 2008) a došlo také ke změnám jezerních ekosystémů. Mnohá jezera zanikla a naopak některá nová vznikla. Protože některé ledovce odtály, vznikla například tzv. proglaciální jezera nebo karová či kotlíková jezera. Všechna tato jezera můžeme na Svalbardu nalézt i dnes (Čepová, Kavan, 2012).

Po vyvrcholení tzv. Malé doby ledové došlo k dalším změnám. Od konce 19. století dochází k oteplování, které trvalo až do 30. let. Chladnější perioda s nejnižšími teplotami byla pozorována v 60. letech. Od konce 60. let pozorujeme nárůst teploty a postupné oteplování až do současnosti. Od ukončení Malé doby ledové průměrná teplota západní částí Svalbardu vzrostla o 4°C a také vzrostly i průměrné srážky (Rachlewicz et al., 2007).

Souostroví Svalbard dosáhlo současného tvaru a velikosti do značné míry už v pozdních třetihorách díky opakovanému zalednění. Během čtvrtohor došlo k opakovanému zalednění, kdy se formovaly do dnešní podoby fjordy, zálivy, údolí a kary. Není známo, ke kolika dobám ledovým přesně došlo, ale existují určité odhady. Od počátku doby ledové došlo dle provedených výzkumů celkem k 50 nebo i více stádiím zalednění (Ingólfsson, 2012).

Od ukončení Malé doby ledové pozorujeme na většině míst souostroví spíše ústup ledovců a jejich úbytek v důsledku značného oteplování vyskytující se v období přibližně po roce 1915.

6.6 Vývoj zalednění oblasti Billefjorden

Sczucinski et al. (2009) uvádí minimální rozsah zalednění centrální části Svalbardu do období před 13 300 – 13 200 lety. V tomto období byla centrální část téměř bez ledu (Beaten et al., 2010). V období holocénu byly identifikovány 3 fáze zalednění, kdy poslední byla tzv. Malá doba ledová (LIA) před 150 až 200 lety (Rachlewicz). Předešlá zalednění byla před 11 000 - 10 000 lety (pod názvem Ebbadalen stage) (Klysz a kol., 1989) a další před 5 000 - 4 000 lety. V těchto obdobích došlo k vyzdvižení mořských teras až o 5 m díky po sobě následujících obdobích oteplování. Další mořské terasy se vyvinuly v období středního holocénu

před 8 000 až 4 000 lety, zatímco terasy nejnižší jsou spojeny s obdobím Malé doby ledové. Začátek holocénu byl však charakteristický teplejším klimatem než je tomu dnes (Svendsen a Mangerud, 1997). V době Malé doby ledové dosahovaly ledovce značného rozsahu. Od ukončení této fáze až do současnosti pozorujeme ústup ledovců (Rachlewicz, 2007).



Obr. 6.3: Krajina Svalbardu: oblast ledovce Hørbye (Čepová, 2014)

7 JEZERNÍ EKOSYSTÉMY ARKTICKÝCH OBLASTÍ

Řeky, vodní nádrže, mokřady a jezera jsou charakteristickým a všudypřítomným rysem arktické krajiny. Zároveň jsou tyto ekosystémy důležitými součástmi globálního klimatu, biochemických cyklů a stejně tak jsou i nedílnou součástí života obyvatel polárních oblastí. Polární oblasti jsou velmi citlivé na změny, reagují na ně výrazně intenzivněji ve srovnání s ostatními oblastmi světa. Tyto výrazné reakce se projevují i u sladkovodních ekosystémů polárních oblastí. Existuje řada důkazů týkajících se hydrologických změn arktických oblastí, které nadále přibývají a bezpochyby přibývat budou. Příkladem jsou například ubývající ledovce a změny krajiny spojené s ústupem ledovců (Stewart, 2011).

Změny klimatu v posledním století, kdy je přisuzován negativní vliv hospodářské činnosti člověka, měly zásadní vliv na vývoj jezer arktických oblastí. K těmto změnám však dochází už od poslední doby ledové. Teplota pohybující se kolem bodu tání a mrznutí sehrála zásadní roli (Pienitz et al. 2008). Vznik jezer arktických oblastí byl způsoben především táním ledovců, permafrostu, aktivní vrstvy, erozní činností ledovců, změnami vegetačního pokryvu a dalšími faktory. Všechny tyto změny vedou k ekologickým změnám polárních oblastí a samozřejmě i jezerních ekosystémů polárních oblastí (Stewart, 2011). Znalosti a poznatky získané při studiu jezer polárních oblastí nám umožňují nahlédnout do minulosti a odhalit změny, ke kterým docházelo. Dále jsou cennými zdroji informací při předpovědi environmentálních a klimatických změn na Zemi v budoucnosti.

Jezerní ekosystémy jsou v průběhu roku vystaveny velkým sezónním změnám. Dlouhé zimní období je přerušeno relativně krátkým vegetačním obdobím. Sladkovodní ekosystémy se vyznačují intenzivními odtoky poháněné táním sněhové pokrývky. Jakmile dojde k vyčerpání sněhové pokrývky, odtok ustupuje. Přítoky podzemních toků prostřednictvím permafrostu jsou zanedbatelné. (Stewart, 2011). I přes některé limnologické studie v posledních letech, např. Douglas et al, 1994; Pienitz et al, 1997; Hamilton et al, 2001, Michelutti et al, 2002a, Antoniadis et al, 2003, Lim et al, 2005, Keatley et al, 2007 (uvedeno ve Stewart, 2011) jsou znalosti ohledně změn ekosystémů a jejich reakcí omezené (Stewart, 2011). Právě jejich

sezónnost a změny, ke kterým dochází v průběhu roku, mohou být nástrojem k pochopení toho, jak by mohly reagovat na následující a současné změny.

7.1 Definice jezera, jejich vznik a zánik

Definice jezera existuje velké množství. První definici jezera uvedl švýcarský vědec Françoise-Alphonse Forel, který se zabýval studiem ledovcových jezer v Alpách. Jezero definoval v publikaci „Le Léman“:

„Jako jezero je označována stojatá stagnující vodní hmota, která se nachází v prohlubni zemského povrchu, na všech stranách uzavřené, nemající přímé spojení s mořem.“

Forel (1901) tedy považuje jezero za akumulaci vodní hmoty v prohlubni zemského povrchu, ze všech stran ohraničenou, nemající přímé spojení s mořem. Tato definice však nevymezuje pouze jezera, ale za jezera by bylo možné považovat i malé tůně, rybníky či močály a malé vodní nádrže. Proto Forel vymezil jezera v užším slova smyslu jako vodní akumulace s nezarostlou oblastí největších hloubek.

Jak uvádí Netopil (1984), jezero je přírodní deprese zemského povrchu, která je trvale nebo dočasně vyplněna vodou. Podle Strahlera (2011) je jezero vodním tělesem vystaveným v horní části atmosféře bez významného gradientu. Do jeho komplexu patří i horninové prostředí, živočišné a rostlinné organismy vyskytující se na dně pánve, vznášející se ve vodě nebo v jejím okolí. Proto jezero označujeme za otevřený systém. Na základě výzkumů a studií českých jezer vědeckým týmem prof. Jánského, vznikla následná definice (Jánský a kol., 2003):

„Jezero je přírodní deprese na zemském povrchu nebo pod ním, trvale nebo dočasně vyplněná vodou, nemající bezprostřední spojení s mořem. Oproti rybníkům a malým vodním nádržím se jezera nedají jednoduchým způsobem vypustit. Na rozdíl od mělkých stojatých vod, jako jsou drobné vody (louže, tůně), organogenní jezera, fluviální jezera u hlubokých jezer neovlivňuje povrchové vlnění jejich dno a břehová vegetace díky jejich hloubce nedosahuje na dno. Oblast největších hloubek tedy není zarostlá vegetací“

Z geologického hlediska jsou jezera krátkodobými formami v krajině. Strahler (2011) uvádí vznik jezer různými způsoby následovně. Jezera mohou vznikat vytvořením či zaplavením prohlubně. Tímto způsobem vznikají jezera kráterová, karová nebo krasová. Dalším způsobem vzniku jezer je například přirozeným

přehrazením vodního toku, například lávovým proudem, sesuvem či morénou. Jezera mohou vznikat také ústupem moře. Tímto způsobem vznikají jezera pobřežní nebo jezera reliktní. Naopak k zániku jezer může dojít při akumulaci anorganických sedimentů a organického materiálu v jezeře. Při změnách klimatu (pokles srážek, změna výparu) může také dojít k zániku jezer. Jezera mohou zaniknout zahlubováním toku odvádějícího vodu z jezera nebo působením antropogenních faktorů, např. umělé odvodňování (Strahler, 2011).

7.2 Typy jezer arktických oblastí

Arktické oblasti jsou na jezera velmi bohaté a vyznačují se existencí téměř všech hlavních kategorií jezer. Většina jezer arktických oblastí je spojována s existencí ledovců a jejich působením. Hlavní kategorií jsou jezera ledovcová. Jezera, která vznikla po ústupu ledovců, jsou označována jako jezera postglaciální. Při okrajích ledovců vznikají jezera epiglaciální, supraglaciální jezera jsou jezera vznikající na ledovcích a subglaciální jezery jsou označována jezera vznikající pod ledovci. Epišelfová jezera jsou jezera na bázi šelfových ledovců v kontaktu s oceánem (Pienitz et al. 2008).

Typickými jezery arktických oblastí jsou také jezera termokrasová. Existence termokrasových jezer je vázána na výskyt permafrostu (Vincent a Laybourn-Parry, 2008). V jarním a letním období, kdy dochází k tání aktivní vrstvy, se dostává do půdy voda, která se díky výskytu permafrostu nemůže dále vsáknout, a tak vznikají četné mokřady a jezera.

Dalším typem jezer jsou jezera karová, která vznikla zatopením ledovcového karu. Tato jezera se vyskytují ve vyšších nadmořských výškách, což je dáno samotným výskytem karů, a bývají po celý rok zamrzlá. Jezera bývají kompaktní a pánev je většinou oválného tvaru.

Jezera kotlíková jsou jezera, která vznikla zatopením ledových čoček vodou. V odborné literatuře je najdeme pod názvem kettle lake nebo kettlehole. Tento typ jezer je relativně nestabilní a jejich vývoj bývá velice rychlý (Nedbalová et al. 2013).

V blízkosti břehů moře se mohou vyskytovat další typy jezer různého původu. Mohou to být jezera vzniklá oddělením od moře například sedimenty nebo ledovcem (Vincent a Laybourn-Parry 2008). Mnoho jezer se vyskytuje na mořských terasách, které byly izostaticky vyzdviženy. Mohou se zde vyskytovat i jezera

fluviální, která vznikla oddělením slepých ramen řek, ale také jezera sopečného původu, která vznikla vyplněním vulkanického kráteru či kaldery vodou. Dalším typem arktických jezer jsou jezera krasová, která se nacházejí například na Svalbardu (Salvigsen a Elgersma, 1985).

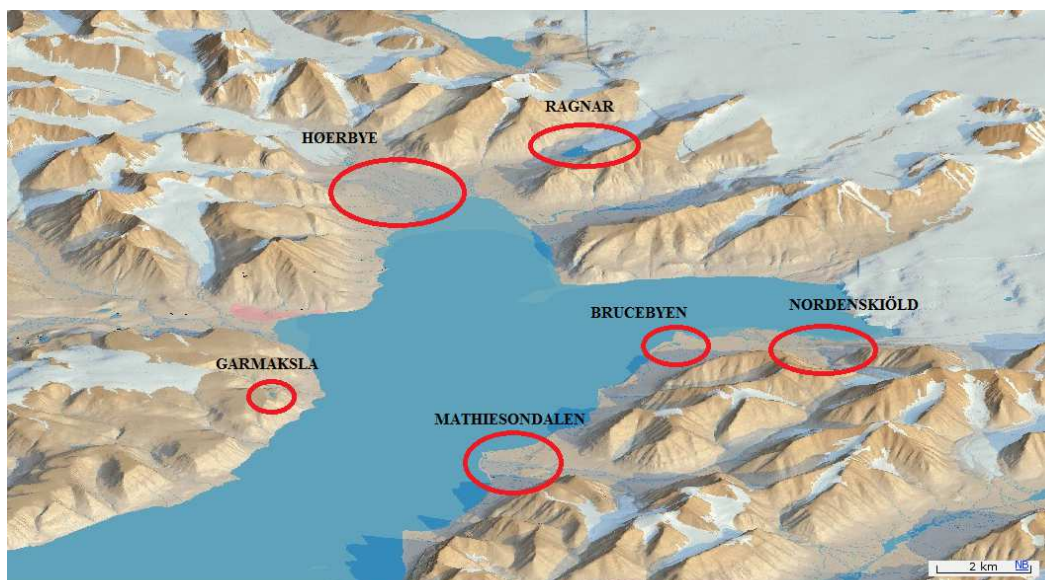
7.3 Jezerní ekosystémy oblasti Billefjorden-Petuniabukta

Svalbard je celkem pokryt 395 km² sladkovodních ploch, které tvoří 0,7% z celkové plochy souostroví. Jsou to tzv. divočící řeky a jezera. Jedná se především o jezera chladná. Jezer se zde nevyskytuje příliš mnoho. Výjimkou je ostrov Bjørnøya, kde je jich větší počet (Ingólfsson, 2012). Jezera jsou obvykle malá a mělká, v zimním období většina z nich zamrzá a ledová pokrývka se udržuje až do jarních měsíců. Obecně mají nízkou teplotu, která se však v letních měsících může vyšplhat až na 10°C, a to především u mělčích jezer. Přísun živin je omezený. Jezera jsou všeobecně chudá na živiny. V povodí se vyskytuje chudá vegetace a půdy jsou obecně také chudé na živiny. V zimních měsících, kdy je většina jezer zamrzlých, proniká do jezerních pánví malé množství slunečního záření, které má vliv jak na teplotu vody, tak i na primární produkci a chemické pochody, ke kterým v jezeru dochází. Rozpuštěný organický materiál lépe pohlcuje sluneční záření a tímto přispívá ke zvýšení teploty vody v jezerech. Některá jezera mohou být promrzlá v průběhu roku až na dno.

V povodí arktických jezer se vyskytuje permafrost, místy led nebo sníh. Tající led a sníh společně s permafrostem mají vliv na hydrologické vlastnosti a vymývání živin, které se následně dostávají do jezer. S tím souvisí konduktivita, která vykazuje většinou hodnotu nižší než 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Likens, 2010). Velkou roli hraje geologické podloží jezer, které různou intenzitou zvětrává a má vliv na chemické složení jezer. Chemické složení je také liší v závislostech na takových faktorech, jako je vzdálenost od oceánu, stáří jezerní pánve nebo také na typu pozemní vegetace v okolí jezera (Likens, 2010).

Charakteristiky jezerních ekosystémů studované oblasti jsou závislé na genezi jezerních pánví, na poloze, na geologickém a na geomorfologickém vývoji dané lokality. Většina jezer na Svalbardu je ledovcového původu nebo je jejich vývoj spojen s ústupem ledovců či ledovcovou erozí. Nacházejí se zde ale i jezera tektonicky podmíněná nebo krasová (Čepová, Kavan, 2012). V roce 2012 byla

vypracována genetická klasifikace jezer. Klasifikace jezer byla vypracována na základě geneze jezerních pánví. Souhrnný přehled klasifikace jezer nám ukazuje Tab. 7.1. Polohu jednotlivých lokalit jezerních ekosystémů zobrazuje Obr. 7.1, kde jsou lokality vyznačené červeně.



Obr. 7.1: Oblast Billefjorden – Petuniabukta s vyznačenými oblastmi jezerních ekosystémů (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Stáří jednotlivých jezer je odlišné v závislosti na vývoji a vzniku jezerní pánve. Věk jezer studované lokality kolísá v rozmezí desítek tisíc let až po jezera zcela recentní, která vznikla například v posledním desetiletí. Příkladem mladých jezer jsou jezera na čelech ustupujících ledovců nebo některá kotlíková jezera. Stáří nejmladších jezer oblasti Hørbyebreen je odhadnuto na 5 let. Mezi starší jezera patří například proglaciální jezero Ragnar nebo jezera krasová oblasti Mathiesondalen. Jejich věk se pohybuje podle Salvigsen et al. (1983) kolem 11 000 let.

Tab. 7.1: Genetická klasifikace jezer studované lokality (Čepová, Kavan, 2012)

Typ jezera	Lokalita
Tektonicky podmíněná jezera (tectonic determined lakes)	Nordenskiöld
Jezera vázaná na sesuv (landslide related)	Garmaksla
Jezera na mořských terasách (lakes on the marine terraces)	Brucebyen
Jezera hrazená morénou (proglacial lake dammed by the front moraine)	Ragnar
Karová jezera (kars lakes)	Mimerdalen
Kotlíková jezera (kettle lakes)	Sven
	Nordenskiöld
Krasová jezera (karst lakes)	Mathiesondalen

8 VYBRANÉ JEZERNÍ EKOSYSTÉMY OBLASTI BILLEFJORDEN-PETUNIABUKTA

V následující kapitole jsou zpracovány výsledky terénního měření, včetně grafického zpracování a zhodnocení. U každé zájmové lokality je stručný popis lokality, v případě ledovcových jezer je vypracován vývoj ledovcového systému na základě dostupné odborné literatury a vědeckých článků. V případě existence předešlých výzkumů jednotlivých jezer jsou zmíněny výsledky a poznatky z těchto studií.

Z dostupných leteckých snímků pořízených Norským Polárním institutem je porovnán vývoj jezerních pánví v minulých letech a u některých lokalit odhadnuto stáří jezer. Data pocházejí z terénního měření a z nainstalovaných dataloggerů na vybraných lokalitách, která byla naposledy stažena na konci měsíce července, případně v průběhu srpna 2014.

8.1 JEZERA OBLASTI HØRBYEBREEN

Ledovcový systém Hørbyebreen je jedním z největších ledovcových systémů oblasti Dickson Land ležící v centrální části Svalbardu. Ledovec nese jméno Jense Carla Hørbye (1815-1906), norského experta na studium doby ledové (Norsk Polar Institut, 2015). Tato oblast se řadí k méně zaledněným oblastem centrální části Svalbardu a je pro ni typické tzv. vnitřní klima fjordu (Małeckí et al., 2013). To znamená, že pro letní období jsou charakteristické vyšší průměrné teploty a sušší klima, a proto jsou ledovce ve srovnání s jinými oblastmi zásobovány menším množstvím srážek.

Ledovec Hørbye se nachází v sousedství Billefjorden Fault zone - tektonického zlomu, který se táhne ve směru sever – jih centrální částí Svalbardu. Na rozhraní zlomu jsou zřetelné hranice mezi devonskými červenými pískovci na západní straně a metamorfovanými silurskými preláty na východě.

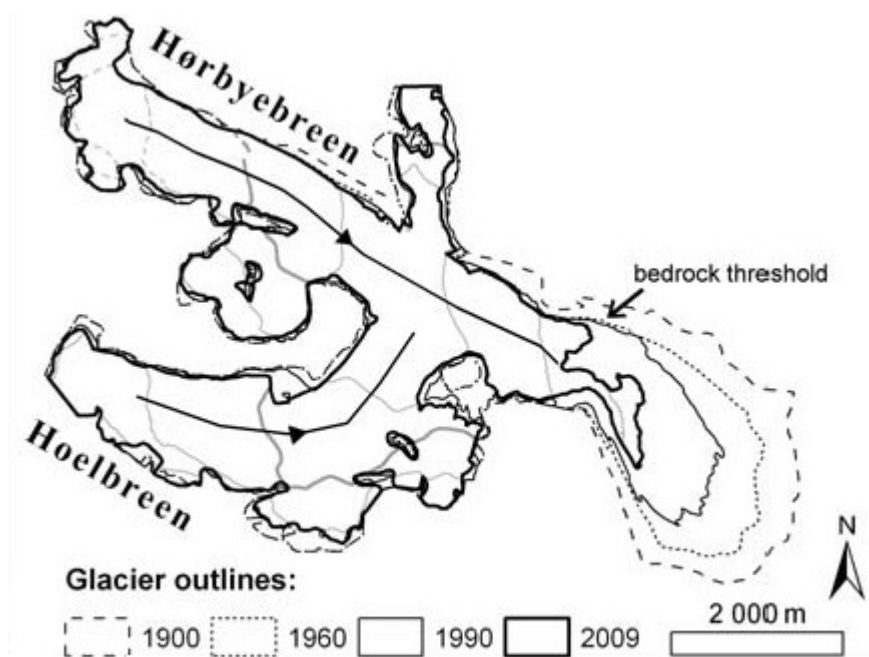
Ledovec je přibližně 6,75 km dlouhý a má rozlohu 15,9 km² (Rachlewicz et al., 2007). Ledovec se skládá ze dvou částí, které v dolní části splývají v údolí. Průměrná výška ledovce je 500 m.



Obr. 8.1: Ledovec Hørbye: vlevo divočící řeka v proglaciální zóně ledovce (Kavan, 2012); vpravo: ledovec Hørbye (Čepová, 2014)

První zmínky o ledovci pocházejí od Slatera (1925), který toto místo roku 1921 navštívil. V tomto období byla ledová plocha hladká s dobře vyznačenými prasklinami na povrchu. Z toho vyplývá, že k nárůstu ledové plochy muselo dojít přibližně před 20 lety, kdy Slater ledovec navštívil, ale možná i dříve (Małecki et al., 2013). Další viditelné změny ledovce můžeme pozorovat na leteckých snímcích z šedesátých let v porovnání se snímky, které jsou k dispozici dnes. Na snímcích je patrný ústup ledovce během posledních několika desítek let. Čelní moréna ustoupila a vznikla pobřežní část, kde vzniklo relativně velké množství malých jezer.

Geologické podloží je tvořeno většinou měkkými pískovci, zatímco nejnižší části údolí tvoří odolné predevonské metamorfované horniny. Tvoří přibližně 100 m vysoký práh skalního podloží. Čelní zóna ledovce je plochá a tenká (Małecki et al., 2013). Na obrázku 8.2 můžeme vidět ústup čelní morény ledovce od roku 1900 do roku 2009. Ledovec ubývá rychlostí až 35 metrů za rok (Rachlewicz, 2007).



Obr. 8.2: Hranice čelní morény Hørbyebreen v letech 1900, 1960, 1990 a 2009 (převzato z Małecki et al., 2013)

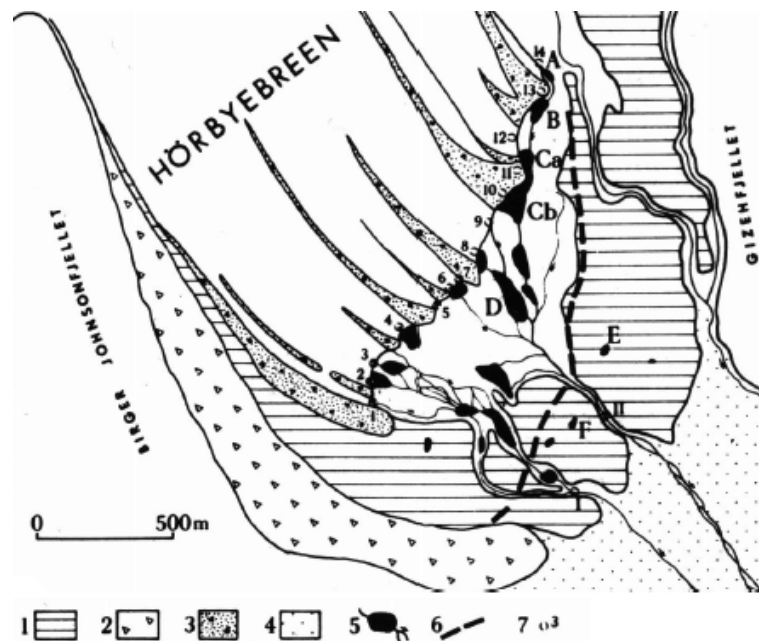
Na základě analýzy leteckých snímků a dosavadních poznatků týkající se stavu ledovce v období Malé doby ledové a v následujících letech, jsme schopni rekonstrukce ústupu čelní morény ledovce Hørbye. Na Obr. 8.3 vidíme ledovec Hørbye s vyznačenou linií dosahu čelní morény v Malé době ledové (LIA). Tedy v letech 1900/1920.



Obr. 8.3: Ledovec Hørbye. Vyznačená linie zobrazuje dosah čelní morény po ukončení Malé doby ledové (Rachlewicz, červenec 2003)

8.1.1 Předešlé výzkumy jezer oblasti Hørbyebreen

Na studium jezer ležících v blízkosti čela ledovce Hørbye se soustředila pozornost vědců i v předešlých letech. Příkladem je výzkum z roku 1986. V tomto roce proběhl výzkum jezer zaměřený na sedimentaci probíhající v jezerech. Analýza leteckých snímků (snímky pocházely z roku 1961) ukázala, že většina jezer vyskytujících se v předpolí ledovce Hørbye vznikla po roce 1961 v důsledku intenzivní deglaciace a ustupujících degradujících bloků mrtvého ledu. Pouze jezera, která se nacházejí nad hranicí maximálního zalednění roku 1961, dosahují vyššího stáří (Wojciechowski, 1989). Jak uvádí Wojciechowski (1989), většina jezer je malých rozměrů a jejich vývoj je spojen se změnami ledovce Hørbye. K výzkumu bylo vybráno celkem 7 jezer v různých morfologických situacích vzhledem k ledovci. Jejich poloha je vyobrazena na Obr. 8.4.



Obr. 8.4: Poloha studovaných jezer roku 1986 (převzato z Wojciechowski, 1989)

Ze získaných dat během terénního měření z roku 1986 vidíme, že studovaná jezera dosahovala velikosti kolem 0,2 až 1 ha. Jejich maximální hloubka se pohybovala v rozsahu od 0,8 metrů až 1,5 metru. Studovaná jezera vznikla až po roce 1961 kromě dvou jezer (jezera E a F), jejichž doba vzniku byla odhadnuta na dřívější dobu. Výsledky získané v rámci terénního měření prezentuje Tab. 8.1.

Tab. 8.1: Měřené charakteristiky vybraných jezer lokality Hørbyebreen roku 1986 (převzato z Wojciechovski, 1989, upraveno)

jezero	rozloha (ha)	měřená hloubka (m)	maximální hloubka (m)	teplota (°C)	stáří
A	0,2	0,3	0,8	3,8	po 1961
B	0,35	0,8	1,1	7,4	po 1961
Ca	0,5	0,4	1,2	4,9	po 1961
Cb	0,8	0,5	1,5	6,1	po 1961
D	1	1,3	>1,	6,3	po 1961
E	0,3	0,8	1,1	4,6	před 1961
F	0,25	0,3	0,9	7,8	před 1961

Zdroj: Wojciechovski (1989)

8.1.2 Současný stav jezer lokality Hørbyebreen a zhodnocení výsledků terénního měření

S rychlostí ústupu až 35 metrů za rok se Hørbyebreen řadí k nejrychleji ubývajícím ledovcům studované lokality (Małeckí, 2013). Oblast v předpolí ledovce je poměrně plochá a vytváří ideální terén pro vznik jezer, menších nádrží a louží. Na základě analýzy leteckých snímků jsme schopni rekonstrukce ústupu čelní morény ledovce Hørbye. Na Obr. 8.3 vidíme ledovec Hørbye s vyznačenou linií dosahu čelní morény při Malé době ledové (LIA). Od ukončení Malé doby ledové (LIA) došlo k výrazným změnám v proglaciální části ledovce.

V současné době se v předpolí čelní morény a pobřežní zóny ledovce nachází kolem stovky jezer. Většina z nich je menších rozměrů s hloubkou kolem půl až jednoho metru. Jezera jsou napájena srážkami a místy protékajícími toky. V některých částech se nachází v podloží mrtvý led, který taje v letních obdobích a napájí jezera tavnou vodou.



Obr. 8.5: Jezera Hørbye: vlevo (Kavan, 2012); uprostřed (Čepová, 2014); vpravo (Kavan, 2012)

Na základě leteckých snímků a předešlých studií ústupu ledovcové morény, bylo odhadnuto stáří jezer, která se nacházejí v předpolí čelní morény ledovce Hørbye. Jejich stáří se pohybuje od stovky let až k mladým jezerům, jejichž stáří bylo odhadnuto na cca 5 let. Nejstarší jezera leží nejdále od čelní morény a nejmladší v těsné blízkosti čelní morény ustupujícího ledovce. Na jezerech byla změřena teplota, pH a specifická konduktivita. Pro každé z jezer byla zaznamenána poloha jižního cípu jezera pomocí GPS přístroje. Měření proběhlo přibližně na 138 jezerech. Souhrnné výsledky expedičního měření, které bylo provedeno 18. 8. 2014, podává Tab. 8.2.

Tab. 8.2: Souhrnná tabulka naměřených hodnot na jezerech lokality Hørbyebreen (vlastní zpracování z terénního měření)

měřená charakteristika (2014)	teplota (°C)	specifická konduktivita ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	pH
průměrná hodnota	5,32	487,64	9,3
směrodatná odchylka	0,75	397,1	0,19
maximum	2	2275	9,3
minimum	7	54	8,85

Zdroj: vlastní měření, CPE (2014)

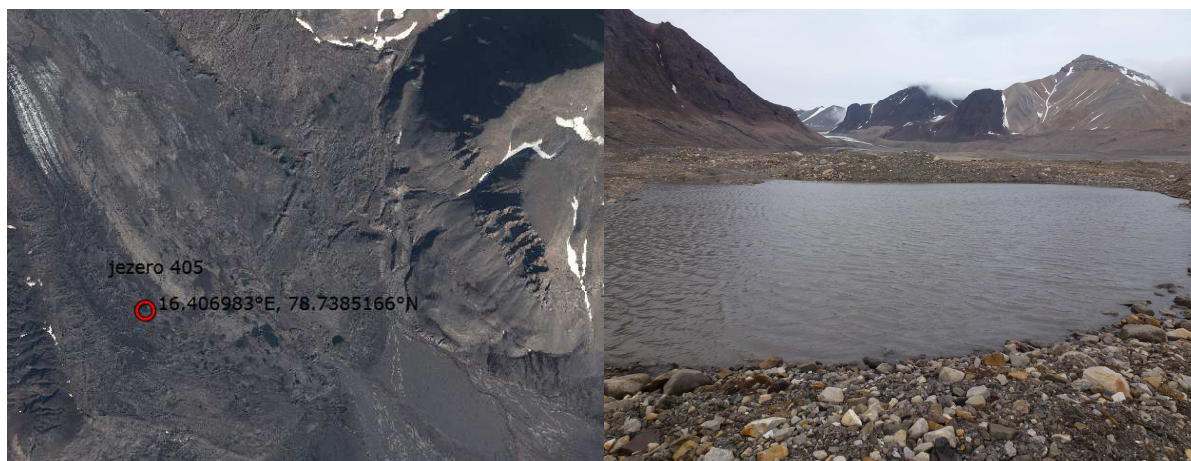
Teplota a pH všech jezer, na kterých bylo provedeno měření, dosahují podobných hodnot. Teplota se pohybuje průměrně kolem 5,3°C. Nejnižší naměřená hodnota roku 2014 dosahovala 2°C a nejvyšší 7°C. Hodnota pH se pohybuje kolem 9,3. Nejvýrazněji se u jezer odlišují hodnoty naměřené specifické konduktivity. Konduktivita je veličina, která se odvíjí od koncentrace iontů, jejich pohyblivosti a teploty. Je tedy mírou rozpuštěných aniontů a kationtů ve vodě (Natural Resources Research Institute, 2015). Specifická konduktivita, která byla sledována na jezerech ledovce Hørbye, je ukazatelem schopnosti roztoku vést elektrický proud.

Jezera, která jsou mladší a tedy blíže čelní moréně ledovce, nabývají nižších hodnot specifické konduktivity. Tento rozdíl je způsoben obsahem minerálních látek, iontů a kationtů, které se do jezera dostávají. Jezera jsou napájena ledovcovým odtokem a srážkami, které spadnou v průběhu celého roku. Voda, která se dostává do jezer, pochází z odtávajícího ledovce a proudí přes horniny a podloží, kdy se koncentrace iontů a kationtů zvyšuje. Vodivost je závislá na podloží pánve, které determinuje chemické složení povodí, půdy a vody jezera (Natural Resources Research Institute, 2015). Jezera starší nabývají vyšších hodnot specifické konduktivity. Tato jezera byla po delší dobu napájena tavnou vodou z ledovce, a proto dosahují vyšších hodnot specifické konduktivity.

Letecké snímky z roku 1936, 1961, 1990 a 2009 (Obr. 1, 2, 3, 4 v Přílohách) nám ukazují vývoj pobřežní části ledovce. Můžeme vidět ústup čelní morény ledovce a vznik nových jezer v nově deglaciováných oblastech.

Pro jezero Hørbye 405 jsou dostupná data za období od 16. 9. 2011 do 26. 8. 2014. Na jezeře byl nainstalován datalogger pro snímání kontinuální teploty. Graf 8.1 zobrazuje teplotní režim jezera v tomto sledovaném období. Za rok 2012 a 2013 jsou k dispozici celoroční data. Z grafu vidíme, že teplotní režim jezera dosahuje podobného průběhu během let 2012 a 2013. Téměř 6 měsíců se teplota vody pohybuje těsně pod bodem mrazu. Nejchladnějšími měsíci jsou měsíce prosinec a leden. Nejnižší naměřená teplota roku 2012 byla -0,2°C. Nejnižší teplota, které voda dosáhla v jezeře během roku 2013, -0,25°C, byla naměřena v měsících březnu, dubnu a květnu. Počátkem července teplota jezera stoupá až do konce července, kdy teplota vody dosahuje nejvyšších teplot. V roce 2012 byla nejvyšší naměřená červencová teplota 11,3°C a v roce 2013 byla nejvyšší naměřená teplota 11,76°C, také v červenci. Průměrná červencová teplota v roce 2012 byla 6,55°C, v roce 2013

byla průměrná měsíční teplota v červenci vyšší, dosahovala hodnoty 8,05°C. V roce 2013 byla červencová průměrná teplota až o 1,5°C vyšší a průměrná srpnová teplota o 1,2°C vyšší než tomu bylo v roce 2012. V období srpen – listopad teplota postupně klesá. Roční průměrná teplota v roce 2012 byla 1,36°C, v roce 2013 1,74°C. z roku 2011 a 2014 nejsou k dispozici celoroční data, proto nejsme schopni určit průměrnou roční teplotu. Většinu roku voda dosahuje průměrné měsíční teploty těsně pod bodem mrazu. První ledové dny nastávají v měsíci listopadu a v měsíci červnu se teploty dostávají opět nad bod mrazu. Počet ledových dnů za každou jednotlivou sezonu je uveden v Tab. 8.3. Počet ledových dnů se pohybuje kolem 207 dnů každou sezonu.



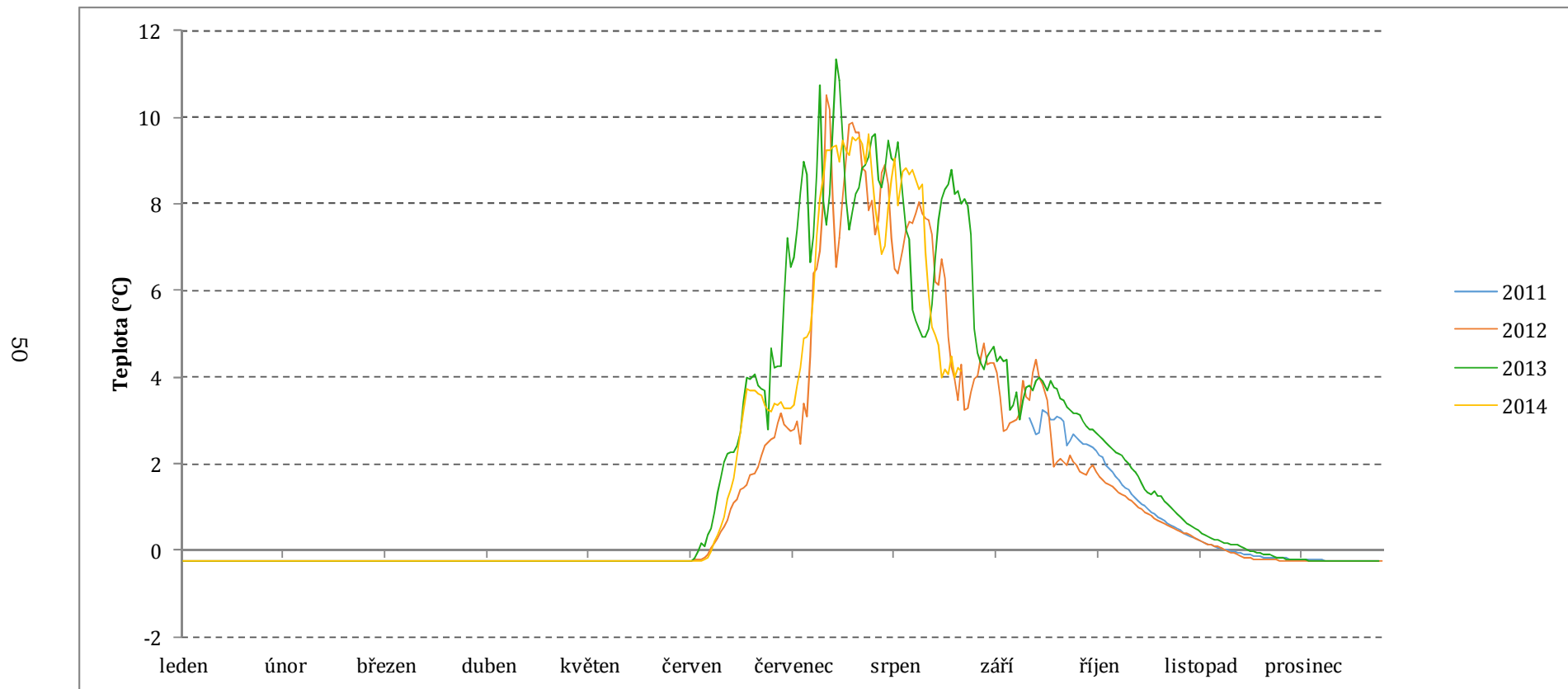
Obr. 8.6: vlevo: poloha jezera 405 v předpolí ledovce Hørbye (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování); vpravo: jezero Hørbye 405 (Čepová, 2014)

Tab.8.3: Počet ledových dnů a jejich délka trvání na jezeře 405 Hørbye

ledové dny		
od	do	počet ledových dnů
16.11.2011	10.6.2012	207
14.11.2012	8.6.2013	207
22.11.2013	11.6.2014	211

Zdroj:vlastní měření, CPE (2011 – 2014)

Graf 8.1: Teplotní režim jezera Hørbye 405 v období od 16. 9. 2011 do 26. 8. 2014 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

Tab. 8.4: Průměrné měsíční teploty s měsíčními maximálními a minimálními teplotami jezera Hørbye 405 v letech 2012, 2013 a 2014 (vlastní zpracování)

měsíc	2012			2013			2014		
	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)
leden	-0,24	-0,23	-0,25	-0,24	-0,23	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25
únor	-0,24	-0,23	-0,24	-0,24	-0,24	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25
březen	-0,24	-0,23	-0,24	-0,25	-0,24	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25
duben	-0,24	-0,23	-0,24	-0,25	-0,25	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25
květen	-0,24	-0,23	-0,24	-0,25	-0,24	-0,25	-0,24	-0,24	-0,25
červen	0,96	3,2	-0,24	1,83	5,21	-0,25	1,41	3,82	-0,25
červenec	6,55	11,3	1,68	8,05	11,76	3,95	7,02	9,96	3,1
srpen	6,02	9,01	2,84	7,25	10,11	4,25	-	-	-
září	3,1	4,87	1,63	3,1	4,87	1,63	-	-	-
říjen	1,13	1,99	0,41	1,93	3,17	0,8	-	-	-
listopad	-0,01	0,41	-0,23	0,2	0,8	-0,17	-	-	-
prosinec	-0,24	-0,23	-0,25	-0,23	-0,17	-0,25	-	-	-

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012 - 2014)

8.1.3 Význam studia rozsivek arktických jezer

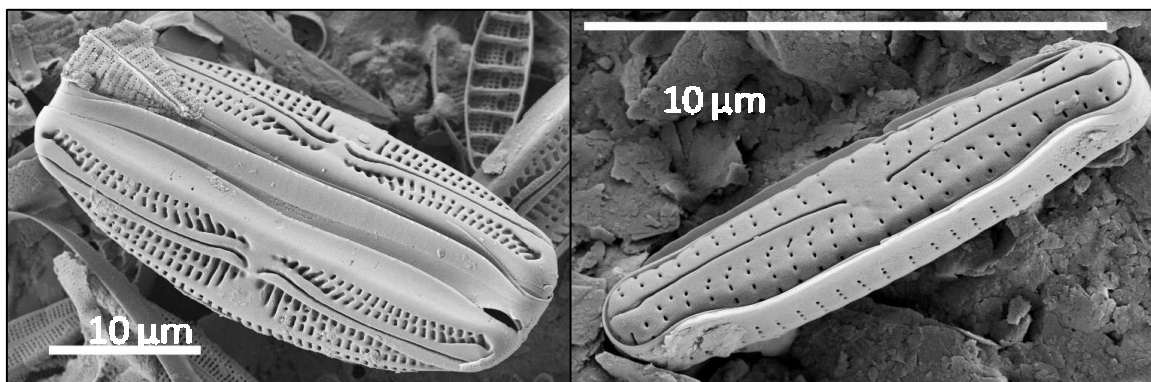
Pro pochopení, jak ekosystémy reagují na krátkodobé či dlouhodobé změny v současnosti, je nutná znalost toho, jak reagovaly v minulosti. Vzhledem k absenci historických dat, je snaha tyto podmínky rekonstruovat a proto je v současnosti řada studií věnována rekonstrukci paleoklimatu sladkovodních ekosystémů. Jednou z běžně používaných metod je metoda založená na fosilních pozůstatcích rozsivek, které jsou získány z jezerních sedimentů. Rozsivky tvoří hlavní složku sladkovodních ekosystémů a staly se zásadními ukazateli minulých a současných podmínek. Mnohé taxony mají konkrétní ekologické požadavky, jejich křemičité buněčné stěny zůstávají dobře zachovalé a jsou snadno identifikovatelné v jezerních sedimentech. V současnosti nám studium umožňují i dosavadní získané informace týkající se jednotlivých vazeb organismů k ekosystému a jeho proměnným faktorům jako je pH, salinita, teplota vody, obsah živin, ledová pokrývka a další (Stewart, 2011).

8.1.4 Studie rozsivek v oblasti Hørbyereen

Během roku 2013 byly sesbírány vzorky z 18 jezer v blízkosti ledovce Hørbye. Jezera byla rozdělena do 6 skupin po 3 jezer na základě vzdálenosti od ledovcové morény a podle stáří jezer. Stáří jednotlivých jezer bylo odhadnuto na základě dostupných leteckých snímků, díky kterým můžeme identifikovat ústup čelní morény ledovce (Obr. 8.8.) Skupina jezer H1 jsou jezera nejstarší s nejvíce vyvinutými komunitami rozsivek. Nejmladší skupinou jezer je naopak skupina H6. U každého jezera byl odebrán vzorek, který byl následně podroben analýze. U každého z jezer byla změřena specifická konduktivita, teplota vody a pH. Poloha jezer byla zaznamenána pomocí GPS souřadnic jižního cípu jezera. Ve všech vzorcích bylo spočítáno a identifikováno celkem 400 rozsivek. Jeden ze vzorků byl prázdný a byl vyřazen ze studie (Čepová et al., 2014). Cílem studie bylo nalézt souvislost mezi výskytem rozsivek a stářím jezerní pánve. Jednotlivé charakteristiky jezer nám podává Tab. 8.6. Jsou zde uvedeny základní fyzikálně – chemické parametry včetně rozlohy jezera.

Výsledky studie byly následující: nebyly nalezeny žádné rozdíly v rozmanitosti rozsivek mezi vzdálenějšími a bližšími jezery čelní moréně ledovce. S velkou pravděpodobností dochází k rychlé kolonizaci nového dostupného

prostředí po ústupu ledovce. Byl však zjištěn rozdíl genu a taxonu rozsivek mezi jezery. *Nitzschia* vyskytuje u starších jezer, *Psammothidium* and *Eucoconeis* jsou významné u mladších jezer. Rozdíly jsou způsobené pravděpodobně stářím jezer a jejich vývojem, kdy tyto faktory ovlivňují ekologické podmínky a rozdílnost habitatu. Dále jsou rozdíly mezi fyzikálně- chemickými podmínkami a faktory jako je velikost jezera a obsah tavné vody z přítoků.

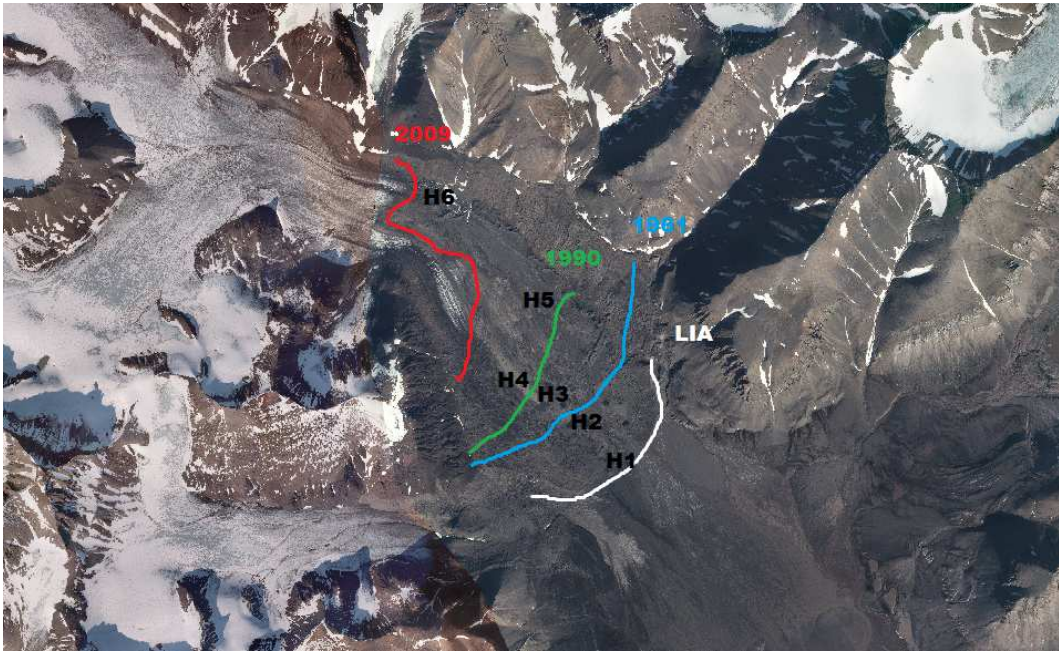


Obr. 8.7: Rozsivky: vlevo: *Amphora affinis*; vpravo: *Encyonopsis sp5* (Eveline Pinseel, 2014)

Tab. 8.5: Stáří vybraných skupin jezer lokality ledovce Hørbye na základě dostupných dat a analýzy z dostupných leteckých snímků (vlastní zpracování)

Skupina jezer	H1	H2	H3	H4	H5	H6
Stáří (roky)	100	50	25	15	10	5

Na obrázku 8.8 jsou zobrazeny skupiny jezer, jejichž stáří bylo odhadnuto na základě deglaciace území a leteckých snímků, viz. Tab. 8.5. Jako podkladová mapa slouží ortofoto snímky z roku 2009 dostupné z Toposvalbard: <http://toposvalbard.npolar.no/>. Linie zobrazující dosah čelní morény v daných letech byly zrekonstruovány na základě leteckých snímků poskytnutých Norským Polárním Institutem.



Obr. 8.8: Linie dosahu čelní morény v letech po Malé době ledové, 1961, 1990 a 2009. Jako podkladová mapa slouží ortofoto snímek z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování).



Obr. 8.9: Jezera ledovce Hørbye (Čepová, 2014)

Tab. 8.6: Charakteristiky vybraných jezer ledovce Hørbye (vlastní zpracování)

číslo jezera	H1A	H1B	H1C	H2A	H2B	H2C	H3A	H3B	H3C
teplota (°C)	10,3	9,5	9,5	9,7	9,9	9,8	10,1	9,9	11,5
pH	9,13	9,06	9,06	9,03	9,22	9,15	9,3	9,2	9,25
specifická konduktivita ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	1262	1020	1015	792	418	647	350	304	384
plocha (m^2)	805	207	330	170	585	96	24	90	8
číslo jezera	H4A	H4B	H4C	H5A	H5B	H5C	H6A	H6B	H6C
teplota (°C)	9,5	9,5	10,2	10,5	9,2	10,5	1,2	8,3	8,7
pH	9,22	8,95	9,12	9,92	9	9,15	8,9	9,15	9,33
specifická konduktivita ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	250	309	655	1135	1804	520	63	200	191
plocha (m^2)	96	240	180	91	375	84	840	108	345

Zdroj: vlastní měření, CPE (2013, 2014)

8.2 JEZERO GARMAKSLA

Jezero Garmaksla se nachází na okraji fjordu Billefjorden a leží v nadmořské výšce přibližně 320 m n. m. Je cca 250 m dlouhé a v nejširší části měří asi 110 m. Název jezera je odvozen z názvu hory, jejíž vrchol se tyčí ve výšce 379 m n. m. východně od Jotunfonna mezi Yggdrasilkampen a Nidedalen v zemi Dickson Land. Hora je pojmenována podle mytického tvora, psa Garma, jedné z postav norské mytologie (Norsk Polar Institut, 2015).

Jezero je tektonického původu (Čepová, Kavan, 2012) a leží v těsné blízkosti tektonického zlomu Billefjorden Fault Zone (BFZ). Jezero vzniklo pravděpodobně poklesem bloku hornin podél zlomu BFZ, jeho rotací vznikla deprese, která byla později zaplněna vodou. Z geologického hlediska můžeme jezero považovat za tektonické, z geomorfologického hlediska za jezero vzniklé sesuvem (Roman, 2014). Podloží jezerní pánve tvoří karbonáty, evapority a klastické sedimentární horniny karbonského až permského stáří. Hlouběji a na výchozech se nacházejí pískovce devonského stáří. Při batymetrickém mapování byla největší hloubka naměřena kolem 6 m.

8.2.1 Současný stav jezera Garmaksla a zhodnocení výsledků terénního měření

Na leteckých snímcích z let 1961, 1990 a 2009 (Obr. 5. 6. 7. v Přílohách) je zachyceno jezero Garmaksla. Při porovnání snímků z těchto let nebyly zachyceny žádné viditelné změny jezerní pánve. Jezero leží pod odlučnou stranou sesuvu. Napravo od jezera lze pozorovat strukturní svah, který sbíhá k pobřeží. Na Obr. 8.10 je zachyceno jezero v roce 2012.



Obr. 8.10: Jezero Garmaksla (Kavan, 2012)

Data získaná z jezera Garmaksla jsou k dispozici od roku 2011 (8. 10. 2011) až do roku 2014 (11. 8. 2014). Jezero Garmaksla se nachází v nadmořské výšce cca 320 m n. m. Díky své poloze dosahuje jezero v průběhu roku nízkých teplot vody. Po většinu roku je jezero zamrzlé. Jezero je relativně hluboké (až 6 m)⁴. První ledové dny se v roce 2011 objevily počátkem měsíce října a teplota vody byla pod bodem mrazu až do měsíce srpna následujícího roku. Jezero bylo zamrzlé v tomto období celých 308 dní. V polovině října 2012 sledujeme opět příchod ledových dnů, které trvaly až do konce června roku 2013. Toto období trvalo celkem 258 dní. V roce 2013 sledujeme první ledové dny už koncem září a trvaly až do počátku měsíce července. Toto období trvalo celkem 281 dní. Oproti zimnímu období 2011/2012 počet ledových dnů klesá. Avšak z grafu 8.2 je patrné, že v zimním období teplota dosahuje nižších extrémnějších hodnot v roce 2013 a 2014.

Tab. 8.7: Trvání ledových dnů a jejich počet na jezeře Garmaksla (vlastní zpracování)

ledové dny		
od	do	počet ledových dnů
8.10.2011	11.8.2012	308
13.10.2012	28.6.2013	258
25.9.2013	3.7.2014	281

Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 – 2014)

V grafu 8.2 jsou prezentována data pouze za rok 2012, 2013 a část roku 2014. V roce 2012 průměrná roční teplota jezera dosáhla hodnoty 0,08°C. Nejteplejšími měsíci byl měsíc srpen a září. Průměrná měsíční teplota v srpnu byla 2,44°C a v září 1,85°C. Nejvyšší naměřená teplota během roku byla v srpnu a dosáhla hodnoty 6,58°C. Měsíce leden a květen byly nejchladnějšími měsíci. Průměrná měsíční teplota měsíce ledna klesla na hodnotu -0,53°C a průměrná měsíční teplota v květnu na hodnotu -0,47°C. Nejnižší naměřená teplota v roce 2013 byla v měsíci lednu a klesla na hodnotu -0,68°C.

V roce 2013, který byl průměrně chladnější než rok 2012, byla průměrná roční teplota -0,16°C. Nejteplejšími měsíci byl měsíc srpen, kdy průměrná měsíční teplota vody dosáhla hodnoty 7,08°C, což je o 4,64°C více než tomu bylo v roce 2012.

⁴ Hodnoty naměřené během batymetrického mapování

Průměrná červencová teplota dosáhla také vyšších hodnot oproti předešlému roku a vyšplhala se na 4,99°C, což je o 5,28°C více než tomu bylo v roce 2012. V roce 2012 byla průměrná červencová teplota -0,29°C. I přes to, že rok 2013 byl průměrně chladnější než rok 2012, letní teploty dosahovaly vyšších hodnot. Maximální naměřená teplota, která byla naměřena v srpnu, přesáhla hodnotu 10°C a vyšplhala se až k 11,28°C. Průměrná srpnová teplota v roce 2011 byla 6,85°C s nejvyšší naměřenou teplotou 10,97°C. Tato hodnota je vyšší než v roce 2012. Nejchladnějším měsícem v roce 2013 byl měsíc prosinec. Průměrná měsíční teplota prosince byla -6,24°C. Tato hodnota je o 5,66°C nižší než roku 2012.

Měsíce říjen, listopad a prosinec byly chladnější než v roce 2012. Listopadová průměrná měsíční teplota v roce 2013 byla až o 3,16°C nižší než v roce 2012 a říjnová průměrná měsíční teplota v roce 2013 byla o 1,99°C nižší. Nejnižší naměřená teplota ve sledovaném období byla v měsíci prosinci roku 2013 a klesla až na hodnotu -9,68°C. V roce 2013 byly v letním období naměřeny vyšší hodnoty teploty vody, v zimním období naopak nižší hodnoty než tomu bylo roku 2012.



Obr. 8.11: Jezero Garmaksla s ledovou pokrývkou (Kavan, 2012)

V roce 2014 nemáme k dispozici všechna měsíční měření, ale můžeme si všimnout, že v zimním období, v měsících lednu až květnu, nabývají průměrné měsíční teploty ve srovnání s předešlými lety extrémně nízkých hodnot. Za sledované období v roce 2014 byla naměřena nejnižší teplota v měsíci lednu a klesla

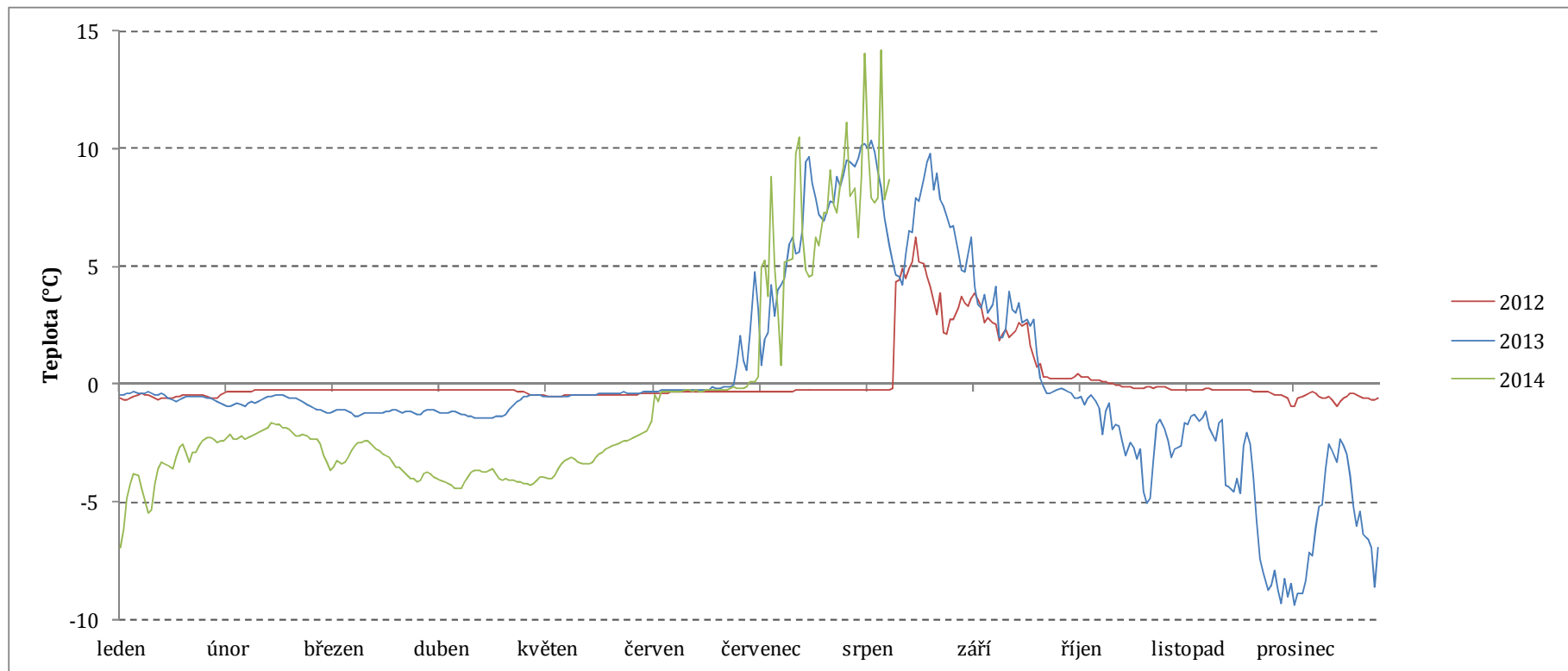
na hodnotu $-6,93^{\circ}\text{C}$. Průměrná lednová teplota byla $-3,45^{\circ}\text{C}$. Tato hodnota je o $2,92^{\circ}\text{C}$ nižší než průměrná lednová teplota roku 2012 a o $2,90^{\circ}\text{C}$ nižší než v roce 2013.

Z naměřených dat lze vyvodit, že teplota vody v jezeře během roku 2013 a 2014 dosahuje v zimním období nižších hodnot, než tomu bylo v předešlých letech. Naopak v letním období roku 2013 dosahují teploty jezera nadprůměrných hodnot ve srovnání s roky 2012 a 2013.

Tab. 8.8: Průměrné měsíční teploty jezera Garmaksla s maximálními a minimálními měsíčními teplotami (vlastní zpracování)

měsíc	2011			2012			2013			2014		
	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)
leden	-	-	-	-0,53	-0,32	-0,68	-0,55	-0,35	-0,94	-3,45	-2,24	-6,93
únor	-	-	-	-0,29	-0,27	-0,32	-0,76	-0,44	-1,19	-2,14	-1,66	-3,17
březen	-	-	-	-0,27	-0,27	-0,28	-1,2	-1,09	-1,37	-3,28	-2,41	-4,17
duben	-	-	-	-0,3	-0,27	-0,48	-1,15	-0,48	-1,46	-4,05	-3,62	-4,48
květen	-	-	-	-0,47	-0,42	-0,51	-0,45	-0,36	-0,57	-3,12	-2,09	-4,19
červen	-	-	-	-0,34	-0,3	-0,42	-0,17	2,3	-0,36	-0,46	-0,1	-2,09
červenec	-	-	-	-0,29	-0,27	-0,3	4,99	10,14	0,19	4,28	11,2	-0,23
srpen	6,85	10,97	3,46	2,44	6,58	-0,27	7,08	11,28	2,65	-	-	-
září	3,4	5,81	0,22	1,85	4,14	0,11	1,9	7,01	-0,92	-	-	-
říjen	-0,19	0,65	-0,5	0	0,43	-0,25	-1,88	-0,24	-5,54	-	-	-
listopad	-0,3	-0,26	-0,52	-0,27	-0,17	-0,46	-3,43	-1,13	-8,89	-	-	-
prosinec	-0,36	-0,26	-0,63	-0,58	-0,35	-1,14	-6,24	-2,31	-9,68	-	-	-

Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

Graf 8.2: Teplotní režim jezera Garmaksla v období 1. 1. 2012 – 11. 8. 2014 (vlastní zpracování)

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012 - 2014)

8.3 JEZERA OBLASTI BRUCEBYEN

Oblast Brucebyen se nachází na poloostrově Bünsow land, na východní straně Billefjorden v blízkosti ústí do Adolfbukty. Jedná se o 1 až 2 km širokou pobřežní pláň, tvořenou holocénními mořskými terasami, které byly izostaticky vyvýšeny. Pro tyto mořské terasy jsou typické chudé půdy, které jsou málo rozvinuté (Čepová, 2012). Severovýchodně od této oblasti se rozprostírá ledovec Nordenskiöld. Dříve se v oblasti těžilo černé uhlí.



Obr. 8.12: Lokalita Brucebyen (Hajšmanová, 2014)

Jezera oblasti Brucebyen leží na izostaticky vyzdvižené holocénní mořské terase a jsou považována za organogenní (Čepová a Kavan, 2012). Jedná se o jezera Norddamen (Brucebyen 1), kde N na začátku jména značí severní rybník (north) a menší z nich Sørdammen (Brucebyen 2), kde S na začátku jména značí jižní rybník (south). Jezera jsou pojmenována podle Rolfa W. Feyling-Hanssena (Čepová, 2012). Jedná se o jezera mělká, jejichž maximální hloubka se pohybuje kolem 1 metru. V okolí jezer se vyskytuje velké množství ptactva, které produkuje organickou hmotu a dochází k jejímu ukládání a následné eutrofizaci jezer (Čepová, 2013). To znamená, že hodnoty specifické konduktivity dosahují poměrně vysokých hodnot. Na leteckých snímcích pocházejících z roku 1961 a 2009 (Obr. 8. a 9. v Přílohách) nejsou viditelné na jezerech lokality Brucebyen výrazné změny jezerních pánví.

8.3.1 Současný stav jezer lokality Brucebyen a zhodnocení výsledků terénního měření

Jezera Brucebyen se řadí ke starším jezerům. Přesné stáří jezer však není známo. Jejich vznik je spojován se vznikem mořských teras a jejich vyvýšením. Denní chod teploty jezera Brucebyen zobrazuje Graf. 8.4 v měsíci srpnu roku 2012 ve dnech od 3. 8. 2012 do 17. 8. 2012. Graf 8.3 prezentuje data z roku 2013 a zobrazuje denní chod jezera Brucebyen ve dnech od 24. 7. 2013 do 28. 7. 2013. Průběh teplotního režimu v průběhu let 2012 až 2014 se nijak výrazně neodlišuje a teploty dosahují podobných hodnot. Z naměřených dat vidíme, že v průběhu dne dochází k výrazným výkyvům teploty vody. Jezera se během dne ohřejí díky dopadajícímu slunečnímu záření, které dopadá na hladinu jezera a dosahují vyšších teplot než v noci, kdy se teplota vody naopak ochladí. Teplota vody je ovlivněna jak teplotou vzduchu, tak aktuálním stavem počasí. Na Grafu 8.3 si můžeme všimnout velkého výkyvu mezi dny 27. 7. 2013 a 28. 7. 2013. Výkyv teploty vody je způsoben výkyvem počasí, kdy v tento den bylo v oblasti Petuniabukta slunečné radiační počasí (poznámka z terénního měření). Slunečné radiační počasí zvyšuje variabilitu denního teplotního režimu jezer. Teplota vody se vyšplhala téměř až k 15°C. Nejvyšší naměřená hodnota byla 14,37°C. Tab. 8.9 prezentuje data terénního expedičního měření, kdy byla měřena teplota vody, specifická konduktivita a pH. Jezero Brucebyen 1 dosahuje vyšších hodnot specifické konduktivity jak v roce 2012, tak v roce 2012 ve srovnání s jezerem Brucebyen 2.

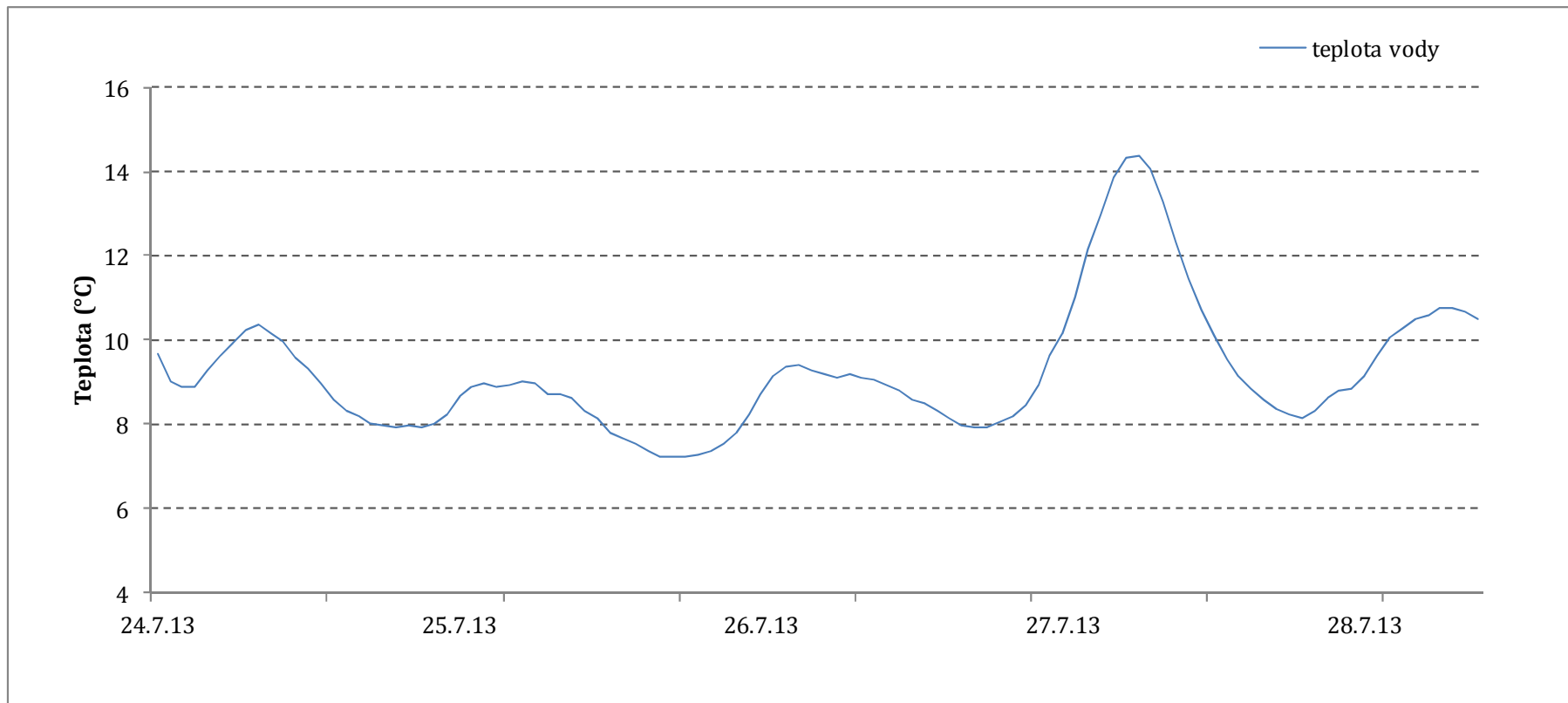
Tab. 8.9: Naměřené charakteristiky jezer Brucebyen v roce 2012 a 2014

jezero	datum	teplota (°C)	vodivost ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	pH
Brucebyen 1	7.8.2012	8,7	866	8,48
Brucebyen 2	7.8.2012	8,6	300,9	9,3
Brucebyen 1	22.8.2014	7,2	1385	9,8
Brucebyen 2	23.8.2014	6,9	499	9,7

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012, 2014)

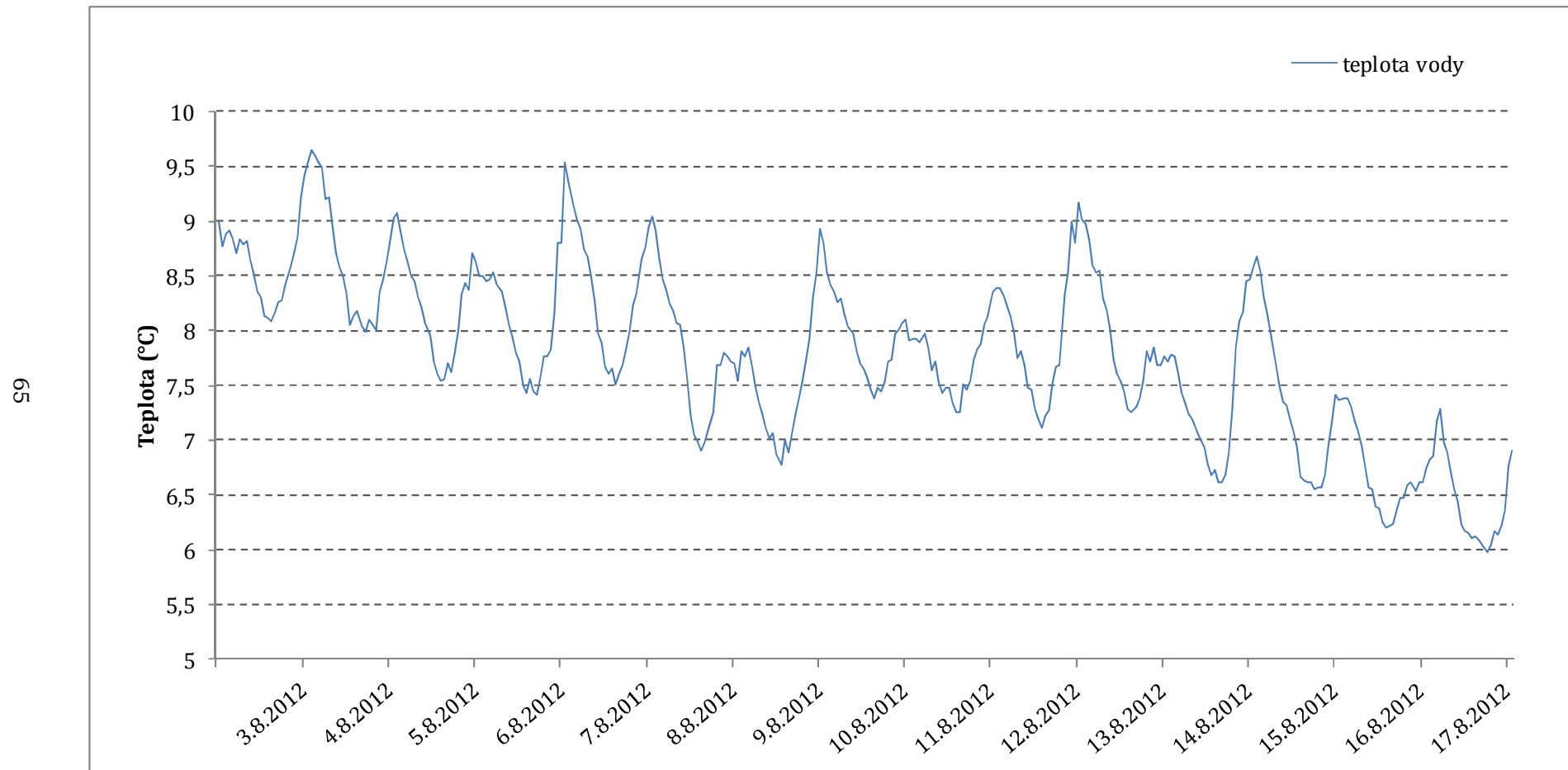
Graf 8.3: Teplotní režim jezera Brucebyen v období od 24. 7. 2013 do 28. 7. 2013(vlastní zpracování)

64



Zdroj: vlastní měření, CPE (2013)

Graf 8.4: Teplotní režim jezera Brucebyen v období od 3. 8. 2012 do 17. 8. 2012 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

8.4 JEZERA NORDENSKIÖLD

Nordenskiöldbreen je ledovec, který se nachází v severní části Billefjorden v centrální části Svalbardu. Vystupuje z velké ledovcové plošiny Lomonosovfonna, nejvyšší bod se nachází ve výšce 1250 m n. m. (Ouden et al., 2010). Jeho rozloha činí 242 km². Jeho délka je kolem 26 km a je představitelem polytermálního ledovce. Rychlost jeho toku je vysoká a pohybuje se kolem 50 až 60 m za rok (Stacke et al., 2013). Ledovec je pojmenován podle profesora Nilse Adolfa Erika Nordenskiölda (1832-1901) (Norsk Polar Institut, 2015).

Po konci Malé doby ledové došlo k ústupu všech ledovců v oblasti Billefjorden. Jedna z nejvyšších rychlostí ústupu byla pozorována právě u ledovce Nordenskiöld, činila průměrně 35 m za rok, a proto došlo k náhlým změnám v krajině spojenými s glaciálními a glaciofluviálními procesy (Stacke et al., 2013).



Obr. 8.13: Nordenskiöldbreen (Čepová, 2014)

V těsné blízkosti ledovce se nachází několik říčních toků. Podle výzkumů prováděného na základě analýzy leteckých snímků z Norského Polárního Institutu se nacházel hlavní tok na pravé straně od čela ledovce. Po konci LIA došlo ke změnám průtoku. V nedávné době, během probíhající ablace roku 2012, říční

pirátství způsobilo upuštění toku od hlavního proudu. Vznikl nový kanál, který směřuje přímo k čelu ledovce. Následkem blokování toku ledovcem a tání ledovce vznikla až 30 metrů hluboká přehrazená jezera (Stacke et al., 2013). Studie dokládají, že ke změnám terminoglaciací zóny dochází každoročně a to v ablačním období. Během sezony vždy vzniknou nová jezera a naopak některá zaniknou.

Jezera Nordenskiöld můžeme pozorovat na leteckých snímcích z let 1936, 1961 a 2009. Na leteckém snímku z roku 1936 vidíme čelní morénu ledovce. V pravé části snímku můžeme vidět vodní útvary na ledovci, které vznikly pravděpodobně pouze táním povrchu ledovce, a síť říčního systému vpravo. Rozsah leteckého snímku však nedosahuje potřebám k posouzení současných jezerních pánví. Na snímku z roku 1961 současná jezera, která můžeme vidět na snímku z roku 2009, nepozorujeme.

8.4.1 Současný stav jezer Nordenskiöld a zhodnocení výsledků terénního měření

V blízkosti čela ustupujícího ledovce Nordenskiöld se nacházejí hrazená morénová jezera (Čepová, Kavan, 2012). Jezera jsou relativně mladá a jsou značně nestabilní. Jak už bylo zmíněno, během každé sezony vznikají nová jezera díky změnám terminoglaciací zóny, ke kterým dochází každoročně. Hloubka jezer je značná a byla odhadnuta až na 30 m. V průběhu systematického výzkumu jezerních ekosystémů českými vědci v oblasti Billefjorden-Petuniabukta došlo ke vzniku nových jezer v oblasti Nordenskiöld a některá zanikla. Na jezeře Nordenskiöld 4 byl nainstalován datalogger pro kontinuální snímání teploty. Data jsou k dispozici v období od 18. 7. 2011 do 20. 8. 2014. Teplotní režim jezera zobrazuje Graf 8.5. Průměrné měsíční teploty s měsíčními maximálními a minimálními teplotami jsou uvedeny v Tab. 8.11.

Teplotní režim jezera Nordenskiöld 4 v průběhu roku je na základě dostupných dat z měření stabilní. V měsících leden – květen je jezero zamrzlé. V zimním období 2012 bylo naměřeno 136 ledových dnů. První ledové dny se objevily 10. 1. 2012 a trvaly až do 25. 5. 2012. V roce 2013 bylo naměřeno celkem 122 ledových dnů, kdy ledové dny nastoupily koncem měsíce ledna, 30. 1. 2013 a trvaly až do prvního dne měsíce července, 1. 6. 2013. Nástup ledových dnů v zimním období 2013/2014 pozorujeme už v roce 2013. První ledové dny se objevily počátkem měsíce prosince

2013. Ledové dny trvaly od 4. 12. 2013 do 29. 5. 2014. Celkem jich bylo naměřeno 176. Trvání a počet ledových dnů jsou uvedeny v Tab. 8.10. Koncem května taje ledová pokrývka a teplota stoupá. V nejteplejších letních měsících teplota stoupá až k 10°C. Počátkem měsíce srpna pozorujeme postupný pokles teploty až do počátku měsíce listopadu, kdy si v průběhu měsíců listopad až prosinec voda udržuje vcelku stálou teplotu. V roce 2013 se tato teplota dostala pod bod mrazu.



Obr. 8.14: Hrazené morénové jezero Nordenskiöld, v pozadí Nordenskiöldbreen (Čepová, 2014)

Nejteplejším měsícem jezera Nordenskiöld 4 ve sledovaném období je červenec, kdy průměrná teplota v roce 2012 a 2013 byla 7,27°C s naměřenou maximální teplotou 10,78°C. V roce 2014 dosáhla průměrná červencová teplota 9,3°C s maximální naměřenou teplotou 12,2°C. Nejchladnějším měsícem roku 2012 byl měsíc únor s průměrnou měsíční teplotou -0,1°C, v roce 2013 to byl měsíc duben s průměrnou měsíční teplotou -0,22°C a v roce 2014 opět měsíc duben, kdy průměrná teplota klesla na -0,28°C. Na základě ročního teplotního režimu vidíme, že teplotní režim jezera Nordenskiöld 4 v roce 2012 a 2013 nabývá velmi podobného průběhu. Průměrná roční teplota jezera v roce 2012 byla 1,72°C a v roce 2013 1,80 °C.

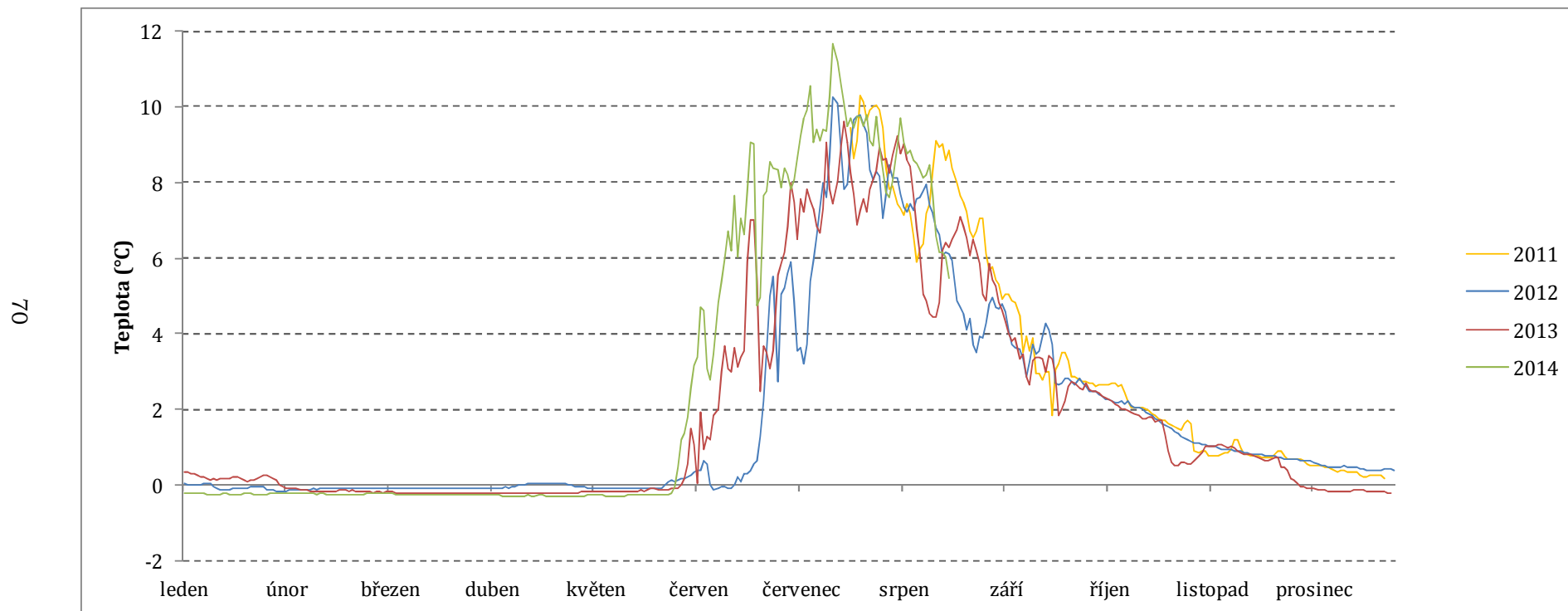
V roce 2012 bylo provedeno expediční měření na 5 jezerech. Hodnota pH jezer se pohybovala kolem 8,4. Specifická konduktivita nabývala hodnot 194,1 až 418,4 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Teplota jezer tohoto dne dosahovala hodnoty až 9,1°C.

Tab. 8.10: Trvání ledových dnů a jejich počet na jezeře Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)

ledové dny		
od	do	počet ledových dnů
10.1.2012	25.5.2012	136
30.1.2013	1.6.2013	122
4.12.2013	29.5.2014	176

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012 – 2014)

Graf 8.5: Teplotní režim jezera Nordenskiöld 4 v období od 18. 7. 2011 – 20. 8. 2014 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

Tab. 8.11: Průměrné měsíční teploty s maximálními a minimálními měsíčními teplota v průběhu let 2011, 2012, 2013 a 2014 jezera Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)

měsíc	2011			2012			2013			2014		
	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)
leden	-	-	-	-0,07	0,11	-0,18	0,18	0,36	-0,07	-0,23	-0,2	-0,25
únor	-	-	-	-0,1	-0,07	-0,16	-0,15	-0,06	-0,2	-0,23	-0,21	-0,25
březen	-	-	-	-0,09	-0,07	-0,1	-0,21	-0,15	-0,23	-0,21	-0,15	-0,23
duben	-	-	-	-0,01	0,06	-0,1	-0,22	-0,2	-0,23	-0,28	-0,27	-0,29
květen	-	-	-	-0,04	0,2	-0,11	-0,16	0	-0,21	-0,21	1,43	-0,29
červen	-	-	-	1,04	5,79	-0,19	2,77	7,27	-0,11	5,25	9,61	0,83
červenec	15,87	25,09	8,06	7,27	10,78	2,53	7,27	10,78	2,53	9,3	12,2	6,93
srpen	7,5	10,04	5,51	6,06	8,82	3,4	6,47	9,21	4,28	-	-	-
září	3,95	7,13	1,53	3,38	5,04	1,29	3,32	5,85	1,72	-	-	-
říjen	2,17	2,8	1,45	1,86	2,5	1,13	1,69	2,59	0,49	-	-	-
listopad	0,92	1,78	0,71	0,88	1,13	0,67	0,8	1,08	0,21	-	-	-
prosinec	0,44	0,82	0,1	0,49	0,68	0,36	-0,12	0,2	-0,21	-	-	-

Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

8.5 LOKALITA MATHIESONDALEN

Jezera krasového původu se nacházejí i v oblastech vysoké Arktidy. Jejich výskyt však není příliš hojný kvůli nedostatku vápence a dalších hornin, které jsou zapotřebí pro rozvoj krasu. Permafrost omezuje však a díky tomu je zde nedostatek systémů podzemních vod. Provedené studie věnované krasovým systémům potvrzují jejich existenci v arktických oblastech a i na Svalbardu. Krasové oblasti se nacházejí častěji v nesouvislém permafrostu (Salvigsen a Elgersma, 1985). Barbaroux a Besset (1968) popsali krasový systém nacházející se v jižní části Kongsfjorden, oblasti Sarsgyra, kde se nalézají velká polje s hloubkou až 6 m. Salvigsen et al. (1983) popsali krasový systém nalézající se ve vnitřní části Isfjorden, oblast nese název Mathiesondalen. Dále se krasovým systémům věnovali Baranowski (1974) a Pulina (1974), který popsal krasovou jeskyni s délkou 30 metrů v oblasti Hornsundu.



Obr 8.15: Lokalita Mathiesondalen (Čepová, 2014)

Lokalita Mathiesondalen nese název podle údolí, v jehož blízkosti se jezera nacházejí. Údolí je přibližně 9 km dlouhé a nese jméno skotského objevitele a kartografa Johna Mathiesona, který roku 1909 Svalbard navštívil za účelem

výzkumné expedice. Údolí Mathiesondalen je protkáno říčním systémem s malými přítoky (Čepová, 2012).

Geologické podloží této oblasti je tvořeno karbonskými a permskými vápenci a dolomity. Horní část údolí je pokryta holocenními sedimenty, které tvoří terasy a vyvýšeniny v terénu. V terénu můžeme pozorovat geomorfologické tvary, které dokládají krasový charakter oblasti. Typickými krasovými tvary jsou sníženiny nálevkovitého tvaru, závrtky. Jezera leží na vyzdvížených mořských terasách, které vznikly během holocénu. Salvigsen et al. (1983) odhaduje stáří jezer na 11 000 let. Jezera však budou spíše mladší, protože některá z nich jsou stále aktivní. Aktivitu dokazují změny reliéfu, ke kterým došlo v posledních několika letech. Na Obr. 8.16 vidíme vyznačená jezera lokality Mathiesondalen na leteckém snímku z roku 1961. Jezera 1 a 2 žádnou aktivitu nevykazují a s velkou pravděpodobností jsou fosilní.



Obr. 8.16: Jezera lokality Mathiesondalen v roce 1961; výřez z leteckého snímku
(zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Jezero 1 bylo roku 1985 popsáno jako nejvýše položená deprese ležící v nadmořské výšce 70 metrů na mořské terase, v jižní části údolí. Na konci letního období nemělo jezero odtok a pravděpodobně nebylo v té době aktivní (Salvigsen a Elgersma, 1985). Salvigsen a Elgersma (1985) dále uvádí, že jezero je s velkou pravděpodobností fosilní. Jezero 2 leží na mořské terase ve výšce 35 m n. m.

Pravděpodobně je také fosilní a nevykazuje žádnou aktivitu. Jezero nemá žádný viditelný odtok (Salvigsen a Elgersma, 1985). Hladina vody kolísá v průběhu celého roku. Jezero 3 leží přibližně 6 m n. m. Jezero má malý přítok. Blízko vstupu se nalézá i výstup toku. Jezero 4 se nachází ve výšce 6 m n. m. v jižní části delty a nabývá značné hloubky. Salvigsen a Elgersma (1985) uvádí jeho délku kolem 300 metrů. Koncem července roku 1983 z jezera vytékal potok, avšak zjevné zdroje vody nebyly objeveny. Jezero má tedy pravděpodobně podzemní přítok. Jezero 5 se nalézá ve výšce 32 m n. m. Má malý přítok, který vytéká z jezera a končí ponorem ve slepém údolí.



Obr. 8.17: Výřez leteckého snímku z roku 1961 s vyznačenými jezery lokality Mathiesondalen
(zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)



Obr. 8.18: Výřez leteckého snímku z roku 2009 s vyznačenými jezery lokality Mathiesondalen
(zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

8.5.1 Současný stav jezer lokality Mathiesondalen a zhodnocení výsledků terénního měření

V současnosti lokalita čítá celkem 7 jezer. Při porovnání leteckých snímků z let 1961 a 2009 můžeme pozorovat vznik nového závrtu mezi jezery 4 a 5 (Obr. 8.18). Na snímku z roku 1961 (Obr. 8.17) tento závrt chybí (Roman, 2014). Nově vzniklý závrt potvrzuje současnou aktivitu oblasti. Jezero číslo 5 má odtok, který končí ponorem ve slepém údolí. Jezero 4 nemá žádný viditelný přítok a nalézá se pod úrovní jezer 5 a 6. Dle Salvigsen et al. (1983) je pravděpodobně živeno podzemním přítokem z jezer 5 a 6.

Jezera jsou krasového původu (Čepová, Kavan, 2012). Jsou relativně hluboká a díky stabilnímu přítoku podpovrchové i povrchové vody se vyznačují velkou stabilitou hydrologického režimu v průběhu roku (Čepová 2012). Jezero Mathiesondalen 1 vykazuje vysoké hodnoty specifické konduktivity, a to $1033 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (měřeno 12.8.2012). Vysoká konduktivita vypovídá o geologickém podloží, které je tvořeno ze sádrovců (Salvigsen et al., 1983). Jezera vykazují hodnotu pH kolem 8,3 (průměrná hodnota z dat 12. 8. 2012).

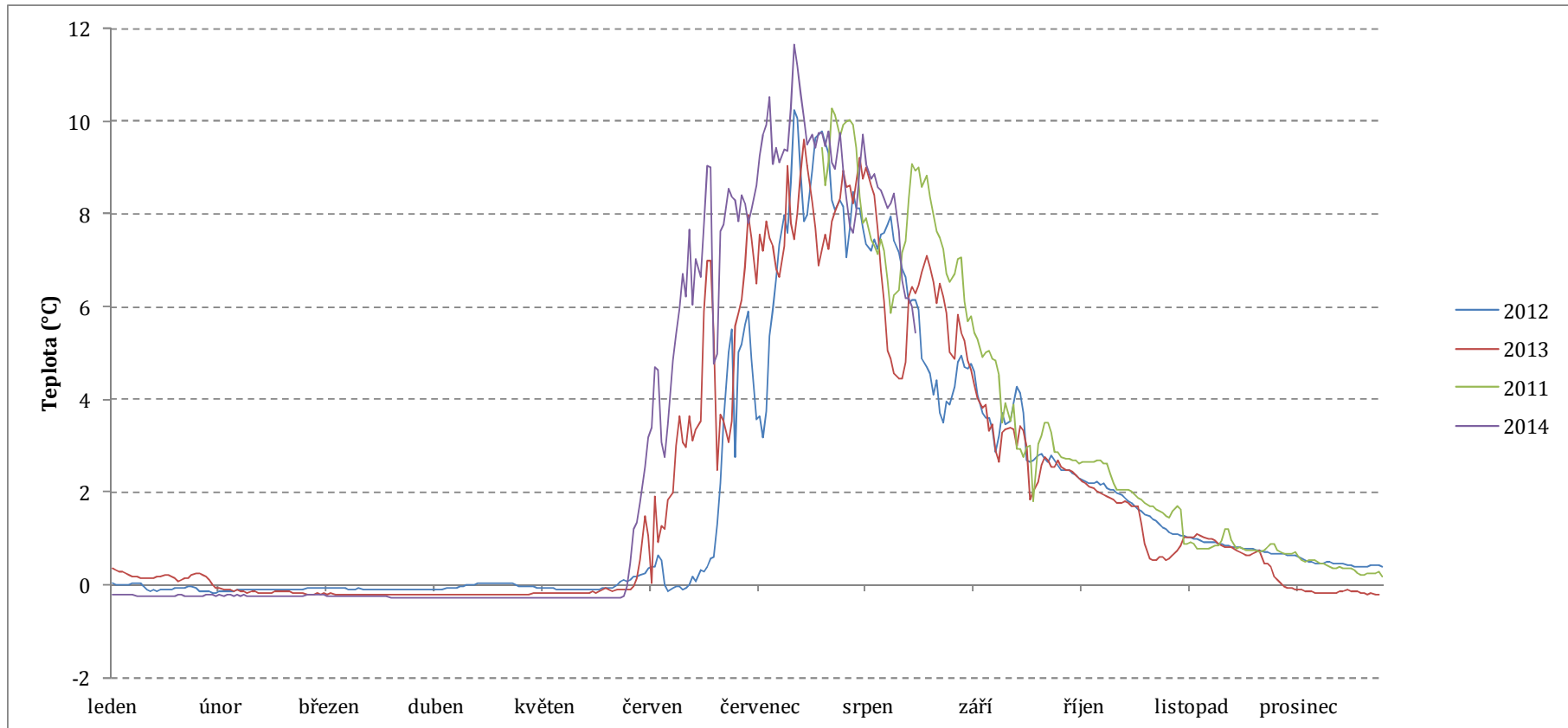


Obr. 8.19: Nahoře: vlevo jezero Mathiesondalen 1, vpravo jezero Mathiesondalen 2; Dole: vlevo jezero Mathiesondalen 3, vpravo jezero Mathiesondalen 4 (Kavan, 2012).

Graf 8.6 zobrazuje teplotní režim jezera Mathiesondalen 2 v průběhu let 2011 – 2014. Z roku 2011 máme dostupná data od července (22. 7. 2011) do konce roku 2011. Z roku 2014 jsou dostupná data naopak od ledna do července (21. 8. 2014), kdy byla stažena data naposledy při návštěvě jezera během sezony 2014. Z grafu je patrné, že v období od konce ledna do konce května se teplota vody pohybuje těsně pod bodem mrazu. V roce 2012 průměrná teplota v období leden – květen byla $-0,6^{\circ}\text{C}$, v roce 2013 byla $-0,9^{\circ}\text{C}$. Nejnižší naměřená hodnota teploty vody v jezeře, $-0,27^{\circ}\text{C}$, byla roku 2014 v měsíci dubnu a květnu. V roce 2013 byla nejnižší naměřená teplota $-0,23^{\circ}\text{C}$ v dubnu a v roce 2012 $-0,19^{\circ}\text{C}$ v červnu. Po roztání ledové pokrývky, která taje koncem května, následuje teplé období. V měsíci červenci dosahuje teplota vody nejvyšších hodnot, a to až 10°C . V roce 2012 byla nejvyšší naměřená červencová teplota $10,78^{\circ}\text{C}$, v roce 2013 $10,57^{\circ}\text{C}$ a v roce 2014 se vyšplhala až na $12,20^{\circ}\text{C}$, přičemž to je nejvyšší naměřená hodnota teploty vody v celém sledovaném období. Průměrná srpnová teplota se pohybuje kolem $6,05^{\circ}\text{C}$. zářijové teploty se pohybují průměrně kolem hodnoty $3,54^{\circ}\text{C}$ ve sledovaném období. Od konce srpna až do počátku sledujeme pokles teploty. V roce 2012 teplota klesla pod bod mrazu až v polovině ledna (10. 1. 2012), v roce 2013 koncem ledna (30. 1. 2012) a poslední zimní sezonu klesla teplota pod bod mrazu už počátkem prosince roku 2013 (4. 12. 2013). Z roku 2012 a 2013 jsme schopni určit průměrnou roční teplotu z dostupných dat. V roce 2012 byla průměrná roční teplota $1,72^{\circ}\text{C}$ a v roce 2013 $1,84^{\circ}\text{C}$. Hydrologický režim jezera v průběhu roku relativně stabilní. Stabilita je způsobena pravděpodobně přítokem podzemní vody.

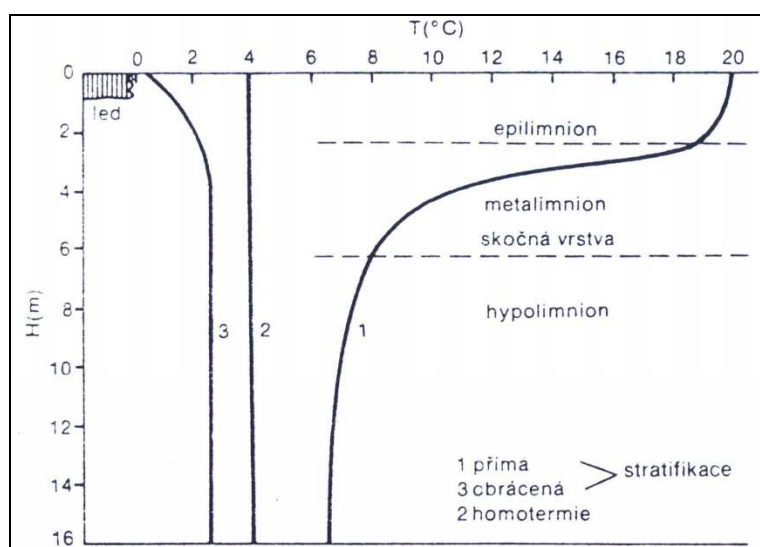
Naměřené průměrné měsíční teploty s jejich minimálními a maximálními měsíčními teplotami zobrazuje Tab. 8.12.

Graf. 8.6: Teplotní režim jezera Mathiesondalen 2 v období od 22. 7. 2011 – 21. 8. 2014 (vlastní zpracování)



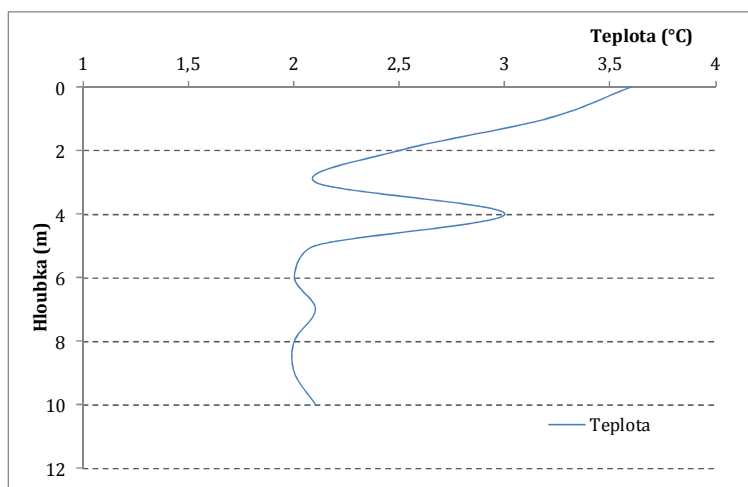
Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

Průběh teplotní stratifikace 3 jezer krasové oblasti můžeme vidět na Grafech 8.7, 8.8 a 8.9. Data jsou pořizena během expedičního měření, které proběhlo 12. 8. 2012. U jezera Mathiesondalen 1 vidíme, že v hloubce 4 metrů teplota stoupla ze 2°C na 3°C a v hloubce 5 m opět klesla na teplotu 2°C. Tento skok si můžeme vysvětlit tak, že pravděpodobně došlo k chybnému měření. Pokud opravdu došlo k chybě měření, vidíme, že průběh křivky teploty odpovídá přímé teplotní stratifikaci. Vodní masy jsou rozděleny na tři zóny: na svrchní epilimnion a spodní hypolimnion, mezi kterými je více či méně silná přechodná (skočná) vrstva, označovaná jako metalimnion (Petrušek, 2011). Průběh teplotní stratifikace jezer vidíme na Obr. 8.20. U jezera Mathiesondalen 3 s velkou pravděpodobností dochází také k teplotní přímé letní stratifikaci. Jezero je značně hluboké a v měření nedochází k přílišným změnám teploty. Jezero Mathiesondalen 2 je naopak velice mělké, dosahuje hloubky pouze 2 metrů. Průběh křivky teplotní stratifikace se nejlépe podobá opět přímé stratifikaci. Jezera, která se stratifikují, jsou označována jako jezera dimiktická. Tato charakteristika se však vztahuje na jezera mírných pásem. Existují jezera, která se v létě nestratifikují nebo k tomu dochází jen na krátký čas. Týká se to především mělkých jezer. Jezera, u kterých stratifikace nastane a znovu zmizí mnohokrát za jediné léto, nazýváme polymiktická (Wetzel, 2001). Pro konečné závěry by bylo vhodné opakovat měření.

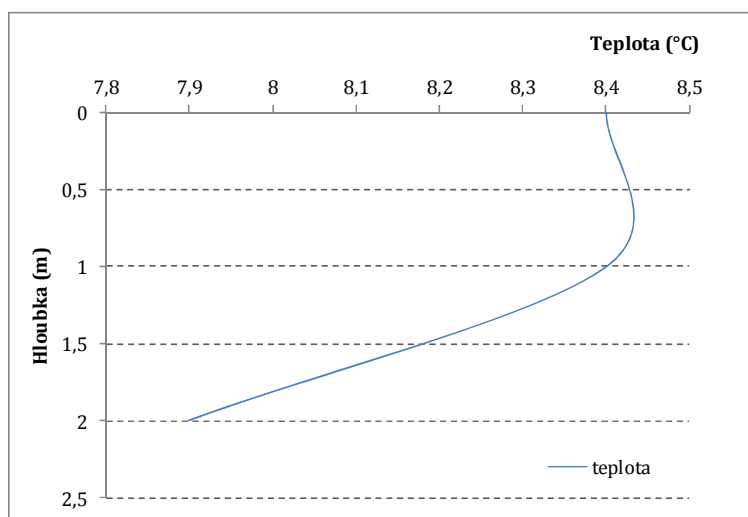


Obr 8.20. Změny teploty vody chladného jezera s hloubkou (zdroj: Netopil, 1984)

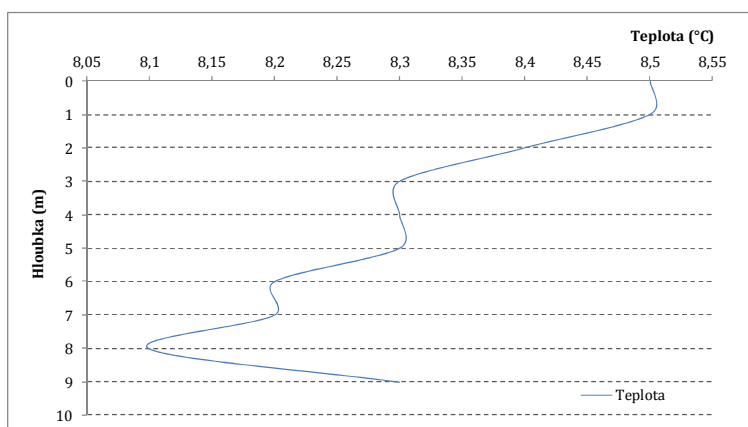
Graf 8.7: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 1 (vlastní zpracování)



Graf 8.8: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)



Graf 8.9: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 3 (vlastní zpracování)



Tab. 8.12: Průměrné měsíční teploty a jejich maximální a minimální teploty jezera Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)

měsíc	2011			2012			2013			2014		
	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)
leden	-	-	-	-0,07	0,11	-0,18	0,18	0,36	-0,07	-0,23	-0,2	-0,25
únor	-	-	-	-0,1	-0,07	-0,16	-0,15	-0,06	-0,2	-0,23	-0,21	-0,25
březen	-	-	-	-0,09	-0,07	-0,1	-0,09	-0,07	-0,1	-0,25	-0,21	-0,28
duben	-	-	-	-0,01	0,06	-0,1	-0,22	-0,2	-0,23	-0,28	-0,27	-0,29
květen	-	-	-	-0,04	0,2	-0,11	-0,16	0	-0,21	-0,21	1,43	-0,29
červen	-	-	-	1,04	5,79	-0,19	2,77	7,27	-0,11	5,25	9,61	0,83
červenec	-	-	-	7,27	10,78	2,53	7,55	10,57	5,65	9,3	12,2	6,93
srpen	6,06	8,82	3,4	6,06	8,82	3,4	6,47	9,21	4,28	-	-	-
září	3,95	7,13	1,53	3,38	5,04	1,29	3,32	5,85	1,72	-	-	-
říjen	2,17	2,8	1,45	1,86	2,5	1,13	1,69	2,59	0,49	-	-	-
listopad	0,92	1,78	0,71	0,88	1,13	0,67	0,8	1,08	0,21	-	-	-
prosinec	0,44	0,82	0,1	0,49	0,68	0,36	-0,12	0,2	-0,21	-	-	-

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012 - 2014)

8.6 LOKALITA LEDOVCE RAGNAR

Ledovec Ragnar leží v oblasti Billefjorden v severní části zálivu Petunia, v nejvýchodnější části Dickson Land. Nese jméno podle finského geobotanika Ragnara Hulta (1857 – 1899) (Norsk Polar Institut, 2015). Klima studované oblasti je více kontinentální než klima západního pobřeží, s menším množstvím srážek a většími teplotními výkyvy (Ewertowski, 2014). Ledovec vystupuje z Mittag-Leffler ledovce, který odvodňuje Lomonosovfonna plošina. Ledovec je 4,9 km dlouhý a rozprostírá se na 6,6 km². Hrana ledovce se nachází ve výšce 80 m n. m. a je 400 m široká (Ewertovski et al, 2012).

Tab. 8.13: Změny ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014, upraveno)

období	ústup čelní morény	
	celkem (m)	rychlost ústupu (m/rok)
Neoglaciální maximum (1900/1920) - 1961	453	7,4/11
1961 - 1990	557	19,2
1990 - 2009	534	28,1
2009 - 2012	92	30,7
2012 - 2013	22	22
Neoglaciální maximum (1900/1920) - 2013	1658	14,7/17,8

Zdroj: Ewertowski (2014)

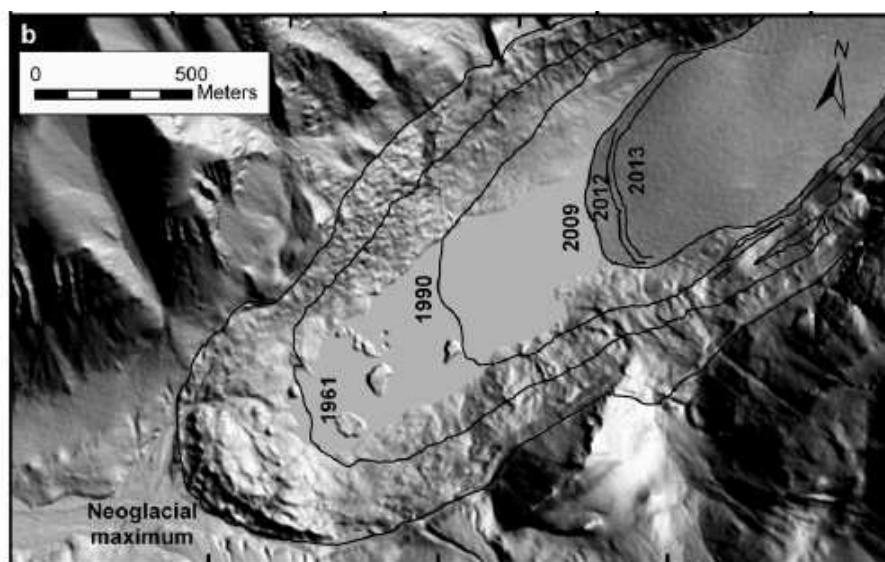
Rachlewicz et al. (2007) uvádí, že rozsah ledovce se zmenšil od ukončení Malé doby ledové do roku 2002 o 1,2 km². Ledová plocha se snížila o 65 m mezi léty 1960 a 2002. Průměrná rychlost toku ledovce dosahuje 3,8 až 11,1 m za rok (Rachlewicz, 2004). Ledovcový komplex se dělí na čtyři části a to na čistý ledovcový povrch, terminoglaciální jezero (částečně supraglaciální), boční morény a komplex čelní morény (Ewertowski et al., 2012). Pobřežní zóna ledovce je 1,5 km dlouhá a 1 km široká. Voda z ledovce je odváděna tokem, který vytéká přímo z jezera. V některých místech tok dosahuje hloubky až 1 metru (Ewertovski et al., 2010). Na povrchu

ledovce se nachází supraglaciální tok, který se prohlubuje. Další studie dle Ewertowski (2014) ukazuje na ústup čelní morény ledovce od ukončení Malé doby ledové (1900/1920) až do roku 2013 o 1658 m, ledová plocha zmenšila svůj objem o 26%. V letech 1961 až 2009 došlo ke ztrátě ledové masy o rozloze 135 000 000 m². Ke změnám došlo především kvůli tání mrtvého ledu a naplaveninám (Ewertowski et al., 2014). Tvorba terminoglaciálního jezera pravděpodobně napomohla rychlejšímu ústupu ledovce (Ewertowski et al., 2014). Na obrázku 8.20 můžeme vidět průběh ústupu čelní morény ledovce. Jsou zde vyznačeny linie dosahu čelní morény ledovce v období LIA, v roce 1961, 1990, 2009, 2012 a 2013.

Tab. 8.14: Úbytek ledovcové masy ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014; upraveno)

období	rozloha ledovcové masy (km ²)	procentuální zastoupení ledovcové masy (%)
LIA (1900/1920)	13,05	100
1961	11,78	90
1990	10,62	81
2009	9,72	74

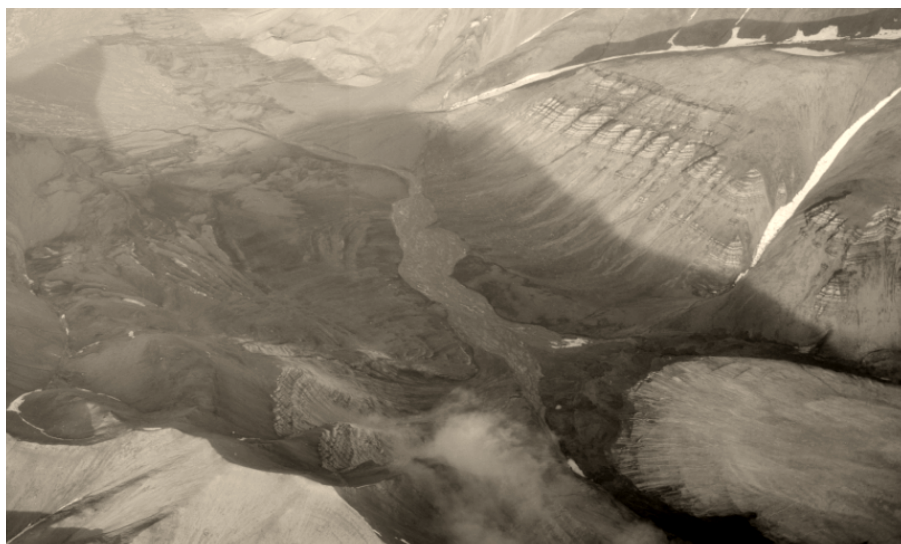
Zdroj: Ewertowski (2014)



Obr. 8.21: Změny polohy čelní morény ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014)

Roku 1961 byl zaznamenán hlavní supraglaciální tok v jihovýchodní části ledovce. Na severní straně byly pozorovány pouze malé toky. Supraglaciální tok se

nacházel v bezprostřední blízkosti čelní morény. V této době se před ledovcem nenacházelo velké jezero. Velké jezero se začalo formovat pravděpodobně až po roce 1980 (Ewertowski, 2010). Ewertowski et al. (2014) uvádí, že k tomu došlo mezi léty 1980 a 1984, a to na základě osobní komunikace členů expedic z let 1979 a 1984. Na Obr. 8.21 vidíme výřez leteckého snímku z roku 1936. Je vidět, že před čelní morénou se formuje část jezera, ale nedosahuje takových rozměrů jako v současnosti. Část jezera, která vznikla v letech 1961 a 1990 byla mělká, maximální hloubka dosahovala 2 metrů a čítala četné množství menších ostrovů. Některé z ostrovů dosahovaly výšky až 3 metrů nad hladinu, ale většina z nich dosahovala výšky menší jak 1 metr (Ewertowski, 2014).



Obr 8.22: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní úprava)

V roce 1990 se hlavní supraglaciální tok nacházel v centrální části a v severozápadní části ledovce. Vzniklo terminoglaciální jezero, které je 780 m dlouhé a více jak 400 metrů široké. Terminoglaciální jezero je jezero, které je v přímém kontaktu s ledovcem (Brodzikowski a van Loon, 1991). Proglaciální jezero je jezero, od kterého ledovec již ustoupil a jezero není v přímém kontaktu s ledovcem (Cohen, 2003).

Postupným růstem jezero dosáhlo délky až 1400 metrů v roce 2013. V roce 2005 byla naměřena maximální hloubka jezera 17 m (Ewertovski, 2014). Od roku 1990 se hladina jezera změnila nepatrně a proximální část jezera se postupně vyvíjela. Proximální část jezera byla v předešlých letech hlubší než část distální.

Severní část pozvolna klesá do středu jezera, zatímco jižní část prudce. Několik malých delt se vyvinulo podél pobřeží jezera v místech, kde voda nebyla příliš hluboká. Některé opět zanikly při ústupu ledovce (Ewertowski et al., 2014).



Obr. 8.23: Vlevo: ledovec Ragnar a pohled na jezero Ragnar (Juras, 2012); vpravo: supraglaciální tok ledovce Ragnar s pohledem na jezero (Čepová, 2014)

8.6.1 Současný stav jezera Ragnar a zhodnocení výsledků terénního měření

Jezeru Ragnar hrozí v současné době protrhnutí hráze a následné vylití jezera. Teplotní data z jezera Ragnar jsou k dispozici v časovém rozmezí od 16. 7. 2012 – 25. 8. 2013. Graf 8.10 zobrazuje průběh teploty vody od července do prosince roku 2012. Graf 8.11 zobrazuje teplotní režim jezera v celém sledovaném období. Díky značné hloubce a velikosti jezero dosahuje v zimním období nízkých hodnot teploty vody. Maximální naměřená hloubka se pohybuje kolem 17 m. Velkému objemu vody trvá delší dobu, než se zahřeje v letních měsících a naopak v zimních měsících si udržuje voda nízkou teplotu. Velkou část roku je jezero zamrzlé. V roce 2012 pozorujeme příchod prvních ledových dnů koncem září (25. 9. 2012). První teploty vody nad nulou se objevují až v měsíci červnu (11. 6. 2013). V zimním období teplota klesá až k -10°C . V období 16. 7. 2012 – 25. 8. 2013 byla nejnižší naměřená teplota naměřena v měsíci březnu a dubnu roku 2013. Teplota klesla na $-11,19^{\circ}\text{C}$ (v obou měsících). Průměrná měsíční teplota měsíce března a dubna byla $-10,65^{\circ}\text{C}$ (březen) a $-10,36^{\circ}\text{C}$ (duben). Nejteplejším měsícem ve sledovaném období byl měsíc srpen roku 2012, kdy průměrná měsíční teplota dosáhla hodnoty $3,00^{\circ}\text{C}$. Nejvyšší naměřená teplota jezera byla $4,81^{\circ}\text{C}$ v měsíci

srpnu 2012. Protože nejsou k dispozici celoroční data, nejsme schopni určit průměrnou roční teplotu. Avšak jsme schopni určit průměrnou teplotu sledovaného období, která byla -3,84 °C. Měsíční průměrné teploty s jejich maximálními a minimálními teplotami jsou uvedeny v Tab. 8.15.

Tab. 8.15: Měsíční průměrné teploty a maximální a minimální měsíční teploty jezera Ragnar (vlastní zpracování)

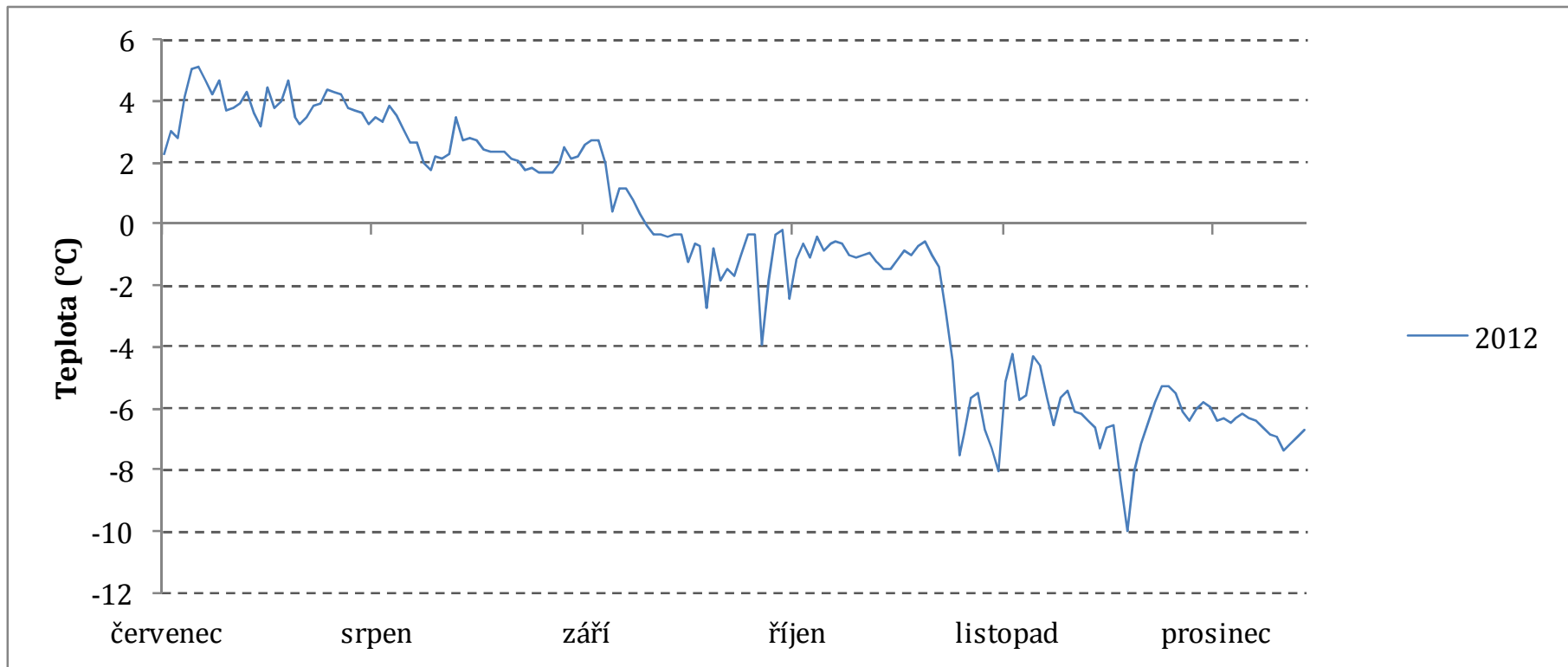
měsíc	2012			2013		
	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)	průměrná teplota (°C)	maximální teplota (°C)	minimální teplota (°C)
leden	-	-	-	-6,47	-5,25	-9
únor	-	-	-	-8,5	-7,31	-10,25
březen	-	-	-	-10,65	-10,25	-11,19
duben	-	-	-	-10,36	-8,56	-11,19
květen	-	-	-	-5,26	-1	-8,56
červen	-	-	-	0,76	2,81	-1
červenec	-	-	-	2,59	4,44	1,38
srpen	3	4,81	1,06	-	-	-
září	1,31	2,81	-1,38	-	-	-
říjen	-1,2	-0,19	-4	-	-	-
listopad	-4,67	-0,56	-8,25	-	-	-
prosinec	-6,64	-5,13	-10,38	-	-	-

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012 – 2013)



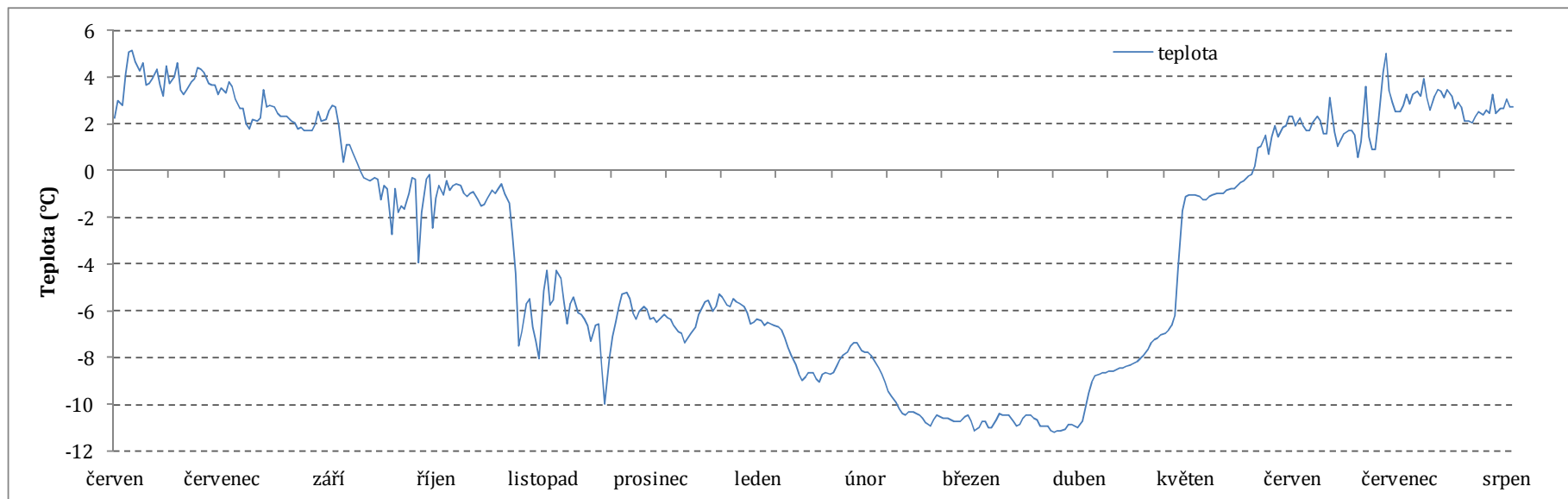
Obr. 8.24: Jezero Ragnar (Čepová, 2014)

Graf 8.10: Teplotní režim jezera Ragnar v období od 16. 7. 2012 do 31. 12. 2012 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

Graf 8.11: Teplotní režim jezera Ragnar v období od 16. 7. 2012 do 25. 8. 2012 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

9 ZÁVĚR

Cílem diplomové práce bylo na základě dostupných zdrojů a vlastního terénního měření posoudit vývoj jezerních ekosystémů v oblasti Billefjorden-Petuniabukta po ústupu ledovců Malé doby ledové. Práce navázala na předchozí bakalářskou práci autorky, která byla věnována genetické klasifikaci jezer zájmové lokality.

Významným výstupem této práce je také její teoretická část, jejíž přínos spočívá v obsáhlé rešerši zdrojů a jejím zpracování do jednotného celku. Lze v ní tedy nalézt základní informace o zájmové lokalitě, zalednění studované oblasti a jejím vývoji před i po ukončení Malé doby ledové. Autorka v textu shrnuje dosavadní poznatky týkající se vývoje ledovcových systémů v oblasti Billefjorden-Petuniabukta po ukončení Malé doby ledové, a to na základě rešerše odborné literatury a dostupných studií. Tyto informace se staly cennými zdroji pro posouzení vývoje jezerních ekosystémů studované oblasti.

Každé lokalitě zájmové oblasti je věnována samostatná kapitola. Podává základní informace o studované lokalitě a stručné výsledky předešlých studií pokud existují. Dále je posouzen stav jezer v současnosti, jsou vyhodnoceny výsledky terénního měření, jehož byla autorka účastníkem v letech 2012 a 2014 a jsou vyhodnoceny výsledky dat získaných během systematického výzkumu jezerních ekosystémů českými vědci z let 2011 – 2014 na Svalbardu. Na základě dostupných leteckých snímků Norského Polárního Institutu z let 1936, 1961, 1990 a 2009 bylo odhadnuto stáří některých jezer a posouzen vývoj jezerních pánví v tomto období.

Na jezerech bylo provedeno během terénního výzkumu měření základních fyzikálně-chemických parametrů. Tato data podávají informace o jezerech studované lokality a jejich základních charakteristických vlastnostech. Díky systematickému výzkumu, který trvá od roku 2011, jsou k dispozici víceletá data teplotních režimů některých jezer. Data byla graficky zpracována se stručným popisem trendů a jejich vývoje.

Součástí práce je fotodokumentace jednotlivých jezer, zpracování výřezů leteckých snímků a tabulky s výsledky terénního měření.

V budoucnu by bylo vhodné porovnat teplotní režimy jezer s klimatologickými daty a posoudit závislost teploty vzduchu na teplotě jezer a typu jezera studovaných lokalit. Z dat batymetrického mapování by bylo zajímavé vytvořit případně modely jezer. Z jezerních sedimentů, které byly odebrány na několika lokalitách, je možné získat informace o vývoji klimatu v minulosti, které by přiblížily informace o vývoji dané lokality a změnách klimatu, ke kterým zde docházelo. Významným přínosem by mohlo být vytvoření atlasu jezer studované lokality.

Důvody, proč porozumět polárním ekosystémům, v dnešní době nabývají stále většího významu. Je třeba porozumět polárním ekosystémům, získat nové poznatky z glaciologie, hydrologie, geologie, ale i geomorfologie polárních oblastí, porozumět změnám, ke kterým v polárních oblastech dochází a to především ve spojení s globální klimatologickou změnou.

10 SUMMARY

The main goal of the thesis is evaluation of the development of lacustrine ecosystem in Billefjorden-Petuniabukta area. Billefjorden-Petuniabukta area had been confronted by the Little Ice Age and it had impact on the development of glacier lakes and its ecosystems. The thesis continues on previous research in bachelor thesis focused on lake classification of the Petuniabukta, Billefjorden region.

Theoretical part gives an extensive review of the literature and it provides complete unified theoretical information about topic. Theoretical part includes basic facts about study area, information about glaciation in the area and information about development of the area faces The Little Ice Age. Based on the literature and available studies, author summarizes the existing information and knowledge about the evolution of glacier systems in the Billefjorden-Petuniabukta after the end of The Little Ice Age. The assessment of development of lacustrine ecosystems is based on gained information.

The areas of interest are discussed in separated chapters. Individual chapter provides basic information about locality and it also provides overview of existing studies realized in the area. Author, who was participant of field works in the area of interest in 2012 and 2014, evaluates present situation of lakes and evaluates results of field works. Also data from systematic research on lacustrine ecosystems on Svalbard are evaluated. The assessment of lake development and estimated age of lakes are performed on the basis of available aerial photographs of the Norwegian Polar Institute from 1936, 1961, 1990 and 2009.

Lake water field measurements of pH, temperature, conductivity and dissolved oxygen were made at every water body included in the research during field works. This data gives basic information about characteristics of lakes. Due to systematic research running from 2011, data of temperature regimes of some lakes are available. It is possible to reconstruct annual temperature curve of these lakes based on the temperature regimes.

The thesis includes photographs of individual lakes, cutouts processing of aerial photographs, charts and graphs with the results of field measurements.

For the future research it would be really valuable to compare the temperature regimes of lakes with climatological data to determine the influence of air temperature on lake regimes. Bathymetric mapping provides data which can be used for creation lake models. The sediments from lake bottoms taken at several locations could be analyzed. Results can refer to evolution of climate in the past; they can reveal the climate changes. Creation of lacustrine ecosystems atlas of study area can make contribution to research in Svalbard.

The importance of research into polar ecosystems nowadays increases. It is necessary to understand the polar ecosystems, gain new insights from glaciology, hydrology, geology, and geomorphology. It is important to understand the changes that occur in the polar region, especially with connection to global climate change.

Seznam použité literatury

Knihy

ACIA, 2005. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.1042 s.

ACOT, Pascal. *Historie a změny klimatu: od velkého třesku ke klimatickým katastrofám*. Vyd. 1. Překlad Věra Hrubanová. Praha: Karolinum, 2005, 237 s. ISBN 80-246-0869-3. Cambridge University Press. 589 pp.

BÁBEK, O. Historická geologie; skripta. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc 2005

COHEN, A. S. (2003): Paleolimnology: the history and evolution of lake systems. *Oxford University Press, Inc.*, New York. 500 s.

DANIEL, Jan, Jindřich FRAJER a Pavel KLAPKA. *Environmentální historie České republiky*. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 2013, 198 s. Geoinovace. ISBN 978-802-1066-632.

FAGAN, Brian M. *Malá doba ledová: jak klima formovalo dějiny v letech 1300-1850*. Vyd. 1. Praha: Academia, 2007, 289 s. Galileo. ISBN 978-80-200-1457-3.

GIBBARD, P., VAN KOLFSCHOTEN, TH. (2005). The Pleistocene and Holocene Series. 441-452 p. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (eds) *A Geologic Time Scale 2004*.

HANZL VLASTIMIL, KAREL SUKUP. *Fotogrammetrie I*. Brno: CERM, 2001. ISBN 9788021420496.

JANSKÝ, B., ŠOBR, M. a kol. (2003): *Jezera České republiky*. Monografie. Katedra fyzické geografie a geoekologie na PřFUK v Praze, Praha, 216 s.

LIKENS, Gene E. *Lake ecosystem ecology: a global perspective : a derivative of Encyclopedia of inland waters*. 2nd ed. Boston: Elsevier/Academic Press, c2010, xiii, 463 p. ISBN 01-238-2002-2.

MUNN, R. *Encyclopedia of global environmental change*. New York: Wiley, c2002, 5 v. ISBN 04-719-7796-9,

NETOPIL, R., BRÁZDIL, R., DEMEK J., 1984. *Fyzická geografie*. D. 1. 1. vyd. Praha: Státní pedagogické nakladatelství 1984. 272 s.

PIENITZ, R. DORAN, P. T., LAMOUREUX, S. F. (2008): Origin and geomorphology of lakes in the polar regions. In Vincent, W. F., Laybourn-Parry, J. (eds.): *Polar Lakes and Rivers*. *Oxford University Press*, New York, s. 25–41.

ROBERTS, Neil. *The Holocene: an environmental history*. 2nd ed. Překlad Věra Hrubanová. Malden, MA: Blackwell Publishers, c1998, xii, 316 p. ISBN 06-311-8638-7.

STRAHLER, A.. *Introducing physical geography*. 5. vyd., New York: John Wiley a Sons, 2011. 632 s., ISBN 13 978-0470-13486-3

VINCENT, WARWICK F A JOHANNA LAYBOURN-PARRY. *Polar lakes and rivers: limnology of Arctic and Antarctic aquatic ecosystems*. New York: Oxford University Press, 2008, 327 p., [16] p. of plates. ISBN 01-992-1389-5.

WETZEL, Robert G. Limnology: lake and river ecosystems. 3rd ed. San Diego: Academic Press, c2001, xvi, 1006 p. ISBN 0127447601.

Články

BIRKS H.J.B., MONTEITH D.T., ROSE N. L., JONES V. J. A PEGLAR S. M. 2004. *Recent environmental change and atmospheric contamination on Svalbard as recorded in lake sediments – modern limnology, vegetation, and pollen deposition*. *Journal of Paleolimnology* 31 (4): 411–431.

CROWLEY, T. J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 298, s. 270–277.

DALLMANN, W.K. (ed.) 1999: *Lithostratigraphic lexicon of Svalbard. Review and recommendations for nomenclature use. Upper Palaeozoic to Quaternary bedrock*. 127—214. Norsk Polarinstitut, Tromsø.

EWERTOWSKI, M. AND TOMCZYK, A.M. (2015) 'Quantification of the ice-cored moraines' short-term dynamics in the high-Arctic glaciers Ebbabreen and Ragnarbreen, Petuniabukta, Svalbard.', *Geomorphology*, 234 . pp. 211-227

EWERTOWSKI, M., 2014. Recent transformation in the high-Arctic glacier landsystem. Ragnarbreen, Svalbard. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 96, 265–285. doi:10.1111/geoa.12049

EWERTOWSKI, Marek, Leszek KASPRZAK, Izabela SZUMAN a Aleksandra TOMCZYK. Depositional processes within the frontal ice-cored moraine system, Ragnar glacier, Svalbard. *Quaestiones Geographicae* [online]. 2010, vol. 29, issue 1 [cit. 2015-03-09]. doi: 10.2478/v10117-010-0003-8.

FØRLAND E.J., HANSSEN-BAUER, I. A NORDLI P.Ø. Climate statistics a longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. Det Norske Meteorologiske Institutt. 1997. Report No. 21/97 klima, 72

FORMAN S. L., LUBINSKI D. J., INGOLFSSON O., ZEEBERG J. J., SYNDER J. A., SIEGERT M. J., A MATISHOV G. G. 2004. *A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia*. *Quaternary Science Reviews* 23 (11–13): 1391–1434.

HEWITT G. (2000): The genetic legacy of the Quaternary ice ages. *Macmillan magazines*, str. 907 – 913

KŁYSZ P., LINDNER L., MARKS L. AND WYSOKIŃSKI L. 1989. *Late Pleistocene and Holocene relief remodeling in the Ebbadalen-Nordenkiöldbreen region in Olav V Land, central Spitsbergen*. Polish Polar Research. Report No. 10: 277–301 s.

LAMBECK, K., YOKOYAMA, Y., PURCELL, T. (2002): Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, s. 343–360.

LANDVIK J.Y., INGOLFSSON O., MIENERT J., LEHMAN S. J., SOLHEIMA A., ELVERHOI A. A OTTESEN D. 2005. *Rethinking Late Weichselian ice-sheet dynamics in coastal NW Svalbard*. *Boreas* 34 (1): 7–24. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2005.tb01001.x

- MAŁECKI, Jakub, Samuel FAUCHERRE a Mateusz C. STRZELECKI. Post-surge geometry and thermal structure of Hørbyebreen, central Spitsbergen. *Polish Polar Research* [online]. 2013, vol. 34, issue 3. DOI: 10.2478/popore-2013-0019.
- MAŁECKI, Jakub, Samuel FAUCHERRE a Mateusz C. STRZELECKI. Post-surge geometry and thermal structure of Hørbyebreen, central Spitsbergen. *Polish Polar Research* [online]. 2013, vol. 34, issue 3. DOI: 10.2478/popore-2013-0019.
- MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKSEN, D., LANDVIK, J. Y. LONNE, I., LYCKE, A.K. SALVIGSEN, O., SANDAHL, T. A SVENDSEN, J.I. 1992: *The Last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard*. *Quaternary Research* 38(1): 1-31
- MILLER, G. H., BRIGHAM-GRETTE, J., ALLEY, R. B., ANDERSON, L., BAUCH, H. A., DOUGLAS, M. S. V., FINNEY, B. P., FITZPATRICK, J. J., FUNDER, S. V., HERBERT, T. D., HINZMAN, L. D., KAUFMAN, D. S., MACDONALD, G. M., POLYAK, L., ROBOCK, A., SERREZE, M. C., SMOL, J. P., SPIELHAGEN, R., WHITE, J. W. C., WOLFE, A. P., WOLFF, E. W. (2010): Temperature and precipitation history of the Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 29, s. 1679–1715.
- MOHOLDT, Geir, Christopher NUTH, Jon Ove HAGEN a Jack KOHLER. Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. *Remote Sensing of Environment*. 114, 2010, Sv. 11, 2756 - 2767.
- NEDBALOVÁ, L., NÝVLT, D., KOPÁČEK, J., ŠOBR, M., ELSTER, J. (2013): Freshwater lakes of Ulu Peninsula, James Ross Island, northeast Antarctic Peninsula: origin, geomorphology and physical and chemical limnology. *Antarctic Science*, 25, s. 358–372.
- O'SULLIVAN, P. E., REYNOLDS, C. S. (2004): The Lakes Handbook: Limnology and limnetic ecology. Volume 1. *Blackwell Science Ltd*, Malden, Oxford, Carlton, 699 s.
- OUDEN, M. A. G. den, C. H. REIJMER, V. POHJOLA, R. S. W. van de WAL, J. OERLEMANS a W. BOOT. Stand-alone single-frequency GPS ice velocity observations on Nordenskiöldbreen, Svalbard. *The Cryosphere* [online]. 2010, vol. 4, issue 4, s. 593-604. DOI: 10.5194/tc-4-593-2010.
- OVERPECK, J. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries. *Science* [online]. 1997, vol. 278, issue 5341, s. 1251-1256. DOI: 10.1126/science.278.5341.1251.
- PETRUSEK A., *Limnologie pro potápěče*, Přírodovědecká fakulta UK, Praha 2001
- RACHLEWICZ G. 2003. Meteorological conditions in the Petunia Bay (central Spitsbergen) in summer seasons 2000–2001.
- RACHLEWICZ G., 2007: Geomorphology outline of the vicinity of Petuniabukta. *Landform Analysis*, vol. 5, 196-200
- RACHLEWICZ G., SZCZUCIŃSKI W., 2008: Changes in permafrost active layer thermal structure in dry polar climate (Petuniabukta, Svalbard). *Polish Polar Res.* 29(3), 261-278

RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W., EWERTOWSKI, M. (2007): Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard. *Polish Polar Research*, 28, s. 159–186.

SALVIGSEN, O. a MANGERUD, J. 1991: Holocene shoreline displacement at Agardhbukta, eastern Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research* 9, 1-7

SALVIGSEN, O., ELGERSMA, A. (1985): Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalbard. *Polar Research*, 3, s. 145–153.

SALVIGSEN, O., LAURITZEN, Ø. a MANGERUD, J. (1983): Karst and karstification in gypsiferous beds in Mathiesondalen, Central Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 1, s. 83–88.

SHINDELL, D. T. (2009): Little Ice Age. In Gornitz, V. (ed.): Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments. *Springer*, s. 520–522.

SHINDELL, D. T., SCHMIDT, G. A., MANN, M. E., RIND, D., WAPLE, A. (2001): Solar forcing of regional climate change during the Maunder minimum. *Science*, 294, 2149–2152.

STACKE, VÁCLAV, PETER MIDA, JIŘÍ LEHEJČEK, GABRIELA TÓTHOVÁ A DANIEL NÝVLT. Recent landscape changes in terminoglacial area of the Nordenskiöldbreen, central Spitsbergen, Svalbard (Short communication). *Czech Polar Reports* [online]. 2013, vol. 3, issue 1, s. 3-6. DOI: 10.5817/cpr2013-1-2.

SVENDSEN, J. I., MANGERUD, J. (1997): Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene*, 7, s. 45–57.”

SYNNØVE ELVEVOLD, Winfried Dallmann. *Geology of Svalbard*. Tromsø: Norsk polarinstitutt, 2007. ISBN 978-827-6662-375. Dostupné z: http://folk.uio.no/hanakrem/svalex/Papers_and_extended_abstracts/Dallmann-Elvevold-Blomeier-Svalbard-eng

WOJCIECHOWSKI A. 1989. Sedimentation in small proglacial lakes in the Hörbyebreen marginal zone, central Spitsbergen. *Polish Polar Research* 10: 385–399

Popularistické články

LIDÉ A ZEMĚ (2012): Naši vědci na Špicberkách. Dostupné online z: <http://www.lidezeme.cz/clanek/nasi-vedci-na-spicberkach>(25. 11. 2013).

Příspěvky z konferencí

ČEPOVÁ D., KAVAN J., NEDBALOVÁ L. (2012) *Lakes of the Billefjorden region, Central Svalbard*. Polar Ecology Conference 2012 - České Budějovice, Česká Republika.

ČEPOVÁ D., PINSEEL E., KOPALOVÁ K., KAVAN J., NEDBALOVÁ L. (2012) *Lake ecosystem evolution and diatom succession on the herbyeglacier foreland*. Polar Ecology Conference 2014 - České Budějovice, Česká Republika.

Akademické práce

AMBROŽOVÁ, Klára. *Teplotní stratifikace atmosféry v zátocce Petunia, souostroví Svalbard*. Masarykova Univerzita, 2013. Dostupné z: http://is.muni.cz/th/376155/prif_b/. Bakalářská práce. Masarykova Univerzita. Vedoucí práce Mgr. Kamil Láska, Ph.D.

ČEPOVÁ, Denisa. *Jezerní ekosystémy vybrané oblasti souostroví Špicberky*. Univerzita Palackého v Olomouci, 2013. Bakalářská práce. Univerzita Palackého v Olomouci. Vedoucí práce: RNDr. Renata Pavelková Chmelová, Ph.D

ROMAN, Matěj. *Holocenní vývoj arktických jezer*. Univerzita Karlova v Praze, 2014. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze. Vedoucí práce Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.

Internetové zdroje

Česká geologická služba. ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA. [online]. Dostupné z: <http://www.geology.cz/>

IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change. [online]. Dostupné z: <http://www.ipcc.ch/>

NATURAL RESOURCES RESEARCH INSTITUTE. Lake Access: Real time and historical water quality data for lake users [online]. Dostupné z: <http://www.lakeaccess.org/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Place names in Norwegian polar areas* [online]. 2015 Dostupné z: <http://stadnamn.npolar.no/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Norsk Polarinstitutt* [online]. 2015 Dostupné z: <http://www.npolar.no/no/>

NORSK POLARINSTITUTT. *Map of Svalbard: TopoSvalbard* [online]. 2015. Dostupné z: <http://toposvalbard.npolar.no/>

STATISTICS NORWAY [online]. Dostupné z: <http://www.ssb.no>

Zdroje dat:

Vlastní měření

Centrum Polární ekologie

Norsk Polar Institut (Norský Polární Institut)

SEZNAM ILUSTRACÍ

- Obr. 3.1:** Vybavení pro terénní práce na Svalbardu (Čepová, 2014)
- Obr. 3.2:** Oblast Billefjorden – Petuniabukta, mořské terasy (Čepová, 2014)
- Obr. 3.3:** vlevo: Ledovec Nordenskiöld (Čepová, 2014), vpravo: tektonická porucha Billefjorden Fault Zone (Čepová, 2014)
- Obr. 3.4:** Český kontejner v bývalém hornickém městě Pyramiden (Kavan, 2012)
- Obr. 3.5:** Česká výzkumná stanice v oblasti Billefjorden – Petuniabukta (Čepová, 2014);
- Obr. 3.6:** Mapa Svalbardu s vyznačenou zájmovou lokalitou Billefjorden - Petuniabukta (převzato z <http://polar.prf.jcu.cz>)
- Obr. 4.1:** Práce výzkumníků v terénu: vlevo: ledovce Bertill (Juras, 2012), vpravo: odběr jezerního sedimentu lokality Brucebyen (Čepová, 2012)
- Obr. 4.2:** Oblast Billefjorden-Petuniabukta (Kavan, 2012)
- Obr. 4.3** Letecké snímky: vlevo: letecký snímek z roku 1936; vpravo: letecký snímek z roku 1990 (Norsk Polar Institut)
- Obr. 4.4:** Odběr sedimentu ze dna jezera Garmaksla určené k analýze a následné rekonstrukci paleoklimatu; vlevo: vzorek sedimentu (Kavan, 2012); vpravo: odběr jezerního sedimentu ze dna jezera Garmaksla(Kavan, 2012)
- Obr. 6.1:** Rozsah kontinentálního ledovce v Evropě v období před 20 000 lety. (<http://www.geocities.com/reginheim/europeiceage.gif>).
- Obr. 6.2:** vlevo: obraz ledovce Argentiere ve francouzských Alpách mezi lety 1850 – 1860; vpravo: moderní fotografie (vpravo) pořízena roku 1966 z podobného místa (převzato u Munn R. c2002). Na obrázku můžeme vidět změnu polohy čelní morény ledovce, kdy na novodobé fotografii je ledovec na ústupu ve srovnání se starším obrázkem.
- Obr. 6.3:** Krajina Svalbardu: oblast ledovce Hørbye (Čepová, 2014)
- Obr. 7.1:** Oblast Billefjorden – Petuniabukta s vyznačenými oblastmi jezerních ekosystémů (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)
- Obr. 8.1:** Ledovec Hørbye: vlevo divočící řeka v proglaciální zóně ledovce (Kavan, 2012); vpravo: ledovec Hørbye (Čepová, 2014)
- Obr. 8.2:** Hranice čelní morény Hørbyebreen v letech 1900, 1960, 1990 a 2009 (převzato z Małecki et al., 2013)
- Obr. 8.3:** Ledovec Hørbye. Vyznačená linie zobrazuje dosah čelní morény po ukončení Malé doby ledové (Rachlewicz, červenec 2003)
- Obr. 8.4:** Poloha studovaných jezer roku 1986 (převzato z Wojciechowski, 1989)
- Obr. 8.5:** Jezera Hørbye: vlevo (Kavan, 2012); uprostřed (Čepová, 2014); vpravo (Kavan, 2012)
- Obr. 8.6:** vlevo: poloha jezera 405 v předpolí ledovce Hørbye (zdroj:Norsk Polar Institut, vlastní zpracování);vpravo: jezero Hørbye 405 (Čepová, 2014)

Obr. 8.7: Rozsivky: vlevo: *Amphora affinis*; vpravo: *Encyonopsis sp5* (Eveline Pinseel, 2014)

br. 8.8: Linie dosahu čelní morény v letech po Malé době ledové, 1961, 1990 a 2009. Jako podkladová mapa slouží ortofoto snímek z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování).

Obr. 8.9: Jezera ledovce Hørbye (Čepová, 2014)

Obr. 8.10: Jezero Garmaksla (Kavan, 2012)

Obr. 8.11: Jezero Garmaksla s ledovou pokrývkou (Kavan, 2012)

Obr. 8.12: Lokalita Brucebyen (Hajšmanová, 2014)

Obr. 8.13: Nordenskiöldbreen (Čepová, 2014)

Obr. 8.14: Hrazené morénové jezero Nordenskiöld, v pozadí Nordenskiöldbreen (Čepová, 2014)

Obr 8.15: Lokalita Mathiesondalen (Čepová, 2014)

Obr. 8.16: Jezera lokality Mathiesondalen v roce 1961; výřez z leteckého snímku (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 8.17: Výřez leteckého snímku z roku 1961 s vyznačenými jezery lokality Mathiesondalen (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 8.18: Výřez leteckého snímku z roku 2009 s vyznačenými jezery lokality Mathiesondalen (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 8.19: Nahoře: vlevo jezero Mathiesondalen 1, vpravo jezero Mathiesondalen 2; Dole: vlevo jezero Mathiesondalen 3, vpravo jezero Mathiesondalen 4 (Kavan, 2012).

Obr 8.20. Změny teploty vody chladného jezera s hloubkou (zdroj: Netopil, 1984)

Obr. 8.21: Změny polohy čelní morény ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014)

Obr 8.22: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní úprava)

Obr. 8.23: Vlevo: ledovec Ragnar a pohled na jezero Ragnar (Juras, 2012); vpravo: supraglaciální tok ledovce Ragnar s pohledem na jezero (Čepová, 2014)

Obr. 8.24: Jezero Ragnar (Čepová, 2014)

SEZNAM TABULEK

Tab. 8.1: Měřené charakteristiky vybraných jezer lokality Hørbyebreen roku 1986 (převzato z Wojciechovski, 1989, upraveno)

Tab. 8.2: Souhrnná tabulka naměřených hodnot na jezerech lokality Hørbyebreen (vlastní zpracování z terénního měření)

Tab.8.3: Počet ledových dnů a jejich délka trvání na jezeře 405 Hørbye

Tab. 8.4: Průměrné měsíční teploty s měsíčními maximálními a minimálními teplotami jezera Hørbye 405 v letech 2012, 2013 a 2014 (vlastní zpracování)

Tab. 8.5: Stáří vybraných skupin jezer lokality ledovce Hørbye na základě dostupných dat a analýzy z dostupných leteckých snímků.

Tab. 8.6: Charakteristiky vybraných jezer ledovce Hørbye (vlastní zpracování)

Tab. 8.7: Trvání ledových dnů a jejich počet na jezeře Garmaksla (vlastní zpracování)

Tab. 8.8: Průměrné měsíční teploty jezera Garmaksla s maximálními a minimálními měsíčními teplotami (vlastní zpracování)

Tab. 8.9: naměřené charakteristiky jezer Brucebyen v roce 2012 a 2014

Tab. 8.10: Trvání ledových dnů a jejich počet na jezeře Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)

Tab. 8.11: Průměrné měsíční teploty s maximálními a minimálními měsíčními teplota v průběhu let 2011, 2012, 2013 a 2014 jezera Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)

Tab. 8.12: Průměrné měsíční teploty a jejich maximální a minimální teploty jezera Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)

Tab. 8.13: Změny ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014, upraveno)

Tab. 8.14: Úbytek ledovcové masy ledovce Ragnar (převzato z Ewertowski, 2014; upraveno)

Tab. 8.15: Měsíční průměrné teploty a maximální a minimální měsíční teploty jezera Ragnar (vlastní zpracování)

SEZNAM GRAFŮ

Graf 8.1: Teplotní režim jezera Hørbye 405 v období od 16. 9. 2011 do 26. 8. 2014 (vlastní zpracování)

Graf 8.2: Teplotní režim jezera Garmaksla v období 1. 1. 2012 – 11. 8. 2014 (vlastní zpracování)

Graf 8.3: Teplotní režim jezera Brucebyen v období od 24. 7. 2013 do 28. 7. 2013 (vlastní zpracování)

Graf 8.4: Teplotní režim jezera Brucebyen v období od 3. 8. 2013 do 17. 8. 2012 (vlastní zpracování)

Graf 8.5: Teplotní režim jezera Nordenskiöld 4 v období od 18. 7. 2011 – 20. 8. 2014 (vlastní zpracování)

Graf. 8.6: Teplotní režim jezera Mathiesondalen 2 v období od 22. 7. 2011 – 21. 8. 2014 (vlastní zpracování)

Graf 8.7: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 1 (vlastní zpracování)

Graf 8.8: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)

Graf 8.9: Teplotní stratifikace jezer krasové oblasti Mathiesondalen: Mathiesondalen 3 (vlastní zpracování)

Graf 8.10: Teplotní režim jezera Ragnar v období od 16. 7. 2012 do 31. 12. 2012
(vlastní zpracování)

Graf 8.11: Teplotní režim jezera Ragnar v období od 16. 7. 2012 do 25. 8. 2012
(vlastní zpracování)

PŘÍLOHY

SEZNAM PŘÍLOH

TABULKY MĚŘENÝCH CHARAKTERISTIK JEZER:

Tab. 1: Měřené charakteristiky jezer oblasti Hørbyebrenn (vlastní zpracování)

Tab. 2: Měřené charakteristiky jezera Garmaksla 4. 8. 2012 (vlastní zpracování)

Tab. 3: Měřené charakteristiky na jezerech Nordenskiöld 7. 8. 2012 (vlastní zpracování)

Tab. 4: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 1

Tab. 5: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)

Tab. 6: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 3 (vlastní zpracování)

GRAFY PRŮMĚRNÝCH MĚSÍČNÍCH TEPLIT:

Graf 1: Průměrné měsíční teploty jezera Garmaksla (vlastní zpracování)

Graf 2: Průměrné měsíční teploty jezera Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)

Graf 3: Průměrné měsíční teploty jezera Mathiesondalen2 (vlastní zpracování)

Graf 4: Průměrné měsíční teploty jezera Ragnar (vlastní zpracování)

VÝŘEZY LETECKÝCH SNÍMKŮ:

Obr. 1 : Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 2 : Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 3 : Výřez leteckého snímku z roku 1990 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 4 : Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 5: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 6: Výřez leteckého snímku z roku 1990 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 7: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 8: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 9: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 10: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 11: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 12: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 13: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 14: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 15: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

Obr. 16: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

TABULKY MĚŘENÝCH CHARAKTERISTIK JEZER

Tab. 1: Měřené charakteristiky jezer oblasti Hørbyebyrenn (vlastní zpracování)

GPS kód jezera	GPS souřadnice: sever	GPS souřadnice: východ	teplota (°C)	konduktivita ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	pH
298	78,73511667	16,40163333	4,80	272,00	9,30
299	78,73576667	16,40548333	4,50	443,00	9,25
300	78,7355	16,40688333	4,60	650,00	9,30
301	78,73566667	16,40883333	4,70	431,00	9,30
302	78,7356	16,41153333	4,30	427,00	9,30
303	78,7354	16,41408333	4,80	434,00	9,30
304	78,73611667	16,41781667	5,20	824,00	9,20
305	78,73656667	16,41898333	5,60	247,00	9,20
306	78,73676667	16,41701667	4,60	245,00	9,20
307	78,73685	16,41903333	5,00	315,00	9,25
308	78,73668333	16,42128333	4,50	289,00	9,30
309	78,73626667	16,42121667	4,80	387,00	9,15
310	78,73601667	16,42135	5,50	640,00	9,15
311	78,73553333	16,42246667	5,20	658,00	9,15
312	78,73538333	16,42376667	5,30	667,00	9,10
313	78,73583333	16,42386667	5,60	337,00	9,05
314	78,73571667	16,42516667	5,50	446,00	9,15
315	78,73561667	16,42513333	5,50	501,00	9,15
316	78,7352	16,42568333	5,40	508,00	9,20
317	78,73536667	16,42731667	5,40	446,00	9,15
318	78,73566667	16,42758333	5,20	594,00	9,15
319	78,73585	16,42781667	5,00	285,00	9,20
320	78,73625	16,42555	5,50	291,00	9,15
321	78,73648333	16,42566667	5,30	292,00	9,10
322	78,7372	16,427	5,30	476,00	9,20
323	78,73663333	16,43113333	5,00	296,00	9,20
324	78,73565	16,43173333	5,40	872,00	9,10
325	78,73566667	16,431	5,00	342,00	9,20
326	78,7355	16,43105	5,20	345,00	9,20
327	78,73465	16,43211667	5,60	511,00	9,10
328	78,734	16,43241667	5,40	381,00	9,20
329	78,7338	16,43238333	5,30	383,00	9,15
330	78,73405	16,43015	5,20	520,00	9,10
331	78,73338333	16,43188333	5,50	299,00	9,10
332	78,73468333	16,43395	6,10	509,00	9,05
333	78,73478333	16,44145	5,50	863,00	9,10
334	78,73466667	16,44406667	5,60	1328,00	8,95
335	78,73476667	16,44578333	5,50	1445,00	9,00
336	78,73481667	16,4487	5,50	1081,00	9,00
337	78,73515	16,44948333	5,90	1323,00	8,95

338	78,73538333	16,44896667	5,60	1117,00	8,95
339	78,73516667	16,45008333	5,30	1509,00	8,95
340	78,73511667	16,4519	5,60	1322,00	9,00
341	78,73491667	16,45078333	5,40	1037,00	9,00
342	78,73653333	16,44603333	7,00	1104,00	9,00
343	78,73653333	16,44511667	6,00	1225,00	9,10
344	78,7371	16,44128333	5,60	432,00	9,10
345	78,73661667	16,44085	5,40	390,00	9,10
349	78,73643333	16,44228333	5,90	845,00	8,85
350	78,73555	16,44068333	6,00	1269,00	9,00
351	78,73565	16,43953333	6,20	1474,00	9,00
352	78,73591667	16,43711667	6,20	1443,00	8,90
353	78,73661667	16,4361	5,60	680,00	9,05
354	78,73733333	16,43305	4,90	313,00	9,10
355	78,73785	16,4328	5,20	143,00	9,10
356	78,73781667	16,4316	5,70	1475,00	8,90
357	78,73798333	16,43026667	5,80	1317,00	8,95
358	78,73761667	16,42553333	6,00	320,00	9,15
359	78,73715	16,42488333	6,70	499,00	9,10
360	78,73938333	16,41806667	6,10	384,00	9,15
361	78,73996667	16,4184	6,20	586,00	9,15
362	78,74048333	16,41975	5,90	558,00	9,10
363	78,7409	16,4173	5,40	1366,00	8,90
364	78,74108333	16,41813333	4,70	588,00	9,10
365	78,741	16,4195	5,40	537,00	9,05
366	78,74128333	16,41535	6,30	803,00	8,90
367	78,74153333	16,41466667	6,30	1459,00	8,85
368	78,74158333	16,41555	5,80	466,00	9,10
369	78,74178333	16,4147	5,50	461,00	9,05
370	78,74163333	16,41263333	5,70	257,00	9,10
371	78,74136667	16,4136	6,10	336,00	9,10
372	78,7413	16,41315	5,60	254,00	9,10
373	78,74118333	16,41131667	5,60	253,00	9,05
374	78,74223333	16,40898333	6,00	231,00	9,00
375	78,74245	16,40716667	5,80	215,00	9,00
376	78,74283333	16,40753333	5,80	204,00	8,95
377	78,74343333	16,41116667	4,30	275,00	9,05
378	78,74573333	16,41041667	5,70	2275,00	8,90
379	78,74633333	16,41128333	6,60	554,00	9,05
380	78,74673333	16,4113	6,30	115,00	9,10
381	78,74675	16,41305	6,20	953,00	8,90
382	78,75191667	16,38123333	5,30	148,00	9,20
383	78,75388333	16,36248333	6,60	198,00	9,10
384	78,7568	16,36328333	5,60	188,00	9,20
385	78,75685	16,3672	6,20	197,00	9,15
386	78,75621667	16,3783	2,60	367,00	9,40

387	78,75546667	16,37943333	5,90	180,00	9,10
388	78,75545	16,37893333	5,70	178,00	9,15
389	78,75523333	16,3781	6,20	172,00	9,20
390	78,75376667	16,37861667	6,40	219,00	9,00
391	78,7473	16,38645	2,00	54,00	9,60
392	78,74548333	16,39185	5,60	243,00	9,05
393	78,74461667	16,39256667	5,20	197,00	9,10
394	78,74413333	16,39368333	4,50	96,00	9,10
395	78,7438	16,3948	4,70	94,00	9,10
396	78,74358333	16,39573333	5,70	227,00	9,00
397	78,74311667	16,39708333	5,20	198,00	9,00
398	78,74315	16,39753333	4,40	147,00	9,05
399	78,74293333	16,39946667	5,60	201,00	9,05
400	78,74278333	16,39966667	5,20	212,00	9,10
401	78,74255	16,4005	5,70	202,00	9,10
402	78,74148333	16,40188333	6,00	212,00	8,90
403	78,7409	16,40461667	5,60	136,00	8,95
404	78,73936667	16,40635	5,90	286,00	9,05
405	78,73851667	16,40698333	5,80	265,00	9,10
406	78,73778333	16,41251667	6,00	318,00	9,10
407	78,73738333	16,414	5,50	312,00	9,20
408	78,73705	16,41355	6,00	544,00	9,15
430	78,71771667	16,44328333	4,20	479,00	9,90
431	78,74616667	16,46358333	3,30	620,00	9,80
432	78,74583333	16,46221667	5,40	524,00	9,55
433	78,74775	16,46228333	4,00	205,00	9,70
434	78,74858333	16,45738333	4,70	275,00	9,50
435	78,75461667	16,43363333	5,30	184,00	9,55
436	78,75625	16,42623333	5,80	285,00	9,45
437	78,75676667	16,42803333	4,80	210,00	9,40
438	78,7571	16,42453333	4,40	241,00	9,50
439	78,75408333	16,40636667	5,10	196,00	9,45
440	78,75373333	16,40673333	3,60	156,00	9,40
441	78,74813333	16,43533333	5,80	304,00	9,40
442	78,74676667	16,43565	4,60	290,00	9,35
443	78,74675	16,44003333	4,50	288,00	9,50
444	78,74581667	16,44361667	3,90	179,00	9,35
445	78,74546667	16,4476	3,40	224,00	9,50
446	78,74508333	16,44483333	4,30	211,00	9,45
447	78,74471667	16,44506667	5,50	226,00	9,40
448	78,7442	16,44786667	4,80	191,00	9,30
449	78,74368333	16,44936667	4,80	268,00	9,50
450	78,74345	16,44948333	4,50	212,00	9,45
451	78,74301667	16,44978333	5,00	238,00	9,40
452	78,74271667	16,44995	4,60	253,00	9,40
453	78,74233333	16,45053333	4,90	166,00	9,30

455	78,68045	16,44728333	5,7	207	9,2
456	78,73843333	16,44855	4,9	401	9,4
457	78,7371	16,45536667	5,4	361	9,15

Zdroj: vlastní měření, CPE (2014)

Tab. 2: Měřené charakteristiky jezera Garmaksla 4. 8. 2012 (vlastní zpracování)

Garmaksla	teplota (°C)	obsah rozpuštěného kyslíku (%)	obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH
voda: břeh	5,3	100,4	12,73		9,23
voda: hladina	5,8	101	12,62		8,76
voda: dno (3m)	5,8	101,2	12,66	102,8	8,71

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

Tab. 3: Měřené charakteristiky na jezerech Nordenskiöld 7. 8. 2012 (vlastní zpracování)

Jezero	teplota (°C)	obsah rozpuštěného kyslíku (%)	obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH
Nordenskiöld 1	9	98,2	11,33	325	8,48
Nordenskiöld 2	9,1	98,2	11,31	194,1	8,52
Nordenskiöld 3	8,6	101,4	11,75	394	8,4
Nordenskiöld 4	9,1	97,6	11,23	418,4	8,16
Nordenskiöld 5	8,5	102,3	11,95	207,5	8,37

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

Tab. 4: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 1

Mathiesondalen 1					
hloubka (m)	teplota (°C)	obsah rozpuštěného kyslíku (%)	obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH
0	3,6	105	13,82	989	8,76
1	3,2	102,3	13,6	989	9
2	2,5	103,5	14,2	1021	8,4
3	2,1	103,5	14,2	1028	8,4
4	3	101,6	13,9	1022	8,8
5	2,1	101	13,9	1038	8,2
6	2	99,4	13,61	1044	8,2
7	2,1	100	13,7	1048	8,2
8	2	100	13,8	1052	8
9	2	101	13,8	1056	8,2
10	2,1	101,3	13,9	1080	8,1

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

Tab. 5: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 2 (vlastní zpracování)

Mathiesondalen 2					
hloubka (m)	teplota (°C)	obsah rozpuštěného kyslíku (%)	obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH
0	8,4	102,7	12,4	82	8,53
1	8,4	102,5	11,9	73	8,51
2	7,9	100	11,9	588	8,4

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

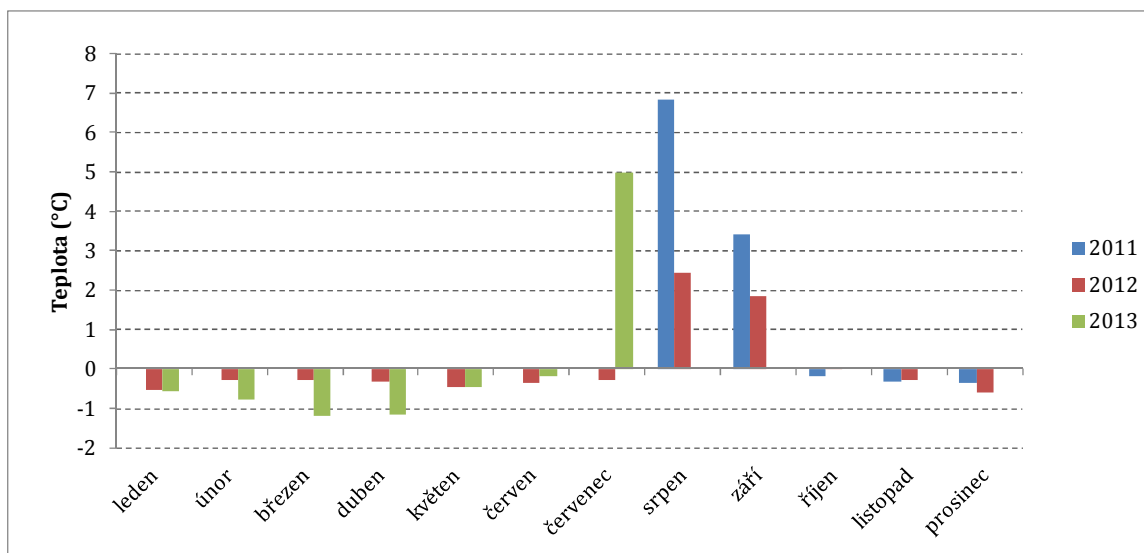
Tab. 6: Výsledky terénního měření 12. 8. 2012 na jezeře Mathiesondalen 3 (vlastní zpracování)

Mathiesondalen 3					
hloubka (m)	teplota (°C)	obsah rozpuštěného kyslíku (%)	obsah rozpuštěného kyslíku (mg·l ⁻¹)	vodivost (μS·cm ⁻¹)	pH
0	8,5	102	11,9	75	8,25
1	8,5	100	11,7	155	8,3
2	8,4	100	11,7	65,7	8,2
3	8,3	99	11,7	65	8,1
4	8,3	98	11,5	155	8,6
5	8,3	98	11,6	64	8,1
6	8,2	98,4	11,6	64,5	8,1
7	8,2	76	8,9	153	8,1
8	8,1	35	4,2	154	8,1
9	8,3	20	2	154	7,9

Zdroj: vlastní měření, CPE (2012)

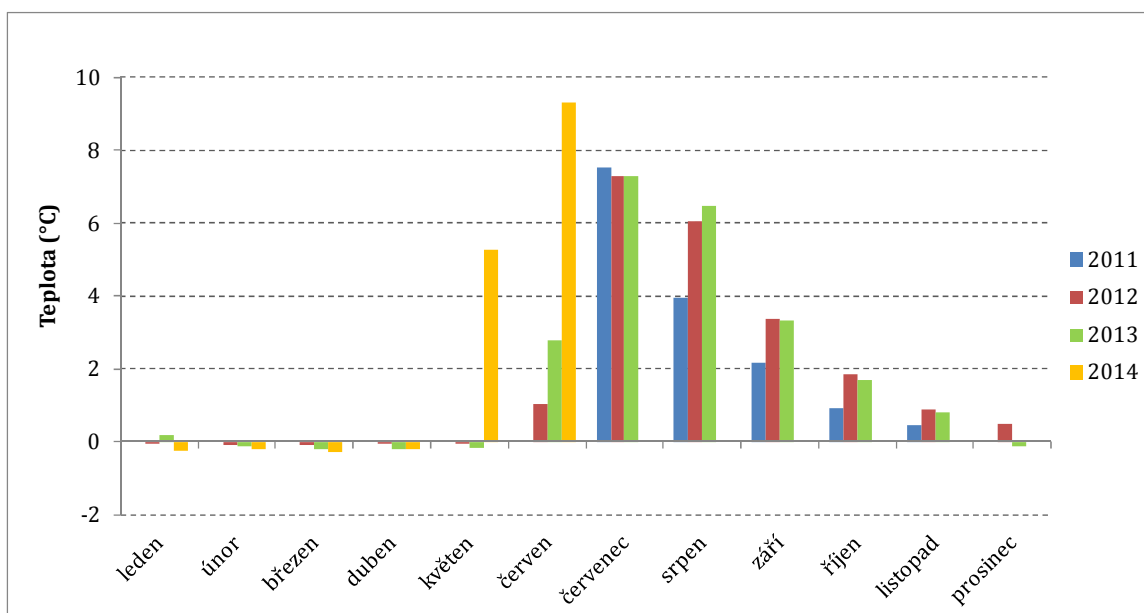
GRAFY PRŮMĚRNÝCH MĚSÍČNÍCH TEPLOT

Graf 1: Průměrné měsíční teploty jezera Garmaksla (vlastní zpracování)



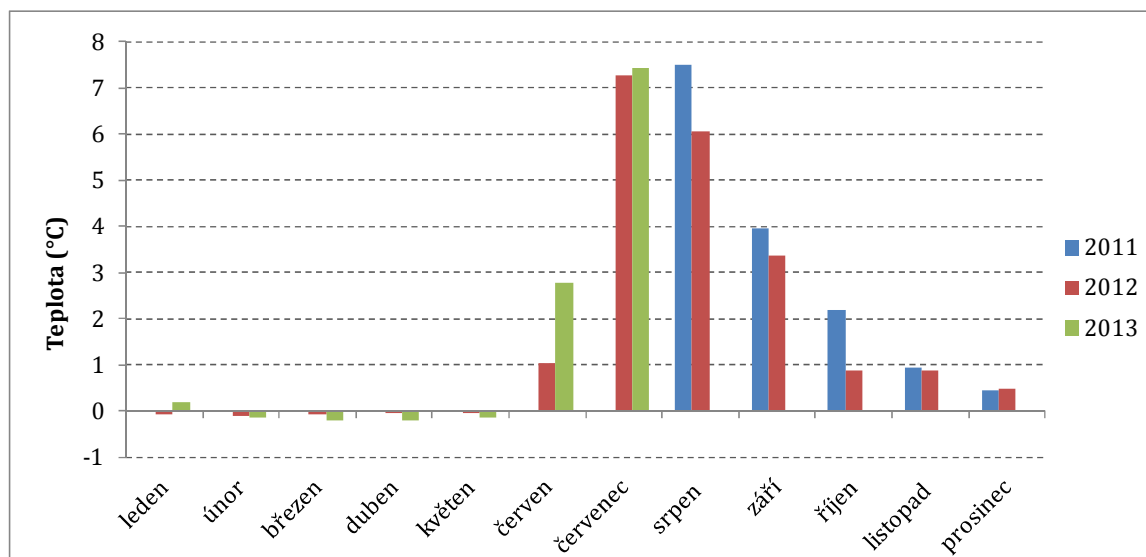
Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2013)

Graf 2: Průměrné měsíční teploty jezera Nordenskiöld 4 (vlastní zpracování)



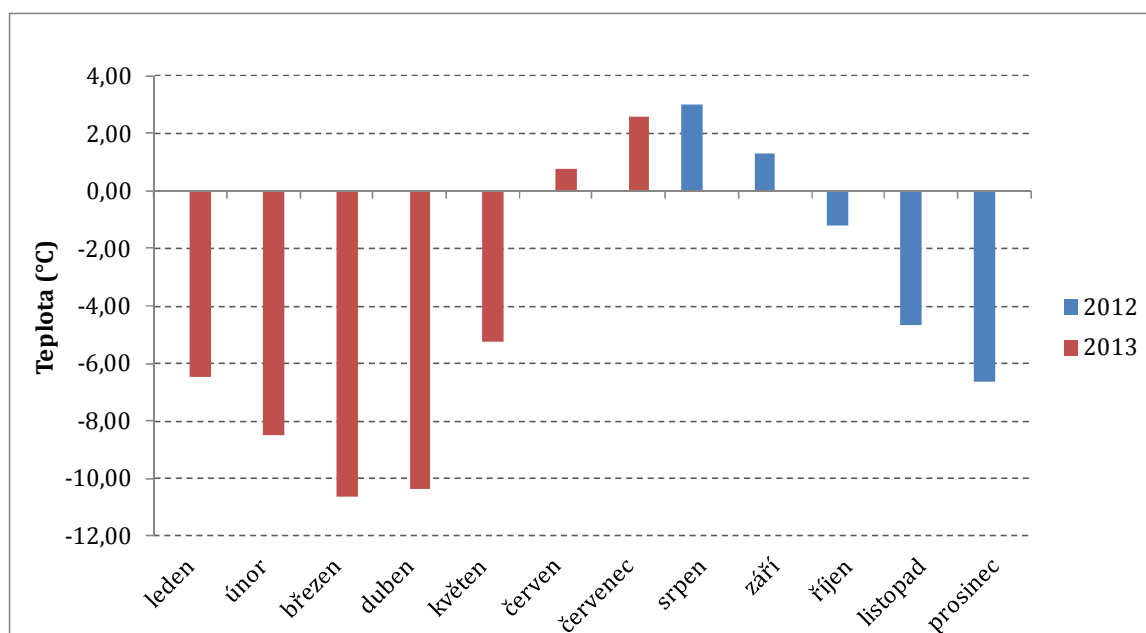
Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2014)

Graf 3: Průměrné měsíční teploty jezera Mathiesondalen2 (vlastní zpracování)



Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2013)

Graf 4: Průměrné měsíční teploty jezera Ragnar (vlastní zpracování)



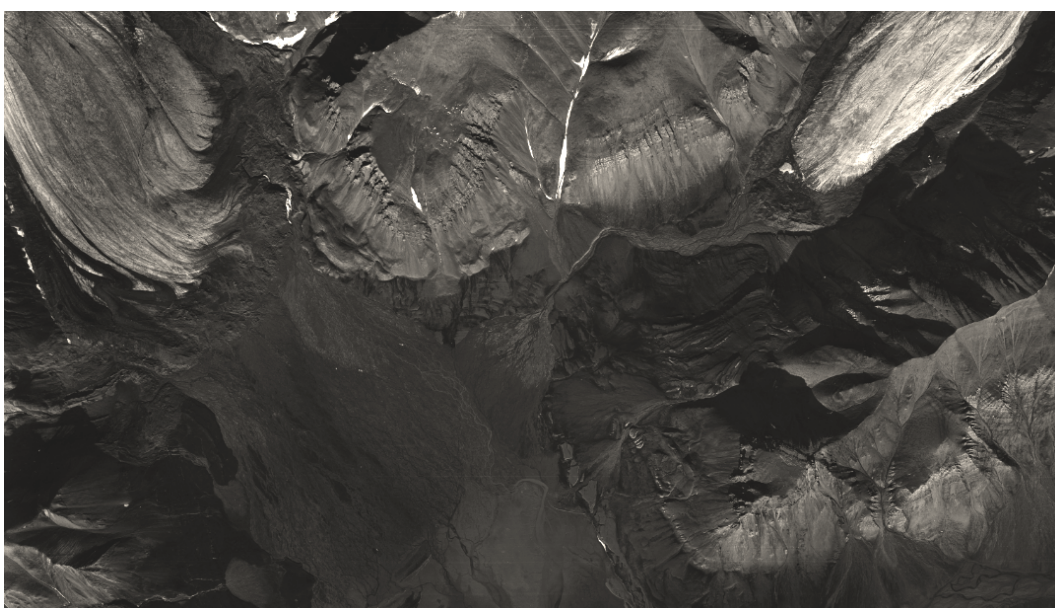
Zdroj: vlastní měření, CPE (2011 - 2013)

VÝŘEZY LETECKÝCH SNÍMKŮ

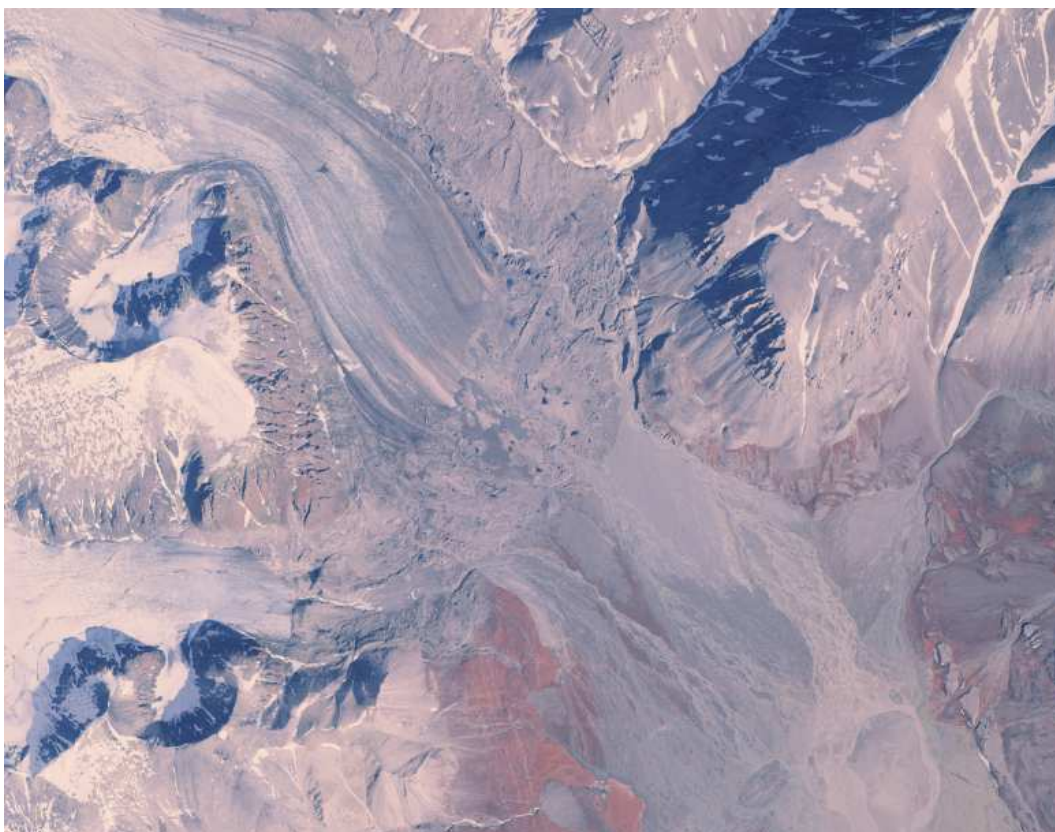
LOKALITA HØRBYE:



Obr. 1 : Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)



Obr. 2 : Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

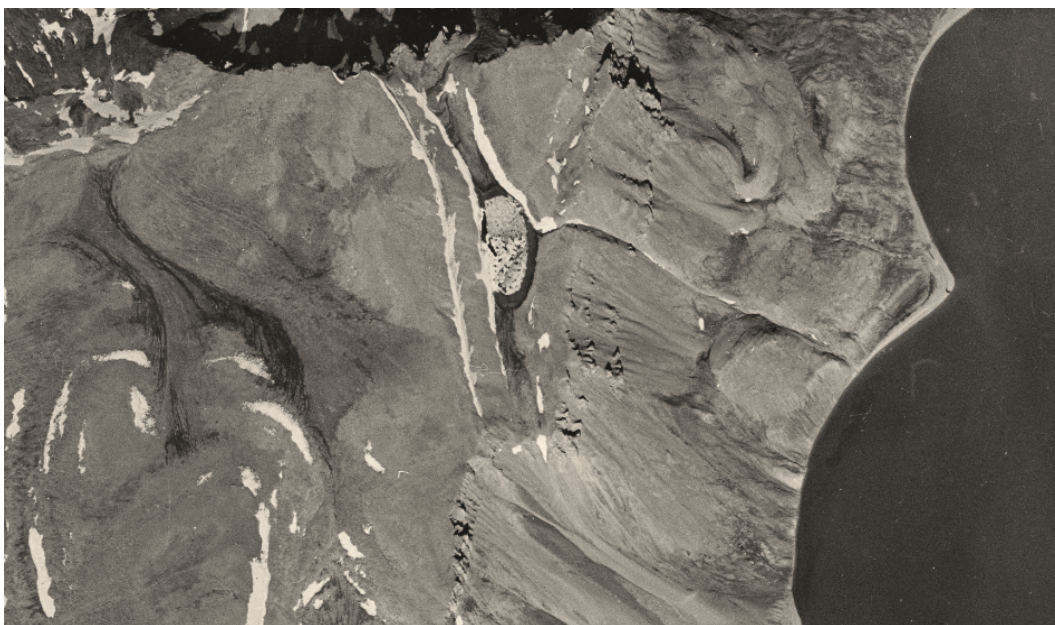


Obr. 3 : Výřez leteckého snímku z roku 1990 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

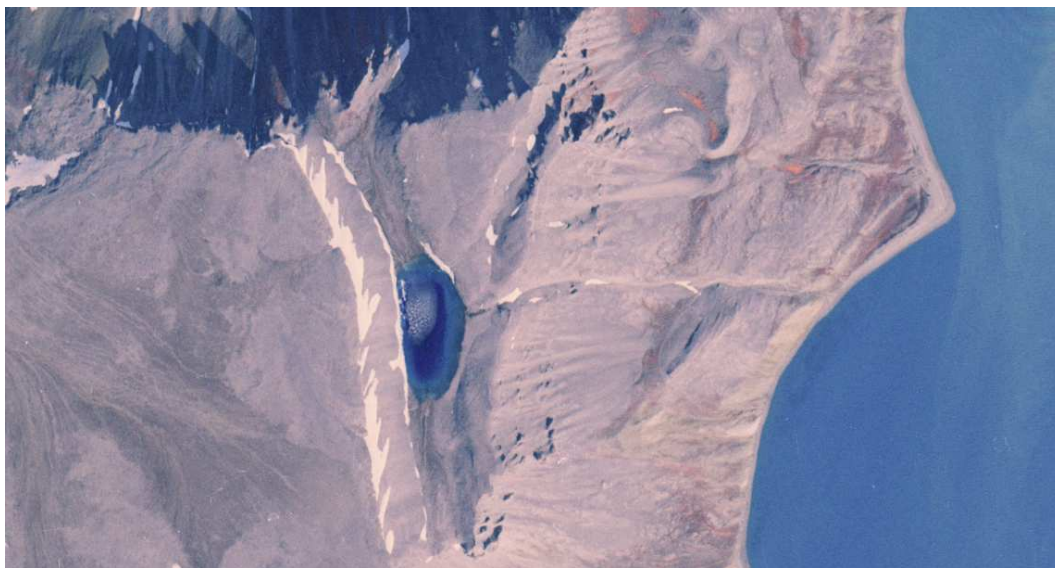


Obr. 4 : Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

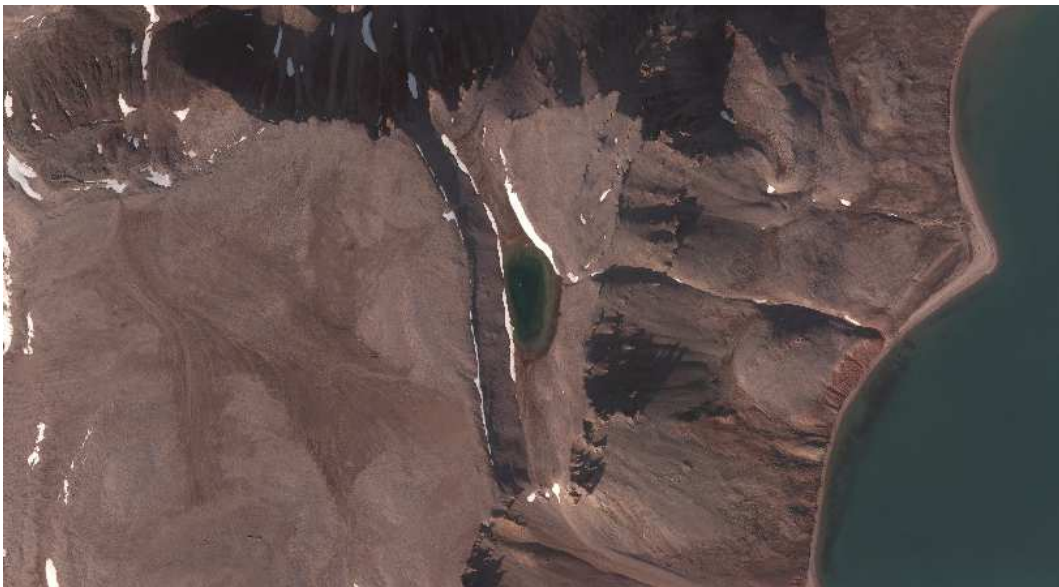
JEZERO GARMAKSLA:



Obr. 5: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

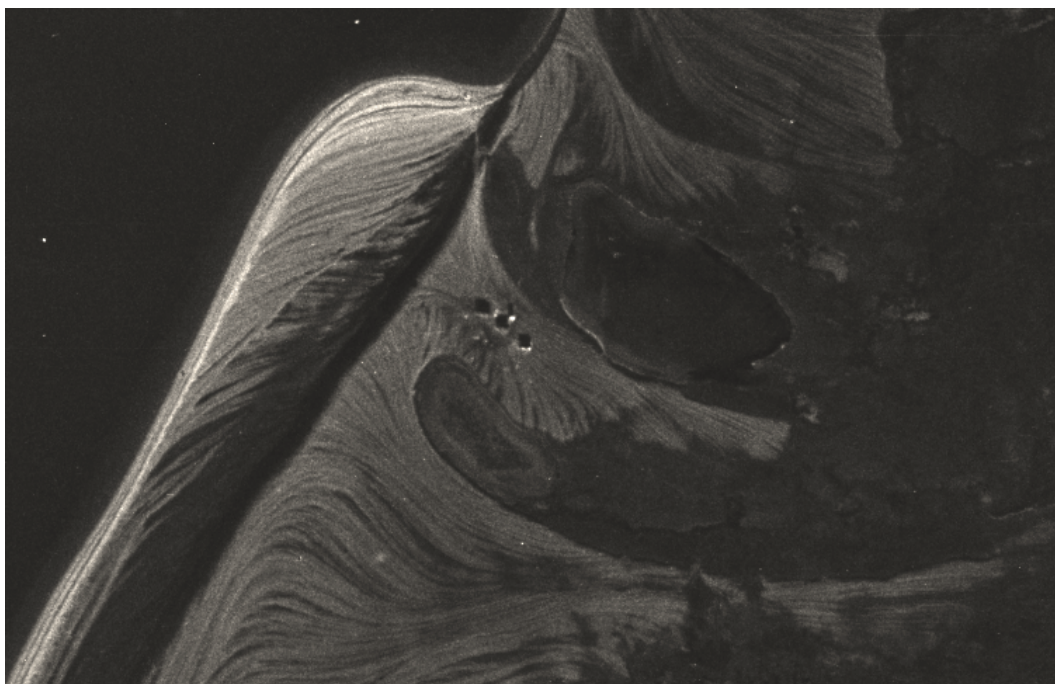


Obr. 6: Výřez leteckého snímku z roku 1990 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

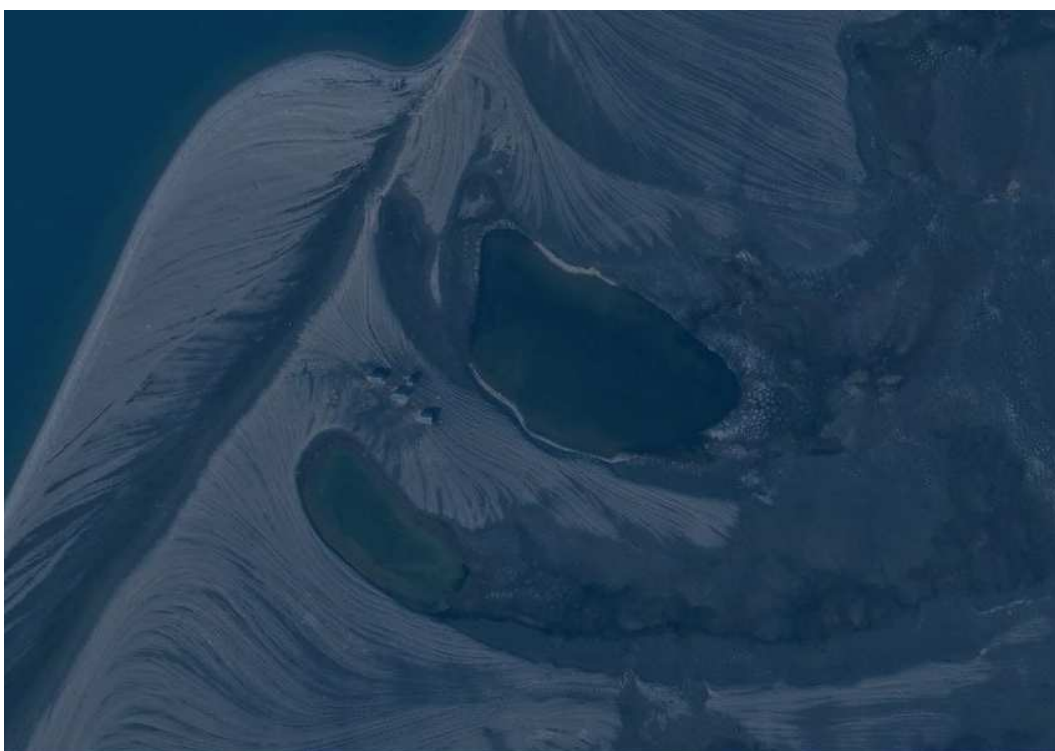


Obr. 7: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

LOKALITA BRUCEBYEN:



Obr. 8: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

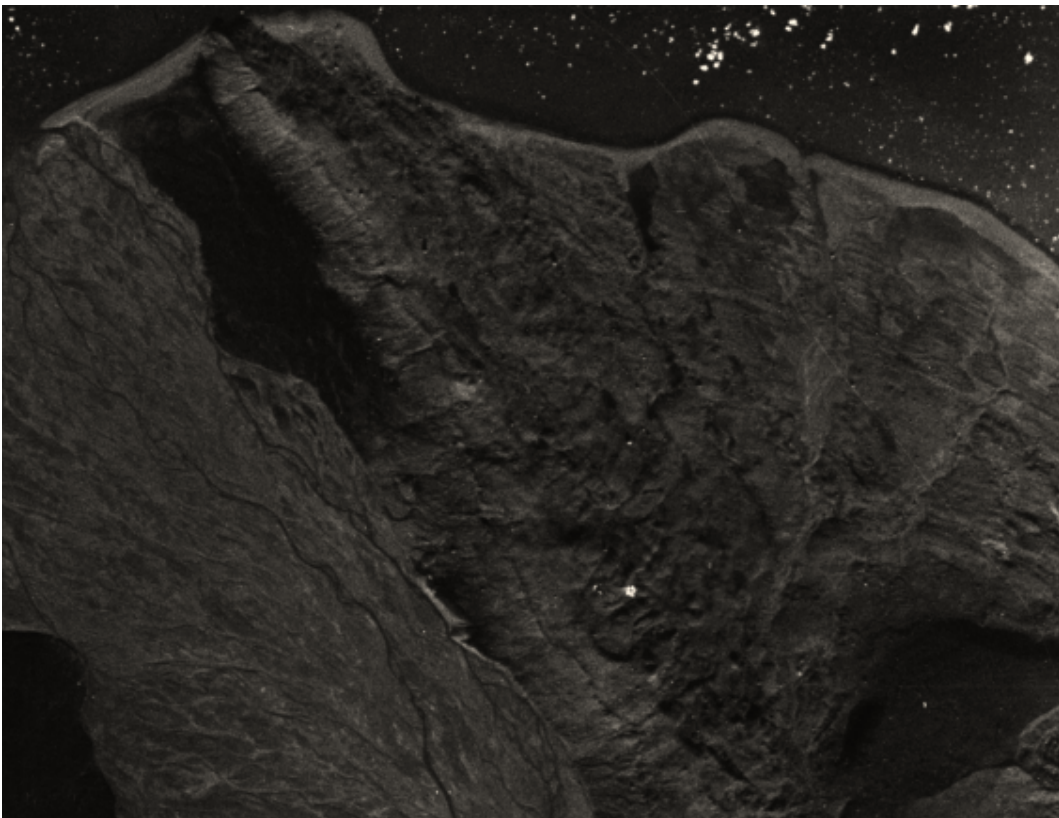


Obr. 9: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

LOKALITA NORDENSKIÖLD:



Obr. 10: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

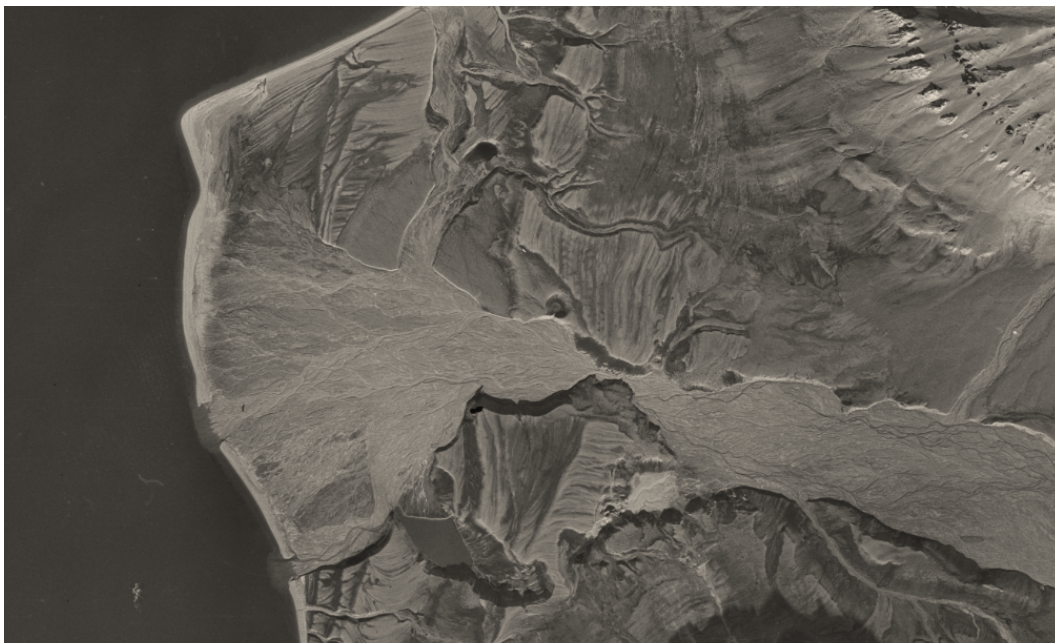


Obr. 11: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)



Obr. 12: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

LOKALITA MATHIESONDALEN:

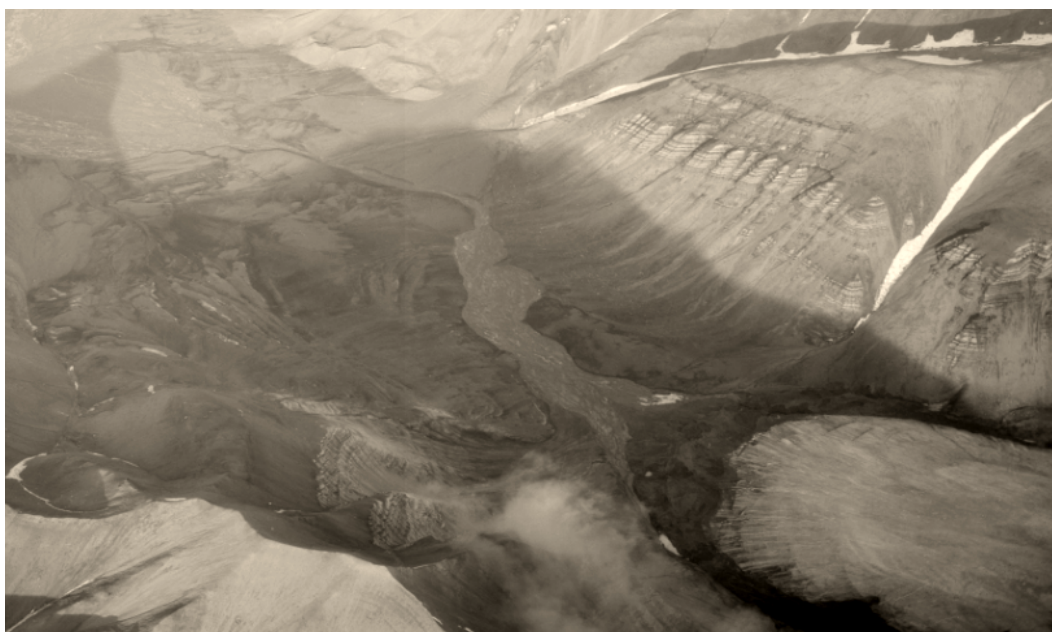


Obr. 13: Výřez leteckého snímku z roku 1961 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

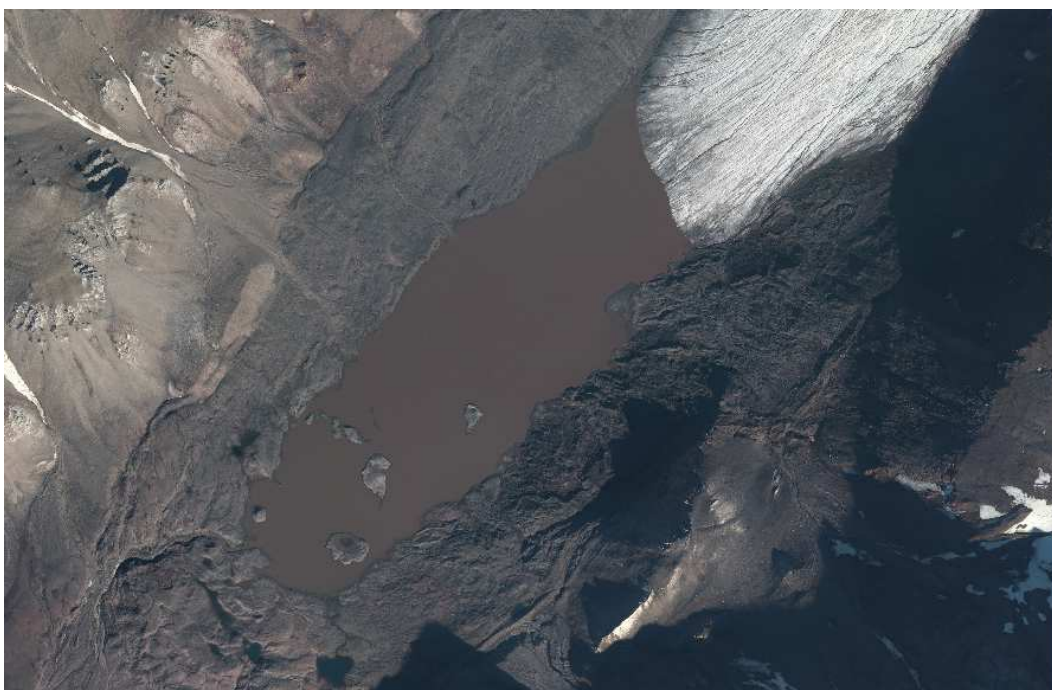


Obr. 14: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)

LOKALITA RAGNAR:



Obr. 15: Výřez leteckého snímku z roku 1936 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)



Obr. 16: Výřez leteckého snímku z roku 2009 (zdroj: Norsk Polar Institut, vlastní zpracování)