UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a matematika se zaměřením na vzdělávání

Jan Baťka

ANALÝZA SUPRAGLACIÁLNÍCH JEZER: PŘÍPADOVÁ STUDIE Z POHOŘÍ CORDILLERA BLANCA, PERU

THE ANALYSIS OF SUPRAGLACIAL LAKES: CASE STUDY FROM THE CORDILLERA BLANCA, PERU

Bakalářská práce

Vedoucí práce a školitel: Doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Praha, 2015

Prohlášení:

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

V Praze, 23.6.2015

Podpis:

Poděkování:

Děkuji svému vedoucímu práce a školiteli Doc. RNDr. Vítu Vilímkovi, CSc. za cenné rady, náměty a připomínky, za vstřícný přístup a za trpělivost, v neposlední řadě i za veškerý čas, který mi věnoval.
Můj dík patří také RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za osvětlení anglické terminologie, Zuzce a Kubovi za konzultace biologických otázek, Michalovi za motivaci a Tomášovi za demotivaci☺. Děkuji rovněž svému dědovi, Ing. Vladimíru Baťkovi, za poskytnutí útulného zázemí, v němž jsem mohl tuto bakalářskou práci sepsat.

ZADÁNÍ PRÁCE

Název práce

Analýza supraglaciálních jezer: případová studie z pohoří Cordillera Blanca, Peru

Cíle práce

Cílem teoretické části práce je sepsat rešerši světové literatury o supraglaciálních jezerech. Hlavním cílem praktické části je s pomocí softwaru *Google Earth* zhodnotit vývoj supraglaciálních jezer v pohoří Cordillera Blanca. Dílčím cílem je pak uvedení získaných data o vývoji do souvisosti se současnou změnou klimatu, případně rozdělení ledovců na základě vývoje supraglaciálních jezer.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rešerše bude sepsána na základě studia odborné literatury týkající se zaledněných vysokohorských oblastí světa. V praktické části (již regionálně zaměřené pouze na pohoří Cordillera Blanca) bude nejprve s využitím softwaru *Google Earth* vytvořena databáze supraglaciálních jezer, na jejímž základě budou následně vybrány ledovce pro vlastní analýzu získaných dat.

Datum zadání:

Jméno studenta:
Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce:
Podpis vedoucího práce:

Analýza supraglaciálních jezer: případová studie z pohoří Cordillera Blanca, Peru

ABSTRAKT: Supraglaciální jezera hrají významnou roli při procesech ablace ledovce. Díky jejich expanzi může vzniknout proglaciální jezero, které obvykle představuje hrozbu pro níže položené úseky údolí. Rovněž v pohoří Cordillera Blanca byla tato formace proglaciálních jezer zaznamenána a popsána (např. v případě Laguny 513). Stále však existuje pouze nemálo článků týkajících se supraglaciálních jezer tohoto pohoří. Tato práce nejprve formou rešerše odborné literatury podrobně popisuje faktory ovlivňující vývoj supraglaciálních jezer a také vybrané limnologické charakteristiky. Poté je na výběru 13 ledovců analyzován vývoj supraglaciálních jezer pohoří Cordillera Blanca v období 2003 až 2014. Výsledky ukazují, že vývoj supraglaciálních jezer je ovlivněn jejich častými zániky (prostřednictvím průvalů a/nebo rapidní akumulace suti v pánvi). Expanze rozšíření supraglaciálních jezer je navíc ve výrazné míře kontrolována hodnotami povrchového gradientu.

Klíčová slova: ledovce, supraglaciální jezera, Cordillera Blanca, Peru

The analysis of supraglacial lakes: case study from the Cordillera Blanca, Peru

ABSTRACT: Supraglacial lakes play an important role in the processes of glacier ablation. Through their expansion, a proglacial lake that usually poses significant threat to downvalley located areas can form. Such formation of proglacial lakes also took place and was well described in the Peruvian Cordillera Blanca (e.g. Laguna 513). However, there are only few studies relating to supraglacial lakes of this range. First in this thesis, based on the research of the scientific literature, the factors influencing supraglacial lakes' development and some of the limnological characteristics are listed in detail. Second, recent evolution (2003-2014) of supraglacial lakes of the Cordillera Blanca is analysed on the sample of 13 glaciers. The results show that the development of supraglacial lakes is influenced by their frequent destructions (because of outbursts and/or rapid accumulation of debris in the basin). In addition, the expansion of the extent of supraglacial lakes on a glacier tongue is strongly controlled by surface gradient.

Keywords: glaciers, supraglacial lakes, Cordillera Blanca, Peru

OBSAH

Seznam obrázků **9**

Seznam tabulek **11**

1 Úvod **12**

2 Fyzicko-geografické poměry pohoří Cordillera Blanca **15**

2.1 Obecná charakteristika pohoří 15

2.2 Geologie 15

2.3 Klima 16

2.4 Ledovce 17

2.5 Jezera 18

2.6 Klasifikace ledovcových jezer 19

2.6.1 Jezera hrazená ledem 20

2.6.1.1 Jezera hrazená ledovcem 20

2.6.1.2 Jezera supraglaciální, englaciální a subglaciální 21

2.6.2 Jezera hrazená materiálem morény 21

2.6.3 Jezera za skalním stupněm 22

3 Supraglaciální jezera **24**

3.1 Vymezení a vznik supraglaciálních jezer 24

3.2 Mechanismy expanze supraglaciálního jezera 25

3.2.1 Albedo 25

3.2.2 Ablace ledu v okolí jezera 27

3.2.3 Telení ledovce v okolí jezera 29

3.3 Supraglaciální jezera a odtokový systém ledovce 32

3.3.1 Dělení supraglaciálních jezer 32

3.3.1.1 'Perched lakes' 32

3.3.1.2 'Base-level lakes' 33

3.3.2 Englaciální systém odtoku 33

3.3.2.1 'Cut-and-closure' 34
3.3.2.2 Linie druhotné propustnosti 35
3.3.2.3 'Hydrofracturing' 35
3.3.3 Vliv englaciálních kanálů na expanzi supraglaciálního jezera 35
3.4 Faktory ovlivňující výskyt supraglaciálních jezer na ledovci 37
3.4.1 Sklon povrchu a rychlost toku ledovce 37
3.4.2 Suťový pokryv 38
3.5 Vývoj od supraglaciálního po proglaciální jezero 40
3.6 Limnologická charakteristika supraglaciálních jezer 42
3.6.1 Rovnice hydrologické a tepelné bilance 42
3.6.2 Cirkulace vody v supraglaciálním jezeře 43
3.6.3 Koncentrace rozpuštěného sedimentu (SSC) 44
3.7 Život v supraglaciálních jezerech 44

4 Data a metody 46
4.1 Data 46
4.2 Metody 46
4.2.1 Databáze supraglaciálních jezer 46
4.2.2 Výběr ledovců pro výzkum 47
4.2.3 Měřené parametry 48

5 Výsledky 49
5.1 Ledovce s dynamickým vývojem 49
5.2 Ledovce s nevýrazným suťovým pokryvem 52
5.3 Ledovce se souvislým suťovým pokryvem 56
5.3.1 Ledovec Llaca 60
5.4 Sklon ledovce a výskyt supraglaciálních jezer 62

6 Diskuze 64
6.1 Nedostatky DMT Google Earth 64
6.2 Nepřesnosti měření 65
6.3 Zasypání supraglaciálních jezer 66
6.4 "Proglaciální" zóna ledovce Llaca 66
6.5 Mezní hodnoty sklonu ledovce 67

7 Závěry a možnosti dalšího výzkumu 68
7.1 Teoretická část 68
7.2 Praktická část 69

7.3 Náměty k dalšímu výzkumu 70

Seznam zdrojů **72**

Literatura 72

Elektronické zdroje 79

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1.1	Supraglaciální jezera na ledovcích pohoří Cordillera Blanca	13
Obr. 2.1	Poloha pohoří Cordillera Blanca	16
Obr. 2.2	Měsíční srážkové úhrny a průměrné teploty vzduchu v pohoří C. Blanca	17
Obr. 2.3	Laguna Parón hrazená boční morénou ledovce Jatunraju	20
Obr. 2.4	Laguna Jancarurish s výplavovým kuželem dokládajícím průval (v r.1950) a závěr ledovce Kogan posetý supraglaciálními jezery	21
Obr. 2.5	Laguna 513 hrazená skalním stupněm překrytým nízkým morénovým valem	23
Obr. 3.1	Graf závislosti míry ablace na mocnosti suti pro čtyři vybrané ledovce (uveden rok měření)	26
Obr. 3.2	Vznik a počáteční vývoj supraglaciálního jezera na ledovci bez suťového pokryvu	28
Obr. 3.3	Vznik a počáteční vývoj supraglaciálního jezera na ledovci pokrytém sutí	28
Obr. 3.4	Telení ledovce	31
Obr. 3.5	Typy supraglaciálních jezer	32
Obr. 3.6	Vztahy supraglaciálních jezer a englaciálních odtokových kanálů	36
Obr. 3.7	Model vývoje ledovce pokrytého sutí v období negativní hmotové bilance a jeho vztah ke vzniku supraglaciálních jezer	41
Obr. 5.1	Vývoj celkové plochy a počtu supraglaciálních jezer v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase na ledovcích s dynamickým vývojem	50
Obr. 5.2	Satelitní snímky ledovců s dynamickým vývojem	51
Obr. 5.3	Satelitní snímky ledovců s nevýrazným suťovým pokryvem	53
Obr. 5.4	Vývoj supraglaciálních jezer na ledovci Kogan	54
Obr. 5.5	Vývoj celkové plochy a počtu supraglaciálních jezer v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase na ledovcích s nevýrazným suťovým pokryvem	55

Obr. 5.6 Proces zasypání supraglaciálního jezera sutí na příkladu ledovce Piramide 56
Obr. 5.7 Vývoj celkové plochy a počtu supraglaciálních jezer v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase na ledovcích se souvislým suťovým pokryvem 57-58
Obr. 5.8 Satelitní snímky ledovců se souvislým suťovým pokryvem 59
Obr. 5.9 Vývoj ledovce Schneider mezi lety 2003 až 2013 ilustrující rozložení supraglaciálních jezer na ledovci pokrytém sutí i destruktivní vliv suťového pokryvu na supraglaciální jezera 59
Obr. 5.10 Vývoj celkové plochy a počtu supraglaciálních jezer v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase na ledovci Llaca 60
Obr. 5.11 Satelitní snímek ledovce Llaca 61
Obr. 5.12 Výškový profil podél údolnice ledovců Kogan, Rajucolta a Safuna 63
Obr. 6.1 Chyba DMT Google Earth 65
Obr. 6.2 Závislost směrodatné odchylky měření na průměrné ploše supraglaciálního jezera 66
Obr. 7.1 Schéma vývoje od supraglaciálních jezírek po jezero proglaciální a možnosti vzniku a zániku supraglaciálního jezera 71

SEZNAM TABULEK

Tab. 2.1	Procentuální zastoupení jednotlivých typů jezer v pohoří Cordillera Blanca dle Concha (1951)	18
Tab. 2.2	Procentuální zastoupení jednotlivých typů jezer dle Vilímek et al. (2015)	19
Tab. 3.1	Hodnoty albeda vybraných materiálů	25
Tab. 3.2	Vliv povrchového gradientu ledovce na supraglaciální jezera	37
Tab. 3.3	Vliv povrchového gradientu a rychlosti toku ledovce na pravděpodobnost vzniku supraglaciálního jezera	38
Tab. 3.4	Klasifikace supraglaciálních jezer dle přítomných druhů organismů a průměrné hodnoty vybraných charakteristik vody v jednotlivých typech jezer	45
Tab. 4.1	Ledovce vyhovující kritériím výběru, jejich zeměpisné souřadnice a dostupné satelitní snímky s daty pořízení	47
Tab. 5.1	Rozdíly mezi ledovcem Safuna a ledovci Rajupakinan a Bezejmenným č. 2	49
Tab. 5.2	Přibližné hodnoty ústupu čela ledovce Llaca mezi lety 2003 a 2013	61
Tab. 5.3	Vliv sklonu povrchu ledovce na plochu přítomných supraglaciálních jezer	62
Tab. 6.1	Údaje o mezních hodnotách sklonu ledovce pro vznik supraglaciálních jezer	67

KAPITOLA 1
Úvod

Tato bakalářská práce se zabývá supraglaciálními jezery v pohoří Cordillera Blanca (střední Peru). V teoretické části jsou nejprve stručně shrnuty fyzicko-geografické podmínky daného pohoří a je popsána základní typologie ledovcových jezer. Následuje rešerše světové literatury o supraglaciálních jezerech. Jako zdroje informací o supraglaciálních jezerech byly brány pouze práce zabývající se vysokohorskými ledovci, protože jezera vznikající na pevninských ledovcích Antarktidy či Grónska vykazují mnoho specifických a odlišných rysů. Dostupných studií zabývajících se, byť jen okrajově, supraglaciálními jezery pohoří Cordillera Blanca existuje pouze minimální množství, těžištěm současného stavu poznání o supraglaciálních jezerech jsou vysoká pohoří Asie, zejména Himálaj.

Hlavním cílem praktické části této bakalářské práce je zhodnocení vývoje supraglaciálních jezer v pohoří Cordillera Blanca v posledních dvanácti letech. Analýza byla provedena na třinácti vybraných ledovcích studovaného pohoří (Obr. 1.1). Hypotézy pro analýzu byly stanoveny na základě prací *Racoviteanu et al. (2008)* a *Schauwecker et al. (2014)*, ve kterých byly ze staničních meteorologických měření vypočteny průměrné roční teploty vzduchu *(Racoviteanu et al., 2008)* i jejich dlouhodobé průměry *(Schauwecker et al., 2014)*. Z výsledků publikovaných v uvedených studiích vyplývá, že se rychlost nárůstu hodnot obou ukazatelů teploty vzduchu v posledních přibližně dvaceti letech snižuje. V současné době tedy průměrné teploty vzduchu roční i dlouhodobé dosahují v pohoří Cordillera Blanca střednědobého maxima, po němž bude následovat (nebo již aktuálně následuje) jejich pokles. Na základě těchto zjištění byly tedy formulovány tři hypotézy pro praktickou část bakalářské práce.

Ve sledovaném období došlo na jednotlivých ledovcích k nárůstu:

1) celkové plochy supraglaciálních jezer.
2) počtu supraglaciálních jezer.
3) výškového rozsahu výskytu supraglaciálních jezer.

Obrázek 1.1: Supraglaciální jezera na ledovcích pohoří Cordillera Blanca;
modrá šipka ▲ - ledovce studované v praktické části;
sněhová vločka ❄ - ostatní ledovce se supraglaciálními jezery;
Pir - Piramide, PN - Pisco Norte, Bez. č. 1 (2) - Bezejmenný č. 1 (2); (Zdroj: Google Earth)

Následující odstavce obsahují stručný popis změn v náhledu vědecké veřejnosti na supraglaciální jezera a nastiňují tak význam studia supraglaciálních jezer.

J. F. Concha (1951) ve vůbec prvním pojednání o jezerech pohoří Cordillera Blanca supraglaciální jezera bez povšimnutí míjí. *G. E. Hutchinson (1957)* považuje supraglaciální jezera za spíše ojedinělý jev s nedlouhou životností. Odkazuje na ještě mnohem starší autory (např. *Delebecquea, 1898* či *Colleta, 1925*), kteří na švýcarských ledovcích zkoumali a popsali pánve o průměru až 130 m. Kapitolu uzavírá tvrzením, že supraglaciální jezera „jsou zajímavá hlavně jakožto limnologické kuriozity“ *(Hutchinson, 1957, s. 50)*.

Po skončení období tzv. Malé doby ledové došlo v souvislosti s reakcí vysokohorských ledovců na změnu klimatu ve 20. století, která se projevila snižováním mocnosti splazů a ústupem čel ledovců, ke zvýšené tvorbě supraglaciálních jezer *(Lliboutry et al., 1977; Clague & Evans, 2000)*. Jejich vývoj a expanze v rámci ledovcového splazu byly často završeny přechodem do fáze jezera hrazeného morénou (obvykle nestabilní). Mnoho z těchto jezer poté provalilo svou hráz a následné povodně si vyžádaly mimo obrovských materiálních škod i lidské oběti *(Lliboutry et al., 1977; Vuichard & Zimmermann, 1987; Clague & Evans, 2000)*. Dokladem současného náhledu na supraglaciální jezera budiž návrh, aby se budoucí potenciálně nebezpečná ledovcová jezera monitorovala a případně i zabezpečovala již ve stadiu velkého supraglaciálního jezera *(Reynolds, 2000)*.

Nejnovější práce poukazují mimo fakta uvedená v předchozím odstavci i na významnou roli, kterou hrají supraglaciální jezera v celkové ablaci ledovce *(Sakai, 2012)*. *Xin et al. (2012)* považují rapidní vývoj a expanzi supraglaciálních jezer zvyšující míru ablace ledovce za projev jeho reakce na globální změnu klimatu. Dokončený proces vývoje od supraglaciálního po proglaciální jezero drastickým způsobem mění hmotovou bilanci ledovce i procentuální rozdělení plochy ledovce mezi sběrnou oblast a zónu ablace *(Benn et al., 2012)*.

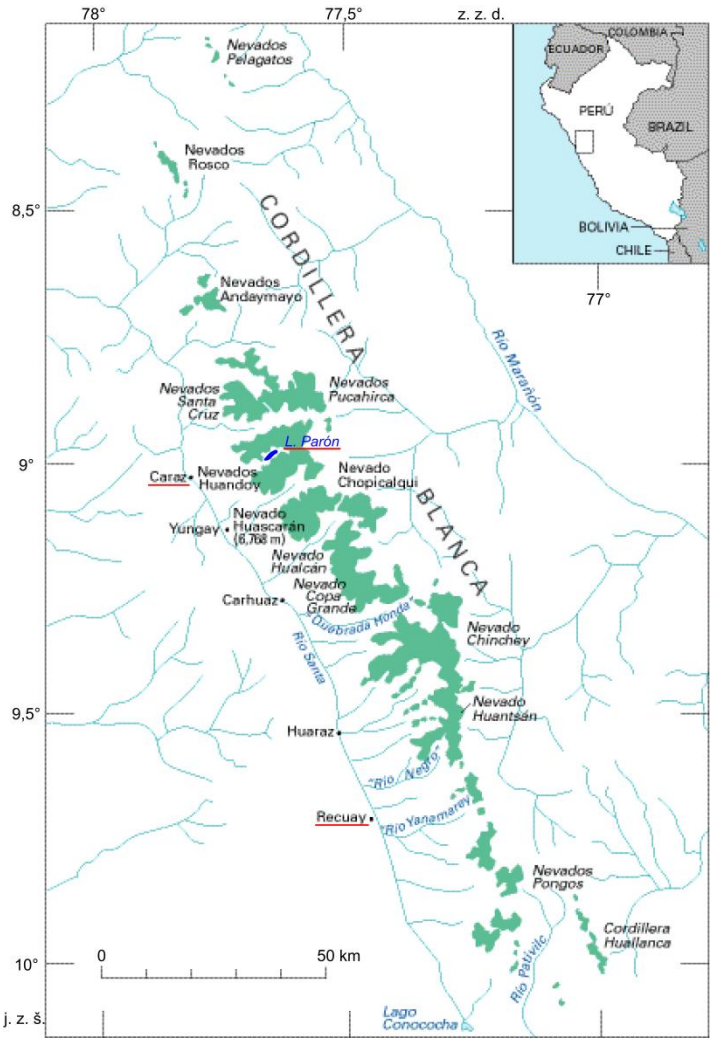
KAPITOLA 2
Fyzicko-geografické poměry pohoří Cordillera Blanca

2.1 Obecná charakteristika pohoří

Pohoří Cordillera Blanca tvoří více než 170 km dlouhé, poměrně úzké (pouze 30 km podél rovnoběžek) pásmo směru SZ-JV (8° 30' - 10° j. z. š. a 77° až 78° z. z. d.; Obr. 2.1). Nachází se ve středním Peru ve státě Ancash asi 400 km severně od Limy *(Georges, 2004; Klimeš, 2012; Giráldez Míner, 2011)*. I přes svůj nepoměr vzdáleností k oceánům Atlantskému (4 000 km) a Tichému (100 km) tvoří část kontinentálního rozvodí Jižní Ameriky *(Schauwecker et al., 2014)*. Většina plochy pohoří Cordillera Blanca spadá do povodí Río Santa (Tichý oc.), západní svahy odvodňuje Río Marañón (Atlantský oc.), nejjižnější cíp oblasti pak Río Pativilca (Tichý oc.; *Iturrizaga, 2014*). Pravé přítoky Río Santa prořezávají masiv horského pásma příčnými (směr SV-JZ), přibližně rovnoběžnými a až 25 km dlouhými, hlubokými údolími. Dělí jej tak na 12 horských skupin *(Iturrizaga, 2014)*. Nejvyšších nadmořských výšek dosahuje hřeben Huascarán-Chopicalqui - Nevado Huascarán Sur (6768 m n. m.) je zároveň nejvyšším bodem Peru *(Klimeš, 2012)*. Absolutní rozdíly nadmořských výšek mezi dny údolí a vrcholovými partiemi běžně dosahují 2 500 m *(Iturrizaga, 2014)*.

2.2 Geologie

V centrální části pohoří se nachází batolit třetihorního stáří, jehož hrubozrnné granodiority a tonality tvoří i strmé skalní stěny vyšších poloh. Místy se rovněž vyskytují erozní zbytky druhohorních vulkanických (andezity, tufy) a sedimentárních (pískovce, břidlice) hornin *(Klimeš, 2012; Emmer et al., 2014 a 2015)*. Na JZ straně je pohoří vymezeno zlomem o délce 210 km, jenž jej odděluje od údolí Río Santa, zvaného Callejón de Huaylas. Neotektonická aktivita v oblasti má za následek silná zemětřesení (31. května 1970 M 7,7; *Emmer et al., 2014*).



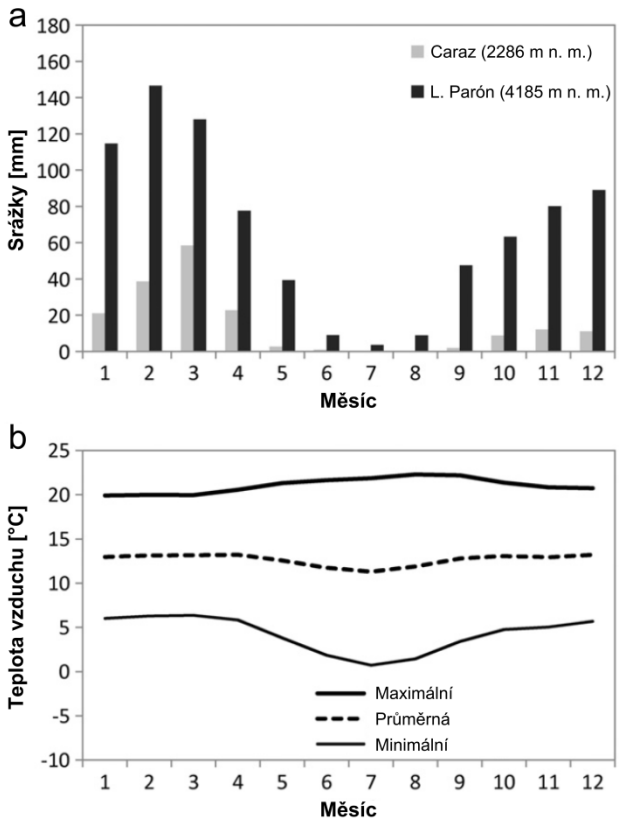
Obrázek 2.1: Poloha pohoří Cordillera Blanca; *zeleně vyznačen přibližný rozsah zalednění; červeně podtrženy jsou meteorologické stanice k Obr. 2.2; (převzato z USGS p1386i)*

2.3 Klima

Svou polohou vzhledem k zeměpisné šířce spadá Cordillera Blanca do pásma vnějších tropů. Vlivem pravidelné oscilace intertropické zóny konvergence (ITCZ) je zde hlavní charakteristikou střídání období dešťů (říjen - duben) a sucha (květen - září; *Kaser et el., 1990*). ITCZ přichází do oblasti od východu a advekuje z Amazonie velmi vlhký vzduch, který je zachycen hradbou hor. Díky výsledným návětrným a závětrným efektům vykazuje Cordillera Blanca značný nepoměr v úhrnech srážek mezi svahem východním (3 000 mm/rok) a západním (1 200 mm/rok), v údolí Callejón de Huaylas však spadne maximálně 750 mm srážek za rok. Období dešťů přinese obvykle 70 - 80 % těchto úhrnů *(Kaser & Georges, 1997* a *1999)*.

Po odsunu ITCZ na sever se stávají rozhodujícím faktorem pasáty, jenž přináší suchý vzduch umožňující pouze občasnou místní konvektivní činnost. V období sucha je proto hlavním zdrojem vodnosti řek tavná voda z ledovců *(Kaser et al., 2003)*.

Výrazná srážková sezonalita ostře kontrastuje s teplotní homogenitou typickou pro nízké zeměpisné šířky - roční kolísání teplot je zde nižší než denní amplituda *(Kaser & Georges, 1999)*. Nezanedbatelný vliv na aktuální hodnoty meteorologických ukazatelů v oblasti má i jižní oscilace El Niño (ENSO; *Kaser et al. 2003*).



Obrázek 2.2: Měsíční srážkové úhrny a průměrné teploty vzduchu v pohoří C. Blanca;
*písmena - **a** (dlouhodobé průměrné měsíční úhrny srážek za období 1953 až 1995,*
***černá** - Laguna Parón v nadmořské výšce > 4 000 m,*
šedá - město Caraz na dně údolí Callejón de Huaylas),
*- **b** (roční chod maximální, průměrné a minimální denní teploty pro období 1980 až 2011, stanice Recuay v nadmořské výšce 3 444 m);*
umístění jednotlivých met. stanic viz Obr. 2.1; (převzato z Schauwecker et al., 2014)

2.4 Ledovce

Cordillera Blanca vykazuje nejvyšší plochu ledovců ze všech pohoří tropického pásma, nachází se zde asi 1/4 všech těchto tzv. tropických ledovců *(Kaser & Georges, 1999)*. Od konce Malé doby ledové (kolem 1880 - *Solomina et al., 2007*), kdy činil rozsah zalednění 850 - 900 km^2, prošly ledovce v oblasti všeobecným ústupem přerušovaným kratšími obdobími stability či dokonce postupu *(Georges, 2004)*. Pro rok 2003 byla jejich celková plocha odhadnuta na 569,6 ± 21 km^2 *(Racoviteanu et al., 2008)*. Jako příčiny ústupu byly označeny pokles vlhkosti a nárůst průměrné teploty vzduchu *(Kaser & Georges, 1999)*. V souvislosti s tímto trendem roste na úkor údolních ledovců podíl ledovců svahových, které se nachází na strmých stěnách horských štítů, mají pouze

nevýrazné splazy a jsou hustě poseté trhlinami *(Kaser & Georges, 1999)*. Velká část údolních ledovců navíc vykazuje mocný suťový pokryv (asi 3 % z celkových 6 % zaledněné plochy připadající na údolní ledovce - *Iturrizaga, 2014*). Průměrná rozloha ledovce se v současné době pohybuje kolem 0,7 km^2, délka nepřevyšuje 5 km. S ústupem ledovců je rovněž spojen nárůst nadmořské výšky jejich čel (obvykle 4 500 až 5 000 m n. m.) a také sněžné čáry (5 000 až 5 200 m n. m.; *Iturrizaga, 2014*).

Termická homogenita tropické atmosféry má výrazný vliv na hmotovou bilanci ledovců nízkých zeměpisných šířek. Ablace probíhá nepřetržitě po celý rok, akumulace pouze v období dešťů a výhradně ve sběrných oblastech. Na splazech případná sněhová pokrývka do několika dnů opět odtaje. V části roku, kdy dochází k akumulaci, vykazuje vzduch vysoké hodnoty relativní vlhkosti. Evaporace je tedy minimální a hlavní vliv na míru ablace má tání. V období sucha obsahuje atmosféra jen malý podíl vodní páry a rozhodujícím procesem se stává sublimace, která však spotřebuje na ablaci stejného objemu ledu 8,5 krát více energie než tání. Protože na sublimaci připadá od května do září 60 až 90 % přijatého slunečního záření, je v tomto období kromě téměř nulové akumulace zaznamenávána i výrazně snížená míra ablace *(Kaser & Georges, 1999; Schauwecker et al., 2014)*.

2.5 Jezera

Autorem prvého pojednání o jezerech pohoří Cordillera Blanca je *J. F. Concha (1951)*. Podle vztahu jezer k ledovci vymezil dva základní typy: jezera v přímém kontaktu s ledovcem a jezera, která již kontakt s ledovcem ztratila. Obě dvě skupiny dále rozdělil na jezera hrazená morénou, skalním stupněm a materiálem svahových pohybů. Připojil také číselné údaje (celkem 230 jezer) o zastoupení jednotlivých podtypů ve dvou hlavních povodích (Tab. 2.1):

Typ hráze	Povodí Río Santa	Povodí Río Marañón	Podíl na celku
Skalní stupeň	34,6 %	51,5 %	39,6 %
Moréna	54,9 %	44,1 %	51,7 %
Materiál svahových pohybů	9,3 %	0 %	6,5 %
Skalní stupeň + nezpevněný materiál	1,2 %	4,4 %	2,2 %
Podíl povodí na celkovém počtu	70,4 % (162 j.)	29,6 % (68 j.)	100 % (230 j.)

Tabulka 2.1: Procentuální zastoupení jednotlivých typů jezer v pohoří Cordillera Blanca dle Concha (1951)

Z uvedeného vyplývá, že např. supraglaciální jezera nebyla v práci vůbec brána v potaz (ač byla v té době již známa - např. *Lliboutry et al., 1977*), důraz je kladen na zhodnocení jezer z hlediska jejich nebezpečnosti - vzdálenost čela ledovce od jezera patří i dnes mezi důležitá kritéria užívaná pro rozdělení vysokohorských jezer právě

podle rizikovosti a již *Concha (1951)* ji dává do přímé souvislosti s pravděpodobností kolapsu hráze a následné devastující povodně. Podrobné review podobných metod klasifikací jezer sepsali *Emmer & Vilímek (2013)*.

Současný stav shrnují na základě rozboru satelitních snímků dvě nezávislé inventarizace (*ANA, 2011* a *Vilímek et al., 2015* - Tab. 2.2). Celková plocha jezer byla spočtena na přibližně 59,7 km^2 *(ANA, 2011)*. Většina z nich je ledovcového původu, zbytek pak hradí akumulace svahových pohybů *(Iturrizaga, 2014; Vilímek et al., 2015)*. I ta však mají, byť nepřímý, vztah ke glaciální aktivitě - jejich vznik byl umožněn deglaciací níže položených úseků ledovcových údolí, jejichž svahy tak ztratily oporu v podobě ledové hmoty *(Iturrizaga, 2014)*. Základní klasifikaci ledovcových jezer podává následující kapitola.

Typ hráze	Povodí Río Santa	Povodí Río Marañón	Povodí Río Pativilca	Podíl na celku
Skalní stupeň	369	193	19	24,5 % (581 j.)
Moréna	484	127	1	25,8 % (612 j.)
Moréna + skalní stupeň	288	202	10	21,1 % (500 j.)
Materiál svahových pohybů	19	4	0	1 % (23 j.)
Led (supraglaciální jezero)	543	38	1	24,6 % (582 j.)
Moréna/skalní stupeň + materiál svahových pohybů	63	6	3	3 % (72 j.)
Podíl povodí na celkovém počtu	64 % (1766 j.)	33 % (570 j.)	3 % (34 j.)	100 % (2370 j.)
Podíl povodí na celkovém počtu dle *ANA, 2011*	62,6 %	36,2 %	1,2 %	100 % (1902 j.)

Tabulka 2.2: Procentuální zastoupení jednotlivých typů jezer dle Vilímek et al. (2015); *v posledním řádku je pro porovnání uveden podíl jednotlivých povodí na celkovém počtu jezer dle ANA (2011)*

2.6 Klasifikace ledovcových jezer

Jain et al. (2015, s. 1452) definují ledovcové jezero jako „hmotu vody dostatečného objemu s volným povrchem nacházející se v, pod, za a/nebo před ledovcem, vzniklou díky činnosti ledovce a/nebo procesům jeho ústupu“. Naprostá většina autorů novodobých klasifikací glaciálních jezer i jezer obecně vychází z komplexní typologie, kterou *G. E. Hutchinson* uvádí své obsáhlé dílo *A Treatise on Limnology (Hutchinson, 1957)*. Potřebám této práce však postačí jednoduchý a zároveň poměrně častý způsob dělení ledovcových jezer podle materiálu tvořícího hráz na jezera hrazená ledem, morénou a skalním stupněm *(např. Janský et al., 2006; Klimeš, 2012; Emmer et al., 2014)*. *Emmer (2014)* předkládá o něco obecnější dělení na jezera hloubená, hrazená a kombinace těchto dvou. K jezerům hloubeným se řadí ta za skalním stupněm, ledové a morénové hráze jsou zástupci hrazených jezer. Jako kombinace je klasifikován přechodný typ jezera za skalním stupněm pokrytým "nadstavbou" morénové hráze.

Typologií ledovcových jezer s důrazem na jejich vzájemné vztahy a vývoj v čase se rovněž zabývala *Iturrizaga (2014)*.

2.6.1 Jezera hrazená ledem

Ledovcové hráze podle *Costa & Schuster (1988)* „zadržují vodu na, v, pod nebo za masami ledovcového ledu". To je zároveň i základní dělení ledovcových hrází na vlastní skupinu jezer hrazených ledovcem a skupinu jezer supraglaciálních, englaciálních a subglaciálních.

2.6.1.1 Jezera hrazená ledovcem

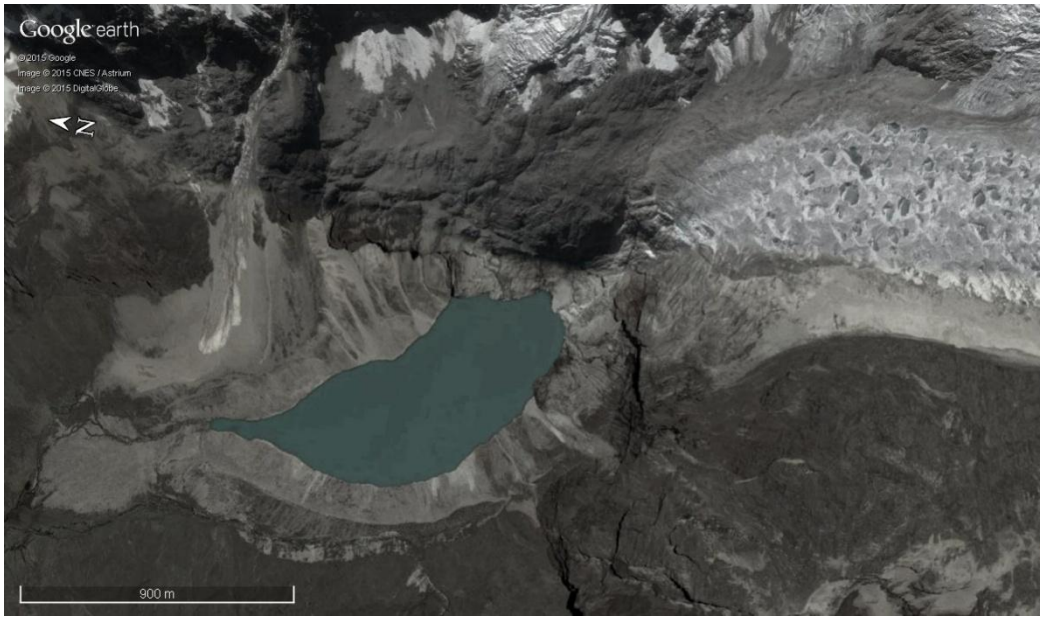
Jezera tohoto typu se formují na vodních tocích v místech, kde je údolí přehrazeno ledovcem sestoupivším hluboko pod nadmořskou výšku sněžné čáry. Obecně přijímaným kritériem pro podrobnější klasifikaci je okolnost, zda je hrazeno údolí hlavní ledovcem z údolí vedlejšího, nebo naopak *(Hutchinson, 1957; Costa & Schuster, 1988; Emmer et al., 2014)*.

V pohoří Cordillera Blanca se vyskytuje pouze jeden případ jezera hrazeného ledovcem. *G. E. Hutchinson (1957)* a *L. Iturrizaga (2014)* udávají jezero Parón jako určitý podtyp této skupiny - jezero hrazené morénou existujícího ledovce, v tomto případě ledovce Jatunraju (severní stěna Huandoy Norte - 6395 m n. m.). Laguna Parón je nicméně obvykle klasifikována jako jezero hrazené boční morénou s ledovým jádrem *(Reynolds, 1992; Iturrizaga, 2014)*. Za posledního glaciálního maxima a nejspíše i v tzv. Malé době ledové sestoupily splazy ledovců v pohoří Cordillera Blanca mnohem níže, tudíž lze předpokládat, že i jezer hrazených ledovcem se zde vyskytovalo mnohem více *(Iturrizaga, 2014)*.

Obrázek 2.3: Laguna Parón hrazená boční morénou ledovce Jatunraju;
(Zdroj: Google Earth)

2.6.1.2. Jezera supraglaciální, englaciální a subglaciální

Na povrchu ledovce i pod ním se díky tání ledu tvoří jezera o objemech mnohem menších, než jaké vykazují jezera hrazená ledovcem. Další odlišností je i funkce ledu, který netvoří pouze hráz, ale obklopuje tento typ jezer téměř nebo úplně ze všech stran. Supraglaciální jezera se formují v depresích na povrchu ledovce, englaciální jezera vznikají ve vnitroledovcových prohlubních, subglaciální jezera pak v dutinách pod ledovcem (*Costa & Schuster, 1988)*. V pohoří Cordillera Blanca se v současné době vyskytují pouze jezera supraglaciální: např. jezírka na ledovci Kogan (severní svahy hory Quitaraju, 6036 m n. m.) či Schneiderově ledovci (východní svahy masivu Huascarán Sur, 6768 m n. m.; *Emmer et al., 2014; Iturrizaga, 2014*). O supraglaciálních jezerech podrobně pojednává část 3.



Obrázek 2.4: Laguna Jancarurish s výplavovým kuželem dokládajícím průval (v r.1950) a závěr ledovce Kogan posetý supraglaciálními jezery; *(Zdroj: Google Earth)*

2.6.2 Jezera hrazená materiálem morény

Formování jezer hrazených morénou souvisí s fluktuacemi pozice ledovcového čela v čase. Většina současných jezer vděčí za svůj vznik tání a ústupu ledovců započatému po skončení Malé doby ledové (v pohoří Cordillera Blanca kolem r. 1880 - *Solomina et al., 2007*). Na negativní hmotovou bilanci způsobenou nárůstem průměrné teploty vzduchu reaguje ledovcový splaz zkracováním své délky a odtékající tavná voda se hromadí za bariérami opuštěných koncových, ústupových i bočních morén *(Clague & Evans, 2000)*.

Tyto hráze se skládají ze špatně vytříděného či vůbec nevytříděného materiálu přepraveného ledovcem, nejčastěji směsi balvanů, písku, prachu a pouze malého

podílu jílové složky *(Costa & Schuster, 1988)*. Navíc mají strmé svahy, asymetrický příčný profil (sklon vnitřních svahů více než 60°, vnějších pak pouze 30-40°) a výšku přesahující v některých případech i 100 m *(Klimeš, 2012; Iturrizaga, 2014)*. Všechny tyto faktory přispívají k jejich vysoké nestabilitě a tím i nebezpečnosti. V pohoří Cordillera Blanca bylo zaznamenáno množství průvalů morénou hrazených jezer a následných ničivých povodní, tzv. glacial lake outburst floods či pouze GLOF (např. j. Rajucolta v roce 1883 a Palcacocha dokonce opakovaně v letech 1941 a 2003), a proto je jejich zabezpečování věnováno značné úsilí *(Lliboutry et al., 1977; Emmer et al., 2014)*.

Morénový materiál často spoluvytváří hráze jezer primárně zahloubených za skalním stupněm (viz oddíl 2.5.3), což představuje určitý přechod mezi oběma skupinami ledovcových jezer *(Iturrizaga, 2014; Emmer, 2014)*. Druhý přechodný typ, mezi jezerem hrazeným morénou a ledovcem, vzniká v případě, že se pod izolační vrstvou morénového materiálu nachází ledové jádro, které je tak poměrně účinně chráněno před táním *(Janský et al., 2000; Emmer, 2014)*. Morénové hráze obsahující ledové jádro jsou zpravidla zaoblenější než hráze prosté ledu a mají obvykle výrazně menší podíl výšky hráze ku její šířce v příčném profilu *(McKillop & Clague, 2007)*. Za příklad takového jezera lze považovat Lagunu Parón (40 mil. m^3), hrazenou boční morénou ukrývající trosky splazu ledovce Jatunraju (viz výše oddíl 2.5.1).

2.6.3 Jezera za skalním stupněm

Třetí typ glaciálních jezer má, na rozdíl od prvých dvou, pánev hloubenou. V pevné podložní hornině vymodelovala ledovcová eroze deprese, z nichž je nyní velké množství zaplaveno vodou, kterou vpředu zadržuje odolný skalní stupeň, tzv. riegel. Hráz tedy není možné provalit, hrozí pouze její přelití a tato jezera jsou proto považována za jedna z nejméně rizikových. Častým jevem je překrytí skalního stupně materiálem morény (např. Laguna 513), který riziko mírně navyšuje *(Janský et al., 2006; Emmer et al., 2014)*. V pohoří Cordillera Blanca se vyskytuje poměrně vysoký počet jezer s hloubenou pánví, nicméně pouze několik dosahuje výraznějších rozměrů - objem větší než 1 mil. m^3 mají kromě již zmíněného jezera s číselným označením 513 ještě např. jezera Churup nebo Auquiscocha. V současné době dochází v souvislosti s pokračujícím odtáváním ledovců ke vzniku nových jezer za skalním stupněm, jako je tomu v případě bezejmenného jezera, jenž leží pod východními svahy masivu Chopicalqui (6354 m n. m.) a které zaznamenalo v letech 2003 až 2011 výrazný vývoj *(Emmer et al., 2014).*

Obrázek 2.5: Laguna 513 hrazená skalním stupněm překrytým nízkým morénovým valem; *(Zdroj: Google Earth)*

KAPITOLA 3
Supraglaciální jezera

3.1 Vymezení a vznik supraglaciálních jezer

Glaciální jezera lze dle umístění ve vztahu k ledovci rozdělit na jezera supraglaciální a proglaciální (s či bez kontaktu s čelem ledovce; *Gardelle et al., 2011; Falátková, 2014*). Jak napovídají oba termíny, prvně jmenovaná jezera se formují přímo na povrchu ledovce (latinsky *supra* = nad, *glacies* = led), zástupci druhé skupiny se nachází v jeho předpolí (latinsky *pro* = před, poblíž) - jsou to obvykle jezera hrazená morénou případně jezera za skalním stupněm (viz podkap. 2.6).

Většina autorů definuje supraglaciální jezero jako jezero, jehož pánev je tvořena nepropustným ledovcovým ledem (např. *Hutchinson, 1957*; *Reynolds, 2000*; *Benn & Evans, 2010*). Zároveň tím i uvádí nutnou podmínku vzniku supraglaciálního jezera. Při procesu kompakce firnu na led je mezní hustotou, při níž se podklad stává nepropustný pro vodu, hodnota 0,82 g/cm^3 *(Reynolds, 1981)*. Dalšími předpoklady pro zformování supraglaciálního jezera jsou dostatečný přísun tavné vody a přítomnost sníženin na povrchu ledovce. Na ledovcích pokrytých sutí často přispívá ke vzniku potenciálních jezerních pánví i topografie onoho suťového pokryvu, který místy zadržuje protékající tavnou vodu *(Raymond & Nolan, 2000)*.

Vývoj od skupiny malých supraglaciálních jezírek po morénou hrazené proglaciální jezero popisuje podkapitola 3.5, jednotlivé dílčí procesy účastnící se tohoto vývoje jsou rozebrány v části 3.2 a spolu se vztahem supraglaciálních jezer k odtokovému systému ledovce i v části 3.3. Podkapitola 3.4 shrnuje faktory ovlivňující distribuci supraglaciálních jezer na povrchu ledovce. V části 3.6 jsou podány vybrané limnologické charakteristiky. Podkapitola 3.7 představuje krátký biologický závěr rešerše.

3.2 Mechanismy expanze supraglaciálního jezera

Gardelle et al. (2011) uvádí tři základní procesy expanze supraglaciálního jezera: 1) ablace ledu na bocích jezera; 2) tání ledu v úrovni hladiny; 3) odlamování bloků ledu do jezera. Body 2) a 3) jsou ve studii novozélandského ledovce Maud *(Kirkbride & Warren, 1997)* zakomponovány do cyklů telení ledovcového čela. *Reynolds (2000)* vyzdvihuje význam změny albeda povrchu při vzniku supraglaciálního jezera. *Chikita et al. (1998, 2000)* popsali vliv větru na telení ledovce a pravděpodobnou podobu procesu expanze jezera ve vertikálním směru. Poslední mechanismus spojený s englaciálním odtokovým systémem je začleněn do podkapitoly 3.3. Většina z uvedených procesů se skládá z několika dílčích vlivů, které spolu více či méně souvisí a někdy mají dokonce protichůdné účinky.

3.2.1 Albedo

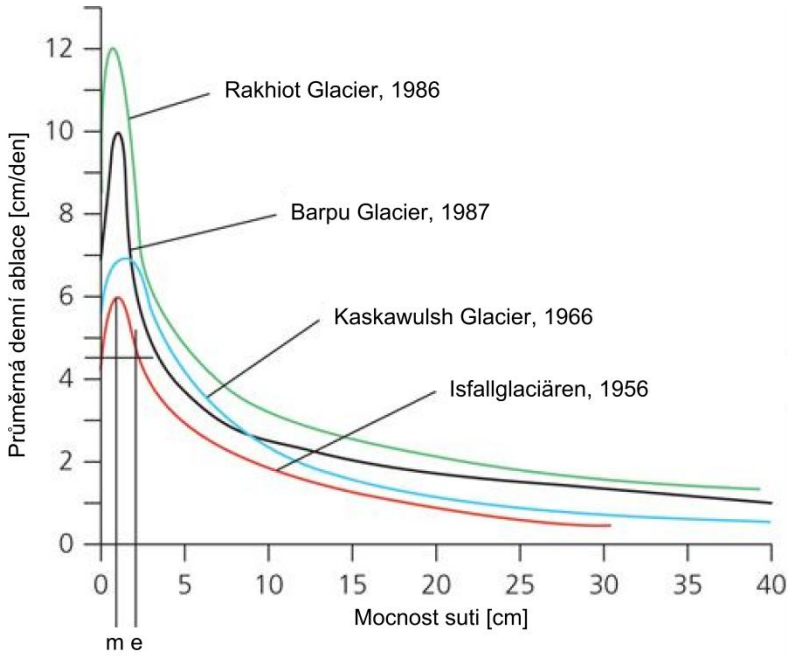
Vznik supraglaciálního jezera znamená výrazné snížení albeda na jeho ploše, v důsledku čehož hladina přijímá mnohem více krátkovlnného slunečního záření než okolní povrch (ledovcový led či suťový pokryv - viz níže). Jezerní voda si proto udržuje teplotu výrazně nad bodem mrazu a může tedy aktivně ovlivňovat ablaci na okrajích své pánve. Při sněhových přeháňkách sníh v jezerní vodě taje, zatímco pevný povrch pokrývá souvislou vrstvou. Rozdíl v albedu mezi jezerem a jeho okolím tak ještě naroste, protože čerstvý sníh vykazuje vůbec nejvyšší hodnoty tohoto ukazatele - Tab. 3.1. *(Reynolds, 1981; Reynolds, 2000)*. Albedo vodní hladiny závisí na výšce slunce nad obzorem, *Sakai et al. (2000)* stanovili na základě údajů z nepálského jezera Rolpa vztah $\alpha = 0{,}78 \cdot h^{-0{,}45}$, kde α značí albedo a h výšku slunce nad obzorem ve stupních. *Chikita et al. (2000)* volí pro výpočty energetických bilancí hodnotu albeda 0,05 (výše zmíněná rovnice dává hodnoty > 0,1).

Povrch	Albedo	Zdroj
Čerstvý suchý sníh	0,75 - 0,98	Cuffey & Paterson, 2010
Starý vlhký sníh	0,46 - 0,70	Cuffey & Paterson, 2010
Čistý firn	0,50 - 0,65	Cuffey & Paterson, 2010
Čistý led	0,30 - 0,46	Cuffey & Paterson, 2010
Led s úlomky suti	0,06 - 0,30	Cuffey & Paterson, 2010
Horninový materiál	0,15 - 0,25	Benn et al., 2012
Vodní hladina	0,05	Chikita et al., 2000

Tabulka 3.1: Hodnoty albeda vybraných materiálů

Nižší albedo hladiny jezera má svůj význam zejména v případě ledovců bez suťového pokryvu, kde se stává důležitým faktorem ovlivňujícím ablaci. U ledovců pokrytých morénovým materiálem (rozdíly mezi oběma typy ledovců viz podkap. 3.4 a

3.5) je rozdíl v albedu mezi vodní hladinou a okolní sutí menší. Uplatňují se zde dva protichůdné vlivy suťového pokryvu na led. Horninový materiál na povrchu ledovce snižuje jeho albedo. Vlhký led pokrytý tenkou vrstvou jemného prachovitého materiálu může vykazovat i hodnoty menší než 0,1 *(Benn et al., 2012)*. Míra ablace ledu v daných podmínkách převyšuje míru ablace ledu bez pokrývky. U naprosté většiny ledovců je maximálního vlivu dosaženo při mocnostech suti do 1-2 cm. S rostoucí mocností roste i doba nutná k ustavení stabilního tepelného toku suťovým pokryvem k podložnímu ledu. Protože insolace kolísá v denních cyklech, musí pokaždé znovu nejprve uplynout čas potřebný ke stabilizaci toku a průměrné denní míry ablace klesají pod hodnoty, jenž vykazuje holý led. Suťový pokryv tak má spíše účinky izolační ("izolace převýší snížení albeda"), přičemž síla tohoto efektu opět roste s rostoucí mocností horninového materiálu na povrchu ledovce. Mezní hodnota mocnosti, při které se míry ablace ledu i ledu pod sutí rovnají, jen výjimečně přesahuje 10 cm *(Mattson et al., 1993; Reznichenko et al., 2010)*. Celý jev nejlépe ilustruje graf (Obr. 3.1):



Obrázek 3.1: Graf závislosti míry ablace na mocnosti suti pro čtyři vybrané ledovce (uveden rok měření);
*písmena pod grafem - mocnost vrstvy suti, pod níž je míra ablace nejvyšší (**m**) a rovna té pro nekrytý led (**e**); (převzato z Benn & Evans, 2010 podle Mattson et al., 1993)*

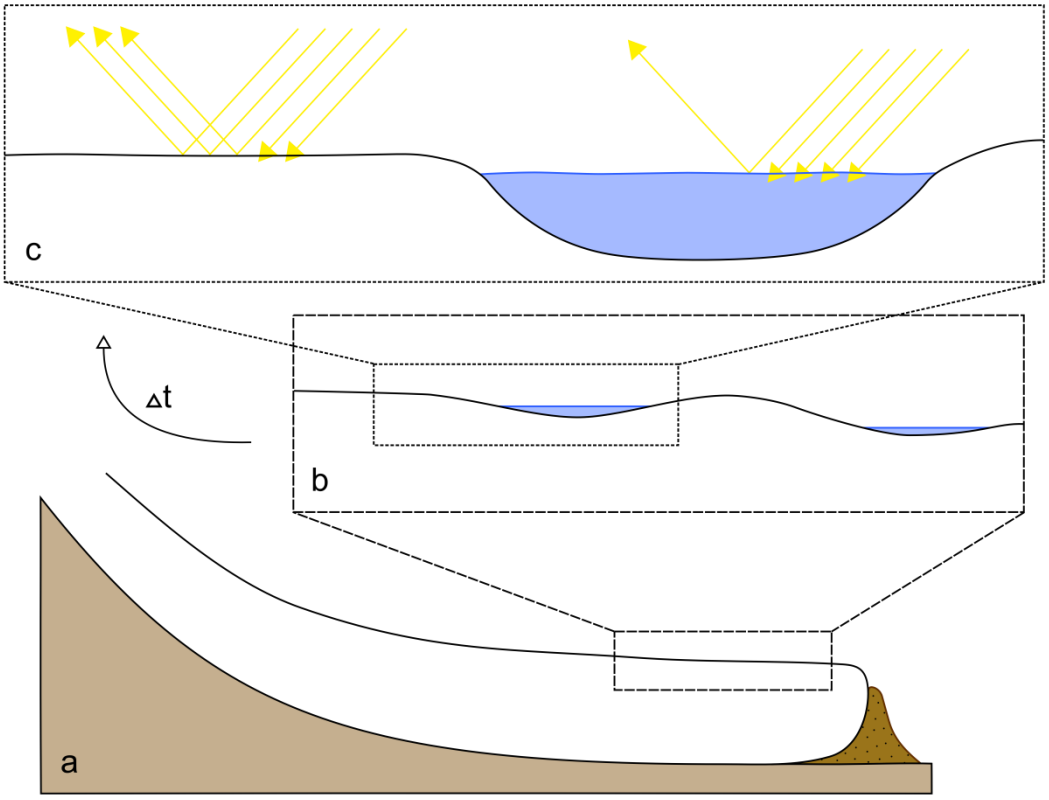
Při narušení souvislého suťového pokryvu vedoucímu k odhalení ledu dochází v daném místě z výše popsaných důvodů k významnému nárůstu ablace ledovce. Příčinou mezery v pokrývce může být mimo jiné erozní činnost supraglaciálního vodního toku, propad stropu englaciálního odtokového kanálu (viz podkap. 3.3) nebo vznik a expanze supraglaciálního jezera (viz následující oddíl 3.2.2).

3.2.2 Ablace ledu v okolí jezera

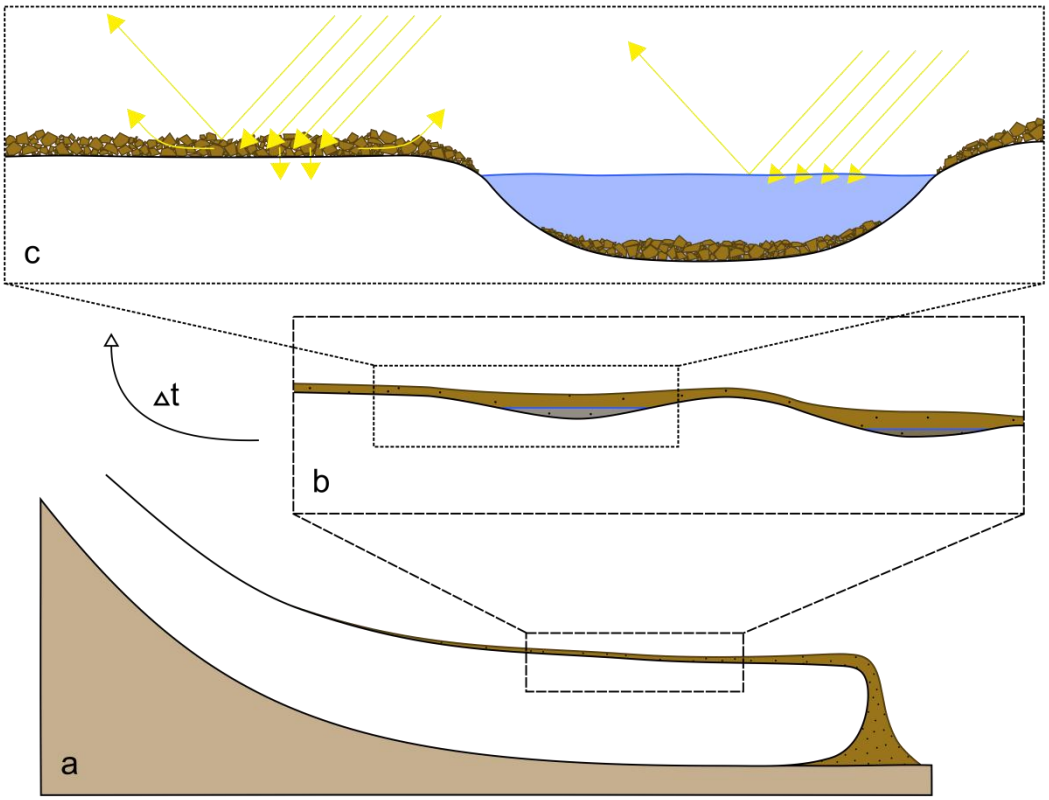
Supraglaciální jezero ihned po svém vzniku začíná díky své relativně teplé vodě prohlubovat a zvětšovat svoji plochu (Obr. 3.2 a 3.3). Laterální expanze je spojena se zvyšováním sklonu boků pánve, což v případě ledovců pokrytých sutí způsobuje sesouvání horninového materiálu z okolního povrchu do jezera. Při sklonu větším než 38° se již na svahu neudrží větší úlomky hornin *(Gardelle et al., 2011)*. Postupné zeslabování izolační vrstvy suti končí odhalením ledu v okolí jezera. Následuje nárůst ablace v okolní oblasti a přísunu tavné vody do jezera, což způsobí rychlejší expanzi jezera a další odhalování ledu v jeho okolí *(Reynolds, 2000)*. Přitékající voda má sice nižší teplotu než jezero, ale účinky zejména krátkovlnné radiace jsou silnější, takže dochází pouze k částečnému zpomalení procesu. *Xin et al. (2012)* naměřili na čínském ledovci Koxkar v pohoří Ťan-Šan hodnoty ukazující, že míra ablace odhaleného ledu na březích jezera je 700 krát vyšší než v případě ledu pod suťovou pokrývkou (obvykle se hodnoty pro obě hodnoty liší o jeden až dva řády - *Benn et al., 2012*) Významný podíl tání útvarů ledu bez suťového pokryvu vystupujících nad okolní terén, ledových útesů, na celkové ablaci ledovce dokládají data z výzkumu *Sakai et al. (1998)* na nepálském ledovci Lirung. Průměrná denní míra tání těchto útesů (zabírajících pouze 1,8 % plochy ledovce) činila 7,2 cm/den, což odpovídá 69 % celkové ablace ledovce.

Mimo této pozitivní zpětné vazby se při tání nekrytého ledu a ledových útesů se v protikladném působení se slabším účinkem uplatňuje i zpětná vazba negativní. Proces ablace je řízen množstvím příchozí radiace, které díky efektu stínu klesá s přibývající vertikální vzdáleností od horní hrany svahu. Jeho výše položené části tedy absorbují mnohem více záření než partie těsně nad hladinou jezera. Horní úsek výrazně rychleji odtává, díky čemuž se sklon svahu snižuje a opětovně pokrývá sutí (při sklonu 30° a méně - *Sakai et al., 1998*; *Benn et al., 2012*). Životnost útesu závisí v tomto mechanismu na orientaci vůči světovým stranám a topografii okolního terénu (vertikálně výrazné tvary vrhající stín). Nejrychleji odtají svahy s jihovýchodní expozicí, naopak nejpomaleji svahy skloněné k severu. Je to způsobeno denním chodem pokrytí oblohy oblačností v období tání (které je v Nepálu, kde byla studie realizována, totožné s letním monzunem), jenž nabývá svého maxima odpoledne. Hodnoty insolace proto ve stejné části dne vykazují významný pokles *(Sakai et al. 1998)*. V pohoří Cordillera Blanca je situace obdobná, zejména v období děšťů zde v odpoledních hodinách vrcholí konvektivní tvorba oblaků *(Giráldez Míner, 2011)*.

Vertikální expanze je krátce po vzniku jezera poměrně výrazná. S postupující plošnou expanzí jezera však na jeho dně velmi pomalým tempem přibývá horninového materiálu, jenž se dříve nacházel na povrchu ledovce. S tím roste i izolační efekt a zeslabuje se tepelný tok skrz tuto suťovou vrstvu *(Chikita et al., 2001)*. Při studiu



Obrázky 3.2 (nahoře) a 3.3 (dole): Vznik a počáteční vývoj supraglaciálního jezera na ledovci bez suťového pokryvu (3.2) a na ledovci pokrytém sutí (3.3);
*písmena - **a** (výskyt jezer na ledovci), **b** (vliv morfologie povrchu na vznik supraglaciálních jezer), **c** (mechanismus raného vývoje jezera - albedo, ohřev jezerní vody, případná izolace ledu sutí); (podle Benn & Evans, 2010; Cuffey & Paterson, 2012; Sakai, 2012)*



nepálského jezera Rolpa popsali *Chikita et al. (2000)* pravděpodobné závěrečné stádium vývoje tání ledu pod jezerním dnem. Na rozhraní mezi jezerní vodou (teplota okolo 2,5-2,75 °C) a ledovcovým ledem (teplota velmi blízká bodu mrazu) se zformovalo médium o složení suť, limnický sediment a voda. Díky velmi pomalému přenosu tepla vedením pokračuje tání podložního ledu. Tavná voda vystupuje do média a stejný objem vody je z něj vyloučen do vlastního jezera. Vypočtená míra tání ledu pode dnem jezera Rolpa činí 1,2 m/rok *(Sakai et al., 2000)*. Díky takto pomalé rychlosti hloubkové expanze supraglaciálních jezer může odtání veškerého ledu mezi podložím ledovce a jezerní vodou trvat i desítky let.

3.2.3 Telení ledovce v okolí jezera

Postupnou expanzí supraglaciálního jezera mechanismy popsanými v předchozích oddílech dosáhne průměr jezera velikosti přibližně 30 m *(Sakai et al. 2009)*, při níž dochází k významné změně v mechanismu ablace ledových svahů a stěn v okolí jezera. Objem jezera je již dostatečně velký na to, aby mohl započít proces telení, v anglickém jazyce zvaný 'calving'. Tato změna je spojena s rapidním nárůstem rychlosti ústupu ledu tvořícího břehy jezera *(Röhl, 2008)*. *Kirkbride & Warren (1997)* popsali na novozélandském ledovci Maud, v jehož závěru se nachází proglaciální jezero, čtyři typy telení:

1) tání ledu v úrovni hladiny;
2) odpadávání tenkých lamel;
3) oddělení celých bloků ledu;
4) telení ledu pod hladinou jezera.

Údaje o objemu ledu, jenž mají uvedené typy "na svědomí", vyskytující se v následujících odstavcích pocházejí rovněž z dat zjištěných na ledovci Maud, nejedná se proto obecně o zcela směrodatné údaje.

1) Tání ledu v úrovni hladiny zahrnuje vliv vlnění jezerní vody a její relativně vysoké teploty. Po případném odtání různých výstupků a podstavců z předchozí oddělení ledového bloku se hladina doslova "zahryzne" do ledu a vzniká tzv. termoerozní zářez (v anglickém jazyce 'termo-erosional notch') - zprvu téměř vodorovný převis, který následně postupuje směrem do čela ledovce a zároveň umožňuje působení hladiny na led tvořící strop zářezu. Pod vlivem jezerní vody dochází k tání a narušování soudržnosti tohoto ledu a tím i velmi častému odpadávání malých tělísek, která ani v celkovém souštu nedosahují nijak významného objemu. Telením v úrovni hladiny se na ledovci Maud oddělily pouze objemy ledu v řádu několika m^3 ledu.

2) K odpadávání tenkých lamel z čela ledovce dochází s mnohem nižší frekvencí než v případě předchozího typu telení. Svislé šupiny ledu mohou v závislosti na výšce ledové stěny nad hladinou jezera dosáhnout výšek prvních desítek metrů (na ledovci Maud byla zaznamenána maximální výška 22 m). Jejich velikost v horizontálním směru oproti tomu obvykle nepřevyšuje ani metr jeden. Objem takto teleného ledu se pohyboval v řádech 10^2 až 10^3 m^3.

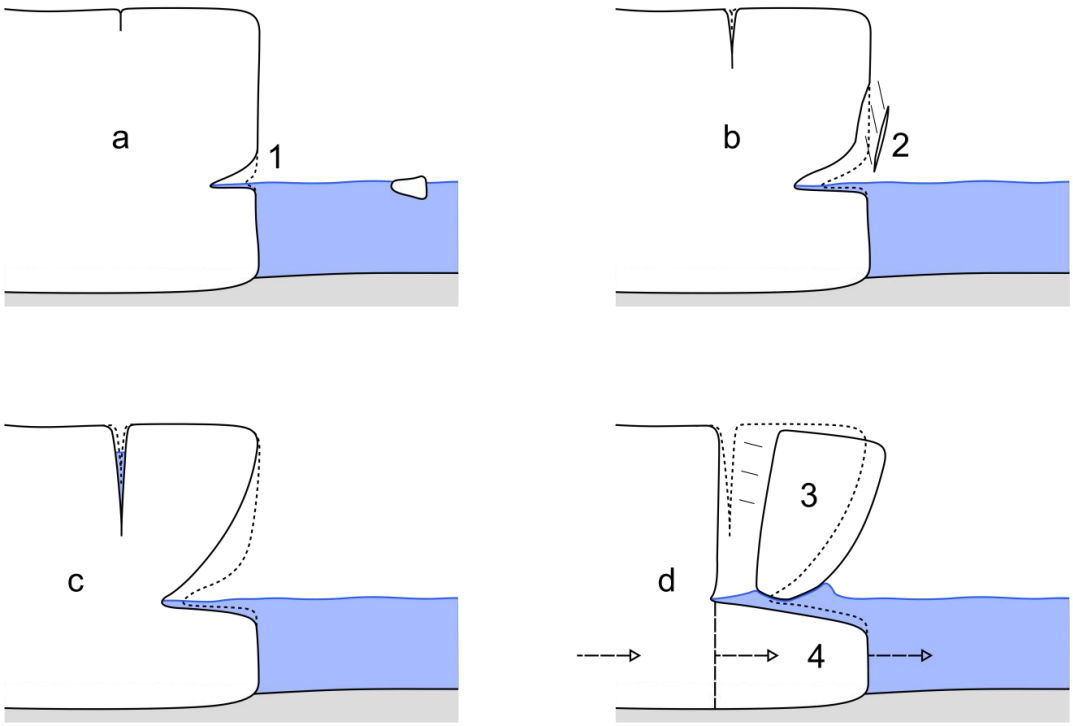
3) Zvětšující se termoerozní zářez a trhlina(y) otevírající se několik metrů za čelem ledovce od něj postupně oddělují celý blok ledu, který nakonec ztratí stabilitu a sjede do jezera. *Richardson & Reynolds (2000)* popisují při tomto typu telení rotaci bloku ledu, ale v případě ledovce Maud byl zjištěn pouze posuvný pohyb. Po pádu tělesa do vody po něm na původním místě zbyde jakýsi podstavec z ledové brekcie, jenž následně odtaje působením prvního typu telení. Objem odtelených bloků ledu více či méně přesahuje 10^3 m^3.

4) Pod vodní hladinou stále dlí neoddělená část čela splazu, která je pohybem ledovce posunována směrem ke hrázi jezera, zatímco pokračuje telení bloků ledu. S postupem času ponořené těleso taje a ztrácí soudržnost, až dojde k jeho oddělení od ledovce. Takové události jsou velmi vzácné, ale týkají se obrovských objemů ledu. V případě supraglaciálních jezer, jejichž dno je z definice tvořeno ledem, však nepřipadají v úvahu, dochází zde pouze k tání ve vodním prostředí.

Základní cyklus telení ledovce (Obr. 3.4) začíná formací termoerozního zářezu táním v blízkosti hladiny, jeho následným zvětšením a rozevřením pokračující činností vody a opadem ledových lamel. Zároveň z povrchu postupuje za čelem ledovce kolmo k jeho podloží trhlina (více o propagaci trhliny viz oddíl 3.3.2.3). Po oddělení bloku ledu ihned dochází ke vzniku nového zářezu. S rostoucí vertikální vzdáleností od hladiny klesá frekvence opadu ledových těles: u hladiny je velmi vysoká a naproti tomu oddělení bloků v celé výšce nadhladinové části ledovcového čela vymezuje celý cyklus.

Diolaiuti et al. (2011) vyzdvihují na základě výzkumu supraglaciálního jezera na italském ledovci Miage význam trhlin v ledu, které podstatnou měrou ovlivňují rychlost průběhu jednoho cyklu telení. *Röhl (2006)* vidí zásadní vliv spíše u termoerozního zářezu, jenž výrazným způsobem destabilizuje budoucí ledový blok na čele ledovce a tím i podporuje vývoj trhliny. Oscilace úrovně hladiny mohou značně zpomalit proces formace zářezu, protože mění elevaci, ve které se tato formace děje. Naproti tomu ve vysokohorských údolích poměrně častý údolní vítr podporuje vznik termoerozního zářezu. *Sakai et al. (2009)* vytvořili matematický model působení údolního větru na povrchovou vrstvu jezerní vody. Při dostatečné délce jezera ve směru údolnice (hranice leží mezi 50-200 m, pro přesnější určení nebyla k dispozici potřebná data) a

nízké výšce případné morénové hráze uvádí vanoucí vítr vodu při hladině do pohybu proti čelu ledovce. Tato voda má zároveň nejvyšší teplotu z celého objemu jezera, protože absorbuje nejvyšší podíl příchozí radiace. V těsné blízkosti ledovce se tedy hromadí významný zdroj tepla, což má urychlující efekt na tání ledu a vznik termoerozního zářezu.



Obrázek 3.4: Telení ledovce;
čísla (typy telení) - **1** (tání ledu v úrovni hladiny), **2** (odpadávání ledových lamel), **3** (odlomení bloku ledu), **4** (dlouhodobé tání a odlomení ledové kry pod hladinou);
písmena (základní cyklus telení) - **a** (tání ledu v úrovni hladiny - vznik termoerozního zářezu), **b** (zvýraznění termoerozního zářezu, opad lamel a formace trhliny za čelem ledovce), **c** (vymezení ledového bloku silným převisem a hlubokou trhlinou), **d** (odlomení celého bloku ledu, na několik základních cyklů připadá jeden cyklus telení kry pod hladinou);
(podle Kirkbride & Warren, 1997 a Sakai, 2012)

Výzkum velkých nepálských supraglaciálních jezer Imja a Rolpa byl s tímto modelem ve shodě *(Chikita et al., 1999* a *2000)*. Jezero Rolpa je plošně rozsáhlejší (délka 3 km) a o vlivu vzdušných proudů v jeho případě není pochyb. Vítr je příčinou i hnacím motorem cirkulace teplé přípovrchové vrstvy vody (u hladiny směrem k čelu ledovce, v hloubce pak od něj, více o cirkulaci vody viz oddíl 3.6.2). Jezero Imja je menší (délka 1,3 km) a má vyšší morénovou hráz (30 m). Kvůli tomu se většina plochy jeho hladiny nachází v závětří morénového valu a vliv větru je zanedbatelný.

Největších objemů ledu dosahuje proces telení ve velkých supraglaciálních jezerech či proglaciálních jezerech v kontaktu s ledovcem, nicméně i v supraglaciálních jezerech menší rozlohy je tento proces velmi významný. *Benn et al. (2000)* prováděli v období říjen 1998 až říjen 1999 na ledovci Ngozumpa v nepálské části pohoří Himaláje

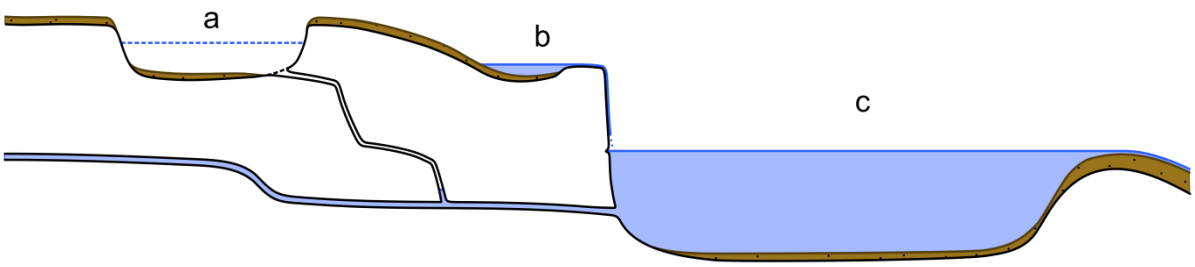
výzkum vývoje tří plošně relativně méně rozsáhlých jezer okupujících společnou pánev. Za jediný rok zaznamenali úbytek ledových stěn v pánvi o objemu 340 000 m^3, plocha dna pánve vzrostla z cca 39 000 m^2 na více než 60 000 m^2 a ledové útesy na březích největšího z jezer ustoupily za jedno období tání v závislosti na směru o 25-100 m.

3.3 Supraglaciální jezera a odtokový systém ledovce

3.3.1 Dělení supraglaciálních jezer

Nakawo et al. (1997) dospěli při dvouletém výzkumu ledovců v Nepálu a Číně k závěru, že lze supraglaciální jezera rozdělit podle vztahu k hydrologickému systému ledovce na jezera mající vztah a jezera zcela izolovaná. *Takeuchi et al. (2012)* toto dělení rovněž popsali v souvislosti s kolísáním hladiny v některých supraglaciálních jezerech na nepálském ledovci Lirung (více o tomto tématu viz oddíl 3.6.3).

Poněkud odlišnou klasifikaci zavádí v souvislosti s englaciálními kanály *Benn et al. (2012)*. Rozlišují supraglaciální jezera podle jejich relativní elevace vzhledem k základní bázi hydrologického odtokového systému ledovce na tzv. 'perched lakes' a 'base-level lakes' (v překladu z anglického jazyka jezera vyvýšená/výše položená či malebněji na bidýlku/hřadu a jezera v úrovni hydrologické báze). Jednotlivé kategorie znázorňuje Obr. 3.5:



Obrázek 3.5: Typy supraglaciálních jezer; *písmena -* ***a*** *(izolované vyvýšené j.),* ***b*** *(vyvýšené j. napojené na systém odtoku),* ***c*** *(j. v úrovni hydrologické báze);*
(podle Nakawo et al., 1997; Benn et al., 2012; Takeuchi et al., 2012)

3.3.1.1 'Perched lakes'

Jezera tohoto typu se nachází nad úrovní, ve které tavná voda opouští ledovec. Pokud není přítomen průsak morénovou hrází, jedná se o elevaci nejnižšího bodu její koruny. Supraglaciální jezera vyvýšená přežívají pouze tak dlouho, dokud jejich pánev tvoří neporušený nepropustný ledovcový led. V případě, že se během expanze jezera dostane jeho dno do těsné blízkosti propustných struktur v ledu, např. aktivních či reliktních englaciálních kanálů, dochází v tomto místě ke kolapsu ledu a výtoku vody ve

směru hydraulického gradientu do níže položených prostor a dále odtokovým systémem. S rostoucími rozměry roste i pravděpodobnost takové události, a proto dosahují supraglaciální jezera tohoto podtypu jen zřídka průměru většího než 100-200 m *(Benn & Evans, 2010; Benn et al., 2012)*. V pohoří Cordillera Blanca však průměr vyvýšených supraglaciálních jezer obvykle nepřesahuje 50 m *(Iturrizaga, 2014)* a jejich objem se pohybuje maximálně v řádu 10^4 m^3 *(Emmer et al., 2014)*. V určitém procentu případů se prostory, kterými unikla jezerní voda, zablokují a zanesou, načež se jezero opět naplní (Obr. 3.6). Tento cyklus vzniku a zániku jezera v jedné a té samé pánvi se může i několikrát opakovat *(Benn et al., 2000)*.

Tolik k vyvýšeným supraglaciálním jezerům izolovaným od odtokového systému. Pro jezera na tento systém napojená navíc existuje další aspekt zvyšující riziko jejich vyprázdnění - odtokový kanál. Variantu výtoku z jezera korytem supraglaciálního toku rozebírají *Raymond & Nolan (2000)*, odtok tavné vody englaciálním tunelem např. *Sakai et al. (2000)*. Pro obě možnosti je společná relativně vysoká koncentrace tepla v odtékající vodě způsobující zvětšování plochy příčného profilu kanálu, tedy nárůst průtoku, a tím i narušení křehké rovnováhy mezi přítokem a odtokem do/z jezera.

3.3.1.2 'Base-level lakes'

Hladina supraglaciálních jezer v úrovni hydrologické báze se nachází ve stejné výšce, v níž tavná voda odtokovým kanálem opouští ledovec (všechna jsou proto nutně napojena na odtokový systém ledovce). Pro jejich přetrvání je jedinou podmínkou přítomnost neporušené hráze, jenž spolu s ledovcem či jeho podložím tvoří pánev takových jezer. V porovnání s jezery vyvýšenými přežívají nesrovnatelně déle a pokud zůstane morénová hráz stabilní, existuje u nich značný potenciál pro vývin v rozsáhlá jezera proglaciální představující potenciální riziko pro údolí pod ledovcem (více viz podkap. 3.5), protože mohou expanzí dosáhnout objemů i v řádu 10^8 m^3 *(Benn et al., 2000* a *2012)*.

3.3.2 Englaciální systém odtoku

Odtokový systém ledovce sestává ze tří částí: supraglaciálních, englaciálních a subglaciálních kanálů. Obecně platí že erozní aktivita kanálu roste s rostoucí plochou povodí, ze které je skrz něj odváděna tavná voda. Některé ledovce vykazují, hlavně díky hojnému výskytu trhlin v ledu, odtokový systém rozdrobený na malá, vzájemně oddělená povodí, která neprodukují dostatečný objem tavné vody pro významnější erozní činnost toků. Speleologické průzkumy, které prováděli *Gulley et al. (2009)* a *Benn et al. (2012)*, ukázaly tři základní typy englaciálních odtokových kanálů, z nichž každý má vlastní specifický proces formace:

1) tzv. 'cut-and-closure' - tunely vytvořené erozí supraglaciálním vodním tokem, které následně uzavřela ledová střecha;
2) tunely využívající linie druhotné propustnosti;
3) propagace vodou vyplněných fraktur (tzv. 'hydrofracturing').

Krom zástupců daných kategorií existuje samozřejmě řada kanálů smíšeného původu. Celou problematiku přehledně shrnuje i rozsáhlá publikace *Glaciers & Glaciation (2. vyd., Benn & Evans, 2010)*.

3.3.2.1 'Cut-and-closure'

Tunely typu 'cut-and-closure' vznikají zařezáváním se supraglaciálního vodního toku do ledové masy a následným vytvořením stropu prostřednictvím ledovcového plížení nebo zanesením bloky ledu, sněhem či sutí. Protože tlak ledu způsobující uzavření stropu nepůsobí nejsilněji přímo u povrchu, nýbrž v nevelké hloubce pod ním, je možné trasu kanálů typu 'cut-and-closure' sledovat díky linii sněhu, jenž se usadil v mělké depresi nad ledovou zátkou. Po roztání sněhu je již jejich rozpoznání velmi obtížné. Přitom v některých případech kanály typu 'cut-and-closure' procházejí uvnitř ledovce od horních částí zóny ablace až po čelo ledovce a zcela tak míjí velké úseky na povrchu dolní části splazu.

I pod povrchem ledovce si tyto kanály zprvu zachovávají morfologii supraglaciálního vodního toku s meandry, kaňonovitým příčným profilem a převážně nízkým spádem - dno tvoří dlouhé úseky přibližně rovnoběžné s povrchem, přerušované strmými stupni bývalých vodopádů. Následně dochází k protikladnému působení pokračující erozní činnosti protékající vody a tlaku ledové masy, která se snaží prostor vyplnit. Tavná voda se prostorem pohybuje za vadózních podmínek a má tedy na svědomí zejména hloubkovou erozi, která může při dostatečně dlouhé aktivitě přivést dno kanálu až k podloží ledovce. Pokud naopak ledovcové plížení tunel téměř uzavře a dojde k náhlému zvýšení průtoku, bude voda tentokrát proudit v podmínkách freatických a vytvoří se místo jindy typického, vertikálně podlouhlého, kruhovitý příčný profil.

Pro vznik tunelů 'cut-and-closure' je nutnou podmínkou vysoká erozní aktivita supraglaciálního vodního toku převyšující míru ablace, jenž paralelně snižuje okolní povrch. To vyžaduje velké plochy zdrojových povodí nepřerušené jinými tunely či trhlinami v ledu. V opačném případě povrchový vodní tok zaniká a odtok se děje plošně neorganizovanou formou. Nerovnoměrná ablace povrchu ledovce může vést i po úspěšném vytvoření k následné fragmentaci kanálu, dochází k odříznutí jeho dolních úseků a díky absenci vody i k jejich dalšímu postupnému uzavírání. Pokud není

vyplňování těchto reliktů dokonalé, zůstávají v ledu propustné čočky vyplněné bloky ledu či sutí, prázdné prostory i celé sítě polouzavřených kanálů. Dalším procesem vedoucím ke snížení průtoku vody tunelem a tím i převaze uzavírání nad erozí je např. změna v podpovrchové části odtokového systému, díky které je tavná voda hydraulicky odvedena do jiných kanálů.

3.3.2.2 Linie druhotné propustnosti

Linie druhotné propustnosti, které využívá druhý typ tunelů, mohou být bývalé trhliny v ledu (viz následující oddíl), relikty kanálů typu 'cut-and-closure' (viz poslední odstavec předchozího oddílu) nebo nehomogenity v ledu jakéhokoli jiného původu, které jsou obvykle vyplněné sněhem, ledem či sutí. Představují tak méně odolnou zónu v ledovci. Jestliže spojují dvě části odtokového systému ve směru hydraulického gradientu a zároveň se do styku s nimi dostane tavná voda, postupně jejich výplň dílem rozpustí, dílem odnese a vytvoří nové tunely. Obvykle ještě dochází ve freatických podmínkách ke zvětšování průtokového profilu a vzniká tak kanál s typickým kruhovitým příčným profilem.V případě využití reliktů kanálů 'cut-and-closure' bývá odvedena voda z výše položeného jezera do některého níže položeného, případně do odtokového systému. Pozůstatky trhlin v ledovci nejčastěji přivádí tavnou vodu přímo k podloží ledovce.

3.3.2.3 'Hydrofracturing'

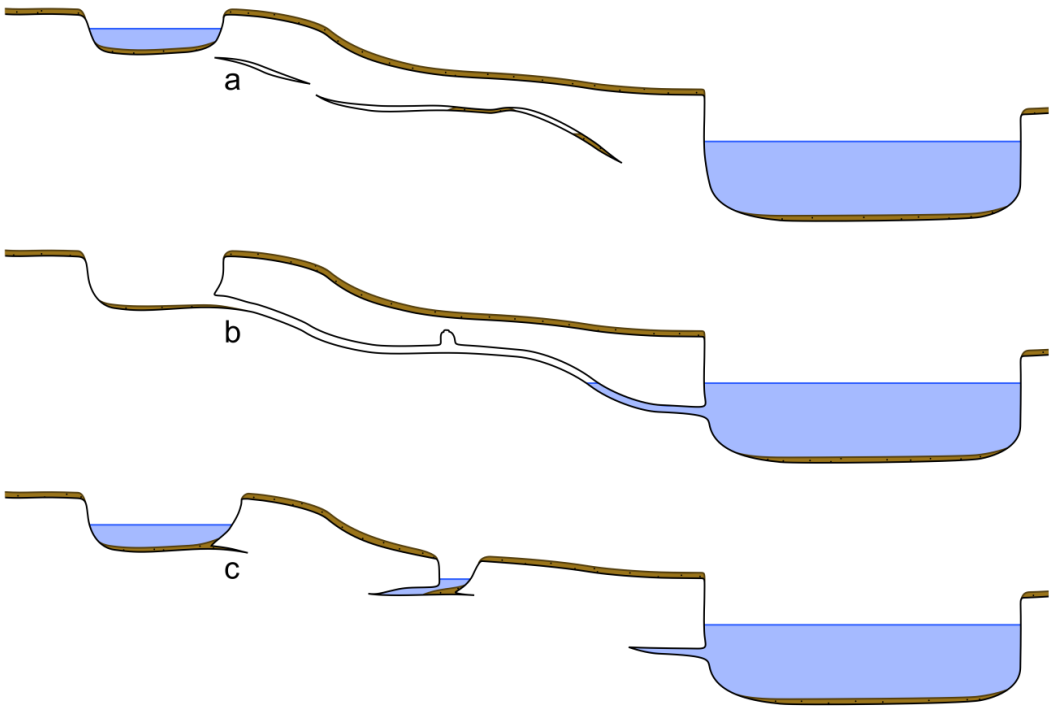
Třetí typ tunelů vzniká díky procesu prohlubování trhlin v ledu za účasti vody. Trhliny obvykle nedosahují výraznějších hloubek, protože tažné napětí, které je rozevírá, je s přibývající hloubkou převyšováno rostoucím tlakem okolního ledu. Přítomnost vody v trhlině vytváří sílu působící proti tomuto tlaku a umožňuje propagaci trhliny do větších hloubek, při dostatečném přísunu vody pak nezávisle na mocnosti ledovce až k jeho podloží. V případě, že je v blízkosti čelo ledovce, může hrát tento proces významnou roli při telení ledovce (viz oddíl 3.2.3). Hlubší fraktury vykazují nejširší horizontální profil zhruba uprostřed své výšky, přičemž okrajové části podléhají při nedostatečném přísunu vody vlivům ledovcového plížení a celá trhlina tak může být v horní části uzavřena.

3.3.3 Vliv englaciálních kanálů na expanzi supraglaciálního jezera

Voda protékající englaciálním odtokovým kanálem je významný erozní činitel. Jak již bylo uvedeno v oddílu 3.3.1, slunečním zářením ohřátá voda vyváděná z načepovaného vyvýšeného supraglaciálního jezera představuje vysokou koncentraci tepla, jejíž působení na stěny kanálu působí jeho vnitřní ablaci a vznik nových prostor

uvnitř ledovce. Tyto prostory se mohou následně až do rozměrů v řádu desítek metrů zvětšovat pádem bloků ledu ze stropu, dále odnášených protékající vodou. Popsané procesy výrazně sníží stabilitu stropu a mohou vést k jeho kolapsu, což vystaví nové plochy sutí nekrytého ledu účinkům záření a zvýší ablaci ledovce. Pokud je kanál znovu zablokován, vyplní se místa propadu vodou a vznikají nová supraglaciální jezera rovněž přispívající ke zvýšení míry tání (Obr. 3.6). Vyvýšená supraglaciální jezera představují, i přes svou velmi krátkou životnost, významný faktor ovlivňující celkovou ablaci (a tím i hmotovou bilanci) ledovce (viz oddíl 3.2.1), ve spojení s englaciálním odtokovým systémem se však stávají hráčem na tomto poli ještě významnějším *(Sakai et al., 2000; Benn et al., 2012; Liu et al., 2013)*.

Jezera v úrovni hydrologické báze využívají mělce přípovrchové kanály typu 'cut-and-closure' k vlastní expanzi. Na splazu ledovce propojují velké supraglaciální jezero s několika menšími jezírky právě tyto tunely a prostřednictvím výše popsaného procesu kolapsu stropů dochází ke zvýšení ablace i počtu vodních ploch v dané oblasti. Nová jezírka se objevují v úzkých pásech daných linií englaciálního kanálu. Postupem času takto zcela vymizí z povrchu zasažené části splazu led a zbyde pouze jediné jezero pokrývající celou oblast *(Benn et al., 2012)*.



Obrázek 3.6: Vztahy supraglaciálních jezer a englaciálních odtokových kanálů;
*písmena - **a** (relikty engl. kanálů a expandující supraglaciální j.), **b** (výtok jezera a propadání stropu kanálu), **c** (kolaps a zanesení kanálů, formace (staro)nových jezer);*
(podle Gulley et al., 2009; Benn et al., 2012)

3.4 Faktory ovlivňující výskyt supraglaciálních jezer na ledovci

Distribuce jezer na povrchu ledovce je omezena několika základními vlivy vycházejícími z fyzikálních zákonů. Na strmých úsecích (např. ledopády) nelze očekávat vznik ani těch nejmenších jezírek, protože tavná voda nezadržitelně odtéká ve směru hydraulického gradientu do níže položených lokalit. V určité vzdálenosti pod ledopádem je výskyt supraglaciálních jezer rovněž velmi nepravděpodobný - jedná se o dopadovou plochu lavin a řícení ledových bloků, které jakoukoli depresi velmi rychle vyplní *(Benn et al., 2012; Liu et al., 2013)*. Průměrné letní teploty vzduchu a mocnost suťového pokryvu definují maximální vertikální rozsah výskytu supraglaciálních jezer *(Benn et al., 2012)*. Pro pohoří Cordillera Blanca jsou, vzhledem k jeho geografické poloze, směrodatné průměrné roční teploty *(Giráldez Míner, 2011)*.

3.4.1 Sklon povrchu a rychlost toku ledovce

Reynolds (2000) po zkušenostech s antarktickými ledovci stanovil při studiu ledovců v Bhútánu základní obrys vlivu povrchového gradientu na výskyt supraglaciálních jezer na různých úsecích ledovce (Tab. 3.2). Celý princip je založen na poměrně jednoduché přímé úměře. S rostoucím (klesajícím) sklonem povrchu roste (klesá) rychlost toku ledovce, jenž zároveň způsobuje vyšší (nižší) frekvenci otevírání a zavírání trhlin. V konečném důsledku se relativně rychle (pomalu) mění morfologie povrchu ledovce v daném místě, což má negativní (pozitivní) vliv na vznik a přežití supraglaciálních jezer.

Sklon povrchu	Důsledek pro supraglaciální jezera
> 10°	Veškerá tavná voda je schopna povrchového odtoku, supraglaciální jezera se netvoří
6° - 10°	Vznikají pouze izolovaná malá jezírka, kvůli toku ledu (způsobujícímu časté rozevírání a stlačování odtokových kanálů) mají výrazně krátkodobý charakter
2° - 6°	Tvorbou supraglaciálních jezer jsou zasaženy velké plochy, místy se ještě jedná o útvary pouze přechodného trvání
< 2°	Rozsáhlá tvorba supraglaciálních jezer na stagnujícím či jen velmi pomalu tekoucím ledovci vyústí jejich spojováním ve vznik plošně rozsáhlého jezera

Tabulka 3.2: Vliv povrchového gradientu ledovce na supraglaciální jezera; *(převzato z Reynolds, 2000)*

Salerno et al. (2012) se zabývali pomocí metod dálkového průzkumu Země studiem ledovců v NP Sagarmatha (Nepál). Většina supraglaciálních jezer se zde nacházela na úsecích ledovce, které měly sklon 7° až 13°. Nynější velká supraglaciální jezera se v době svého vzniku rozprostírala na části ledovce se sklonem menším než 2°. *Liu et al. (2013)* zkoumali podobnými metodami supraglaciální jezera v pohoří Ťan Šan (hranice Kyrgyzstán - Čína). Celkem 14,3 % jezer se nacházelo na úseku ledovce

se sklonem větším než 10°, největší podíl jezer (42,8 %) pak připadl na povrchový gradient 2° - 6°. V pohoří Cordillera Blanca zjistili Emmer et al. (2015) na ledovci Jatunraju přítomnost supraglaciálních jezer na úsecích se sklonem převyšujícím 10°.

Uvedené příklady studií naznačují, že hranice jednotlivých intervalů povrchového gradientu vymezené v *Reynolds (2000)* nejsou obecně pro všechny ledovce stejné a ač má sklon ledovce na supraglaciální jezera silný vliv (strmé úseky ledovce vykazují časté pády lavin, jenž jezera zanáší - *Salerno et al., 2012*), uplatňují se zde pravděpodobně i jiné faktory. Mezní hodnota gradientu povrchu 2° pro vznik plošně rozsáhlých supraglaciálních jezer se však zdá být správnou. Z takového jezera v úrovni hydrologické báze se může za příhodných podmínek postupem času vyvinout morénou hrazené jezero (viz podkap. 3.5), které se řadí do kategorie velmi nebezpečné. Důvodem jsou četné případy povodní z průvalů ledovcových jezer (GLOF - např. *Lliboutry et al., 1977* či *Vuichard & Zimmermann, 1987*). *Reynolds (2000)* proto navrhuje pomocí metod dálkového průzkumu začít monitorováním jezer již ve stadiu supraglaciálním, a to včasnou identifikací potenciálních kandidátů na budoucí proglaciální jezero již v tomto raném stadiu vývoje.

Quincey et al. (2007) navázali na výsledky výzkumu *J. M. Reynoldse (2000)* a do konceptu mimo sklonu ledovce (reprezentovaného mezní hodnotou 2°), který řídí velikost hydraulického gradientu na povrchu ledovce, zahrnuli jako samostatný činitel i rychlost toku ledovce, který umožňuje reorganizaci odtokových kanálů a má rovněž úzkou souvislost s hmotovou bilancí ledovce (Tab. 3.3). Tento přístup aplikovali na vybrané ledovce v okolí Mt. Everestu. Nicméně stále zůstala nedořešena otázka výskytu jezer při povrchovém gradientu ledovce vyšším než 2°.

Sklon povrchu	**Tok ledovce**	**Důsledek pro supraglaciální jezera**
> 2°	nepřítomen	Stabilní odtokový systém a nízký sklon povrchu umožňují akumulaci tavné vody ve velkých supraglaciálních jezerech
	měřitelný	Jezera se tvoří v hojném počtu, ale měnící se konfigurace englaciálních kanálů jejich vývoj často předčasně ukončí
< 2°	nepřítomen	V důsledku relativně vysokého hydraulického gradientu rapidně klesá pravděpodobnost vzniku supraglaciálního jezera
	měřitelný	Konfigurace nejpříhodnější pro odvod tavné vody z ledovce znamená nejméně příhodné podmínky pro formaci jezer

Tabulka 3.3: Vliv povrchového gradientu a rychlosti toku ledovce na pravděpodobnost vzniku supraglaciálního jezera; *(převzato z Quincey et al., 2007)*

3.4.2 Suťový pokryv

Pod pojmem suťový pokryv (v anglickém jazyce 'debris cover') se rozumí často velmi mocná vrstva suti, jenž se vyskytuje zejména ve spodní části zóny ablace a která výraznou měrou ovlivňuje rozložení míry ablace na ledovci a tím i distribuci

supraglaciálních jezer. Podle (ne-)přítomnosti suťového pokryvu v zóně ablace se ledovce dělí na ty bez suťového pokryvu (anglicky 'debris-free glaciers' nebo 'clean-ice glaciers') a ty pokryté sutí (anglicky 'debris-covered glaciers'). Druhá kategorie se obvykle pojímá tak, že v sobě zahrnuje celé spektrum rozšíření suťového pokryvu od jeho výskytu pouze na čele ledovce po rozsah téměř přes celou zónu ablace *(Rau et al., 2005)*.

Ledovce bez suťového pokryvu bývají zpravidla plošně menší a procesy ablace na nich v porovnání s druhým typem mnohem jednodušší - zcela zde odpadá izolační efekt vrstvy horninového materiálu (viz oddíl 3.2.1). Oblast s nejvyšší mírou ablace se nachází v blízkosti čela ledovce a směrem ke zdrojové oblasti s narůstající nadmořskou výškou (a tedy klesající teplotou vzduchu) klesá. Podobně i supraglaciální jezera dosahují maxima svého výskytu na spodním konci splazu *(Benn et al., 2012; Sakai, 2012)*.

Naproti tomu ledovce pokryté sutí vykazují maximální míru ablace ve střední části zóny ablace, od níž tento ukazatel směrem dolů i nahoru klesá. Na čele ledovce se nachází příliš mocná izolující vrstva suti a v blízkosti sněžné čáry jsou zase nepříznivé teplotní podmínky, výsledkem je jakýsi kompromis *(Benn et al., 2012; Sakai, 2012)*. Tento typ ledovců proto na současnou změnu klimatu reaguje v mnohem vyšší míře snižováním mocnosti než, jako ledovce bez pokryvu, ústupem svého sutí chráněného čela. Z uvedených důvodů se pokles povrchu (a tím i pokles povrchového gradientu) děje nejrychleji ve střední části ledovce, kde je i nejvýraznější formace supraglaciálních jezer. Níže položená část se dostává do stavu stagnace a pokud pokračuje vertikální expanze jezer v úrovni hydrologické báze, pomalu se mění na mrtvý led pokrytý zvyšující se mocností morénového materiálu. Výsledkem tohoto procesu jsou např. jezero a ledovec Thulagi v oblasti hory Manaslu v Nepálu *(Hanisch et al., 1998)*. Geofyzikální měření zde pod 10-35 m mocnou vrstvou morény odhalila rozsáhlé těleso pohřbeného ledu o mocnosti 100 m, délce 550 m a šířce 500 m. Ledovec Khumbu v oblasti Mt. Everestu vykazuje rozhraní mezi aktivní a stagnující částí ve vzdálenosti cca 3 km od konce splazu *(Bolch et al., 2008)*. Úsek do vzdálenosti 2 km od čela zaznamenává pouze minimální tání, úsek 2-8 km od čela má míru ablace naopak nejvyšší *(Benn et al., 2012)*.

Závěrem této kapitoly ještě jedna klasifikační poznámka. Pokud dojde v případě ledovce pokrytého sutí k oddělení nejspodnější části jeho splazu (jako u výše zmíněného jezera Thulagi), je i na tomto tělese mrtvého ledu reálný vznik supraglaciálních jezer. Postupnou degradací podloží se pak tato jezera mění na jezera termokrasová *(Iturrizaga, 2014)*.

3.5 Vývoj od supraglaciálního po proglaciální jezero

Nejen v oblasti Himalájí mělo oteplování klimatu v posledních desítkách let za následek snižování povrchu a z toho pramenící vznik a expanzi supraglaciálních jezer *(Benn et al. 2000)*. Jezera v úrovni hydrologické báze mohou za takových okolností dosáhnout značných rozměrů (řádu 10^7 až 10^8 m^3 - *Benn et al. 2012*), je k tomu však nutná přítomnost souvislé čelní morény lemující závěr splazu ledovce a zamezující tím plošnému odtoku tavné vody (Emmer et al., 2014). Protikladem činnosti ledovce akumulující morénový materiál je zde především glaciofluviální odnos suti. Při vyšší aktivitě ledovce než jeho odtokového systému jsou připraveny podmínky pro dlouhý proces zakončený v úplnosti vznikem morénou hrazeného jezera. V Himálajích je to záležitost několika desítek let, ale v pohoří Cordillera Blanca byl popsán průběh celého procesu v desetiletí jediném *(Reynolds, 2000)*.

Komori (2008) dělí daný vývoj do tří stadií:

1) vznik a expanze malých supraglaciálních jezer;
2) spojování skupiny jezer v jediný celek;
3) expanze tohoto velkého jezera.

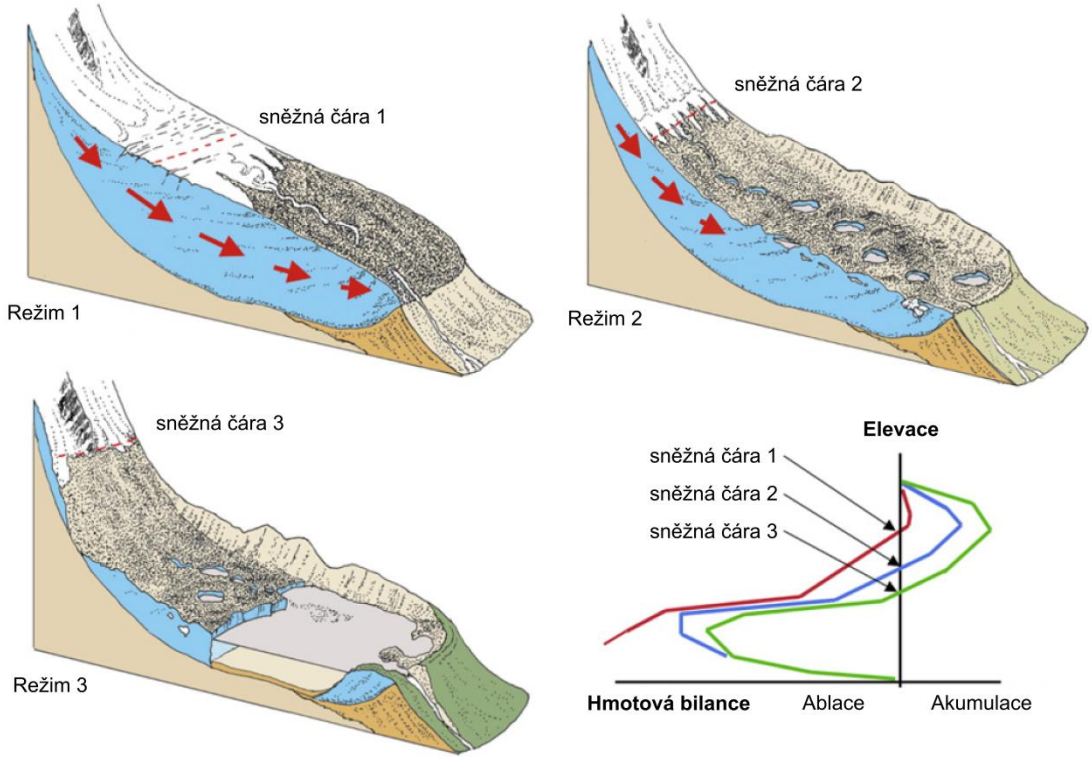
V případě ledovců bez suťového pokryvu se obvykle jedná o vývoj jediného jezera od vzniku až po závěrečné proglaciální jezero. V pohoří Cordillera Blanca je velmi dobře zaznamenán průběh procesu např. u jezer Laguna Safuna Alta *(Lliboutry et al., 1977)* či Laguna 513 *(Richardson & Reynolds, 2000)*.

Benn et al. (2012) popsali model vývoje ledovce pokrytého sutí v období negativní hmotové bilance, který v sobě uceleně propojuje množství vlivů působících na ledovec (mimo jiné i supraglaciálních jezer) a vlastně tím do značné míry dává rámec většině předchozích odstavců (Obr. 3.7). Skládá se z posloupnosti tří režimů, příčemž pro přechod z jednoho do druhého je nutné překročení určitých mezních hodnot, po kterém se významně změní vlastnoti ledovce (dynamika, hmotová bilance, akumulace vody na ledovci).

V **prvém režimu** je ledovec v celé své délce dynamicky aktivní, míra ablace dosahuje maxima ve střední části zóny ablace (oddíl 3.4.2) a přísun ledové hmoty tokem ledovce vyrovnává tání ledu pod tenkou vrstvou horninového materiálu i tání ledu kolem malých efemerních supraglaciálních jezírek. Supraglaciální vodní toky a englaciální tunely typu 'cut-and-closure' efektivně odvádí tavnou vodu pryč z ledovce.

Oteplování klimatu může kriticky vychýlit rovnováhu mezi vtokem ledu do zóny ablace a jeho táním tamtéž, což způsobí na dlouhou dobu nenávratný přechod do **druhého režimu**. Hranice mezi pevnými a kapalnými srážkami (tedy i sněžná čára) se

vlivem zvyšujících se průměrných teplot vzduchu posune do vyšších nadmořských výšek. Ve střední části zóny ablace klesá rychlost toku ledovce a naopak roste míra ablace. Výsledné snižování mocnosti ledu na daném úseku znamená přechod ke konkávnímu profilu povrchu ledovce, zmenšování tlaku ledu přitékajícího ze zóny akumulace a konečně i pokles přísunu ledové hmoty do nejspodnějších oblastí splazu, které tak prodělávají stagnaci. Navíc dochází k rozpadu dříve efektivního odtokového systému na menší celky, což umožní rozsáhlejší akumulace tavné vody v supraglaciálních jezerech. Popsané procesy spolu do značné míry souvisí a proto se po počátečním klimatickém impulzu systémem pozitivní zpětné vazby vzájemně umocňují.



Obrázek 3.7: Model vývoje ledovce pokrytého sutí v období negativní hmotové bilance a jeho vztah ke vzniku supraglaciálních jezer;
***Režimy 1**, **2** a **3** jsou popsány v textu;*
*graf znázorňuje idealizované hmotové bilance ledovce s **Režimem 1** (zelená), **2** (modrá) a **3** (červená) - důležitý je posun nadmořské výšky sněžné čáry směrem nahoru a s tím spojené vychýlení hmotové bilance do záporných čísel;*
(převzato z Benn et al., 2012)

Pokud je přítomen morénový oblouk kolem čela ledovce a snižování povrchu dospěje pod úroveň hydrologické báze ledovce, přichází poslední hraniční změna v chování ledovce, vznik jezera typu 'base-level' (**třetí režim**). Telení ledovce a využití mělce podpovrchových englaciálních kanálů umožňují rapidní nárůst plochy jezera. Vertikální expanze jezera postupně odděluje od vlastního ledovce případný mrtvý led v

morénové hrázi. Závěrem je úplné odtání ledu tvořícího dno pánve a přechod ze supraglaciálního v jezero proglaciální, někdy označované anglickým přívlastkem 'full-depth' (plná/celá hloubka). V okamžiku, kdy klesající povrch ledovce protne elevaci nejnižšího bodu koruny hráze, se obvykle v inkriminované oblasti již nachází několik vyvýšených supraglaciálních jezer. Vznik jezera v úrovni hydrologické báze tedy vlastně znamená změnu jeho klasifikace vlivem vnějších okolností.

3.6 Limnologická charakteristika supraglaciálních jezer

3.6.1 Rovnice hydrologické a tepelné bilance

Chikita et al. (2000) používají pro jezero Imja (oblast Mt. Everestu) následující rovnice hydrologické a tepelné bilance jezera:

hydrologická bilance: $\Delta h \cdot A/\Delta t = F \cdot A + W_{in} + G_{in} + M - W_{out} - G_{out} - E \cdot A$

kde Δh … přírůstek úrovně hladiny v m; A … plocha hladiny v m^2; Δt … dané období výpočtu hydrologické bilance; F … srážky v m/s; W_{in}, W_{out} … povrchový vtok, resp. odtok vody v m^3/s; G_{in}, G_{out} … podpovrchový vtok, resp. odtok vody v m^3/s; M … míra tání pohřbeného ledu pode dnem jezera a ledovcového ledu tvořícího splaz v m^3/s; E … evaporace z hladiny v m/s.;

tepelná bilance: $\Delta S = Q_n + Q_{Win} + Q_{Gin} + Q_{Min} - Q_{Wout} - Q_{Gout} - Q_{led}$

kde ΔS … parametr změny zásoby tepla v jezeře za daný časový úsek; Q_n … celkový příkon tepla na hladinu jezera; Q_{Win}, Q_{Gin} … přísun tepla povrchovým, resp. podpovrchovým vtokem vody; Q_{Wout}, Q_{Gout} … ztráta tepla povrchovým, resp. podpovrchovým odtokem vody; Q_{led} ztráta tepla táním ledu na čele ledovce a pohřbeného ledu pode dnem jezera; Q_{Min} … přísun tepla spolu s tavnou vodou.

Sakai et al. (2000) aplikovali pro zhodnocení tepelné bilance supraglaciálních jezírek (v porovnání s jezerem Imja velmi malých) na ledovci Lirung (taktéž v Nepálu) poněkud zjednodušenou rovnici tepelné bilance:

$$\Delta S = Q_n + Q_{Win} - Q_{Wout} - M_d - M_i$$

kde je význam proměnných nezměněn, až na M_d, M_i … latentní teplo tání ledu pode dnem jezera, resp. obnaženého ledu jezerní pánve, což odpovídá proměnné Q_{led}. U malého jezírka se tedy nepředpokládá přísun ani ztráta tepla podpovrchovým vtokem, resp. odtokem vody. Fakticky se jedná o dvě rozdílné rovnice pro oba podtypy supraglaciálních jezer - jezera vyvýšená a v úrovni hydrologické báze (viz podkap. 3.3). Adekvátně lze pro prvně jmenovaný podtyp upravit i hydrologickou bilanci:

$$\Delta h \cdot A/\Delta t = F \cdot A + W_{in} + M - W_{out} - E \cdot A$$

kde je význam proměnných nezměněn.

3.6.2 Cirkulace vody v supraglaciálním jezeře

Chikita et al. studovali vliv větru na cirkulaci vody ve dvou velkých supraglaciálních jezerech v oblasti Mt. Everestu: Tsho Rolpa ('Tsho' je nepálský výraz pro jezero; *Chikita et al., 1999, 2001*) a Imja Tsho *(Chikita et al., 2000)*. Jezero Imja je menší (délka pouze 1,3 km oproti 3 km jezera Rolpa) a má v porovnání ke své délce i vyšší morénovou hráz. V údolích obou jezer funguje velmi podobný proces střídání údolních a horských větrů, ale cirkulace vody probíhá pouze v jednom z jezer.

V případě jezera Rolpa indukuje údolní vítr ve vrstvě jezerní vody nad termoklinou (v hloubce 25 m) cirkulaci vody a spolu s ní i míšení vody v této vrstvě. Větrem řízená advekce udržuje nejteplejší ($T > 5$ °C) přípovrchovou vodu v pohybu směrem k ledovci. V těsné blízkosti čela ledovce proto dochází k akumulaci tepla a tím se zrychlí i proces telení (viz oddíl 3.2.3). Relativně studená voda z tajícího ledu klesá do hloubek blízko termokliny, kde v podobě kompenzačních proudů směřujících k morénové hrázi vyrovná povrchové proudění.

V blízkosti termokliny je i slabá pyknoklina (27 m), pod kterou ústí do jezera englaciální kanál, produkující velmi studenou tavnou vodu s vysokým obsahem sedimentu v suspenzi, která dílem po dně klesá dolů do nejhlubšího bodu jezera a dílem v hloubce kolem 70 m intruduje horizontálním směrem do vnitřní oblasti jezera. Vlivem velmi malé rychlosti sedimentace, která způsobuje stagnaci suspenze, se pod termoklinou vyvinulo stabilní hustotní zvrstvení.

Relativně vyšší hráz jezera Imja nedovoluje vznik podobného působení větru na jeho povrchovou vrstvu, tudíž zde dochází ke slabému hustotnímu zvrstvení v celém vodním sloupci. Rovněž do jezera Imja ústí englaciální kanál, ale jím vyvolané proudy nevykazují pravidelnou aktivitu.

V menších jezerech je cirkulace vody výrazně omezena. *Xin et al. (2012)* popsali na ledovci Koxkar (čínská část pohoří Tan-Šan) režim v supraglaciálním jezeře s rozměry 165 m (délka), 65 m (šířka) a 9,6 m (hloubka). Jako hnací mechanismus zde fungoval přísun tavné vody z okolního terénu, jenž měla díky nižší teplotě než radiací ohřátá voda jezerní v tomto porovnání vyšší hustotu. Proto v podobě jakési prohlubně obklopené teplejší vodou klesala směrem ke dnu a narušovala tamější vrstvy jezera, jenž z části vystupovaly podél boků směrem k hladině. Tímto konvekčním procesem docházelo i k výměně tepla mezi hladinou a vodou v blízkosti podložního materiálu.

3.6.3 Koncentrace rozpuštěného sedimentu (SSC)

Souvislost ukazatele SSC (v anglickém jazyce 'suspended sediment concentration' - koncentrace rozpuštěného sedimentu) a turbidity (míry zvíření) jezerní vody popisují na základě výzkumu supraglaciálních jezírek na ledovci Lirung (nepálská část Himálají) *Takeuchi et al. (2012)*. Turbiditu jezírka lze snadno zjistit vizuálně pohledem na jeho hladinu. V případě vysokých hodnot je voda zakalená, barvy krémově žluté či krémově zelené. Jezírka modré barvy mají naopak nízké hodnoty zvíření.

Okamžitá vysoká hodnota SSC v jezírku je způsobená dostatečným přísunem tavné vody z tání ledových útesů v okolí či jejím vtokem z englaciálního kanálu, tedy z míst výše položených. Pro udržení vysokých hodnot SSC musí jezírko neustále prodělávat disturbance, kterými se víří jeho voda a tím udržuje sediment v suspenzi. To je možné opět přísunem tavné vody oběma cestami nebo spadem suti z ledových útesů.

Z toho vyplývá, že jezírka napojená na odtokový systém, tedy vykazující relativně vyšší hodnoty SSC, by měla díky kolísavému dennímu chodu radiace prodělávat i oscilace hladiny. Maximum této oscilace je za maximem přísunu radiace opožděno dle toho, zda se jezírko nachází v blízkosti výrazného zdroje tavné vody, nebo dále od něj. Výsledky studie *Takeuchi et al. (2012)* tuto teorii potvrzují. Supraglaciální jezera beze spojení s odtokovým systémem nevykazovala změny v úrovni hladiny. Oproti tomu ta zásobovaná přísunem vody englaciálním kanálem zaznamenávala dvouhodinové zpoždění (případ blízkého zdroje tavné vody) a téměř půldenní zpoždění (poloha daleko od hlavní oblasti ablace ledovce).

3.7 Život v supraglaciálních jezerech

Povrch vysokohorských ledovců je osídlen bakteriemi a řasami, které zde přežívají díky fotosyntéze slunečního záření. Po odumření se stávají potravou pro různé druhy hmyzu a buchanek. Jedná se tedy o jednoduchý ekosystém se základními potravními řetězci. Morénový materiál na povrchu ledovců pokrytých sutí však zabraňuje růstu řas. Život se proto přesouvá do ostrůvků ledu a vody mezi úlomky hornin, do supraglaciálních jezer *(Takeuchi & Kohshima, 2000; Benn & Evans, 2010)*.

Studium ledovce Khumbu v nepálském NP Sagarmatha *(Takeuchi & Kohshima, 2000)* potvrdilo, že supraglaciální jezera nejsou pouze nehostinným prostředím s teplotou vody jen lehce nad bodem mrazu. Pozdější výzkumy na ledovci Lirung v NP Langtang rovněž v Nepálu *(Takeuchi et al., 2012)* ukázaly, že se nejedná o ojedinělý jev. V jezerní vodě byly identifikovány vznášející se řasy a sinice *(Cyanobacteria)*, při

dně se pohybovali zástupci fauny: larvy hmyzu (zimních pošvatek a pakomárů), klanonožci *(Copepoda)* a lupenonožci *(Branchiopoda)*.

Takeuchi & Kohshima (2000) rozdělili podle výskytu larev pakomárů a řas supraglaciální jezera do tří typů (Tab. 3.4). *Typ A* zahrnuje jezera, v nichž byla zjištěna přítomnost obou zástupců. Tato jezera se nachází v nejspodnější části ledovce v blízkosti jeho čela. Živočišným druhům poskytují dostatek potravy v podobě svých odumřelých zbytků řasy, které vegetovaly přímo v daném jezeře. Jako *Typ B* byla označena jezera pouze s výskytem larev pakomára. Nacházela se ve střední části splazu ledovce. I zde bylo zjištěno pro výživu živočichů dostatečné množství organického materiálu, který byl zřejmě přinesen větrem z okolního terénu. *Typ C* nevykazoval v jezerní vodě žádný život. Jezera tohoto typu se nacházela nejdále od čela ledovce. Výskytu řas a komářích larev v jezerní vodě by tedy vzhledem k rozložení jezer *Typu A*, *B* a *C* mohlo být použito jako indikátoru stáří supraglaciálního jezera - nejmladší jezera by se měla zpravidla nacházet nejblíže čelu ledovce, zatímco nejstarší naopak nejdále od něj.

Typ	Organismy	Nejčastější výskyt	SSC [mg/l]	Elektrická vodivost [µS/cm^2]
A	pakomár i řasa	v blízkosti čela ledovce	4,9 (±2,8)	59,2 (±5,9)
B	pouze pakomár	střední část splazu	36,8 (±5,8)	30,9 (±4,6)
C	bez organismů	nejdále od čela ledovce	27,2 (±6,8)	22,1 (±3,0)

Tabulka 3.4: Klasifikace supraglaciálních jezer dle přítomných druhů organismů a průměrné hodnoty vybraných charakteristik vody v jednotlivých typech jezer; *(převzato z Takeuchi & Kohshima, 2000)*

Koncentrace sedimentu rozpuštěného ve vodě (SSC) u většiny jezer *Typu A* pouze nevýrazně převyšovala hodnotu 0. Naopak v *Typech B* a *C* byly hodnoty tohoto ukazatele poměrně vysoké. Vyšší koncentrace sedimentu v jezerní vodě způsobují její nižší prostupnost pro sluneční záření, které řasy potřebují pro základní proces získávání živin - fotosyntézu. Nepřítomnost řas v jezerech *Typu B* a *C* může být proto způsobena právě vysokými hodnotami SSC. Další měřenou veličinou na ledovci Khumbu byla elektrická vodivost jezerní vody *(Takeuchi & Kohshima, 2000)*, která by měla indikovat množství rozpuštěných chemických látek ve vodě. Jezera *Typu A* vykazovala v porovnání s druhými dvěma *Typy* vyšší hodnoty elektrické vodivosti, tedy vyšší hodnoty rozpuštěných látek, jejichž významnou frakcí jsou živiny. Tento fakt může být další příčinou výskytu řas pouze v jezerech *Typu A*.

KAPITOLA 4
Data a metody

4.1 Data

Jako zdroje dat byly použity satelitní snímky poskytované společností Google v produktu Google Earth (v dalším textu rovněž pod zkratkou GE). Pro pohoří Cordillera Blanca byly k dispozici snímky z let 2003 až 2014 o vysokém rozlišení (<1 m), původně pořízené subjekty Digital Globe a CNES/Astrium (Centre National d'Etudes Spatiales). Je-li ve výřezu plošně rozsáhlé území, nabízí GE rovněž snímky LANDSAT o menším rozlišení, které však souvisle pokrývají danou oblast. Seznam použitých snímků obsahuje Tab. 4.1.

Horizontální přesnost snímků není známa, nicméně *Potere (2008)* uvádí na základě porovnání přesnosti GE a Landsat GeoCover průměrnou střední kvadratickou chybu 89,7 m pro GE. *Rusli et al. (2014)* ověřili, že digitální model terénu (dále rovněž pod zkratkou DMT) užitý v GE se výrazně neodlišuje od modelů ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) a SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), běžně sloužících jako podklad pro vědeckou činnost. Google Earth je tedy víceméně rovnocennou alternativou tradičních zdrojů dat.

4.2 Metody

4.2.1 Databáze supraglaciálních jezer

V softwaru Google Earth Pro byla manuálně vytvořena databáze supraglaciálních jezer pohoří Cordillera Blanca. Zájmové území vymezují na západě a východě údolí řek Santa respektive Marañón, jeho nejsevernějším horský masivem je Nevado Champara a na jihu jej uzavírá oblast ledovce Pastoruri. Jako podklad pro detekci supraglaciálních jezer na snímcích byla využita databáze jezer NP Huascarán z práce *Vilímek et al. (2015)*. Supraglaciální jezera se od okolního terénu obvykle odlišují barvou, protože vodní hladina má specifickou spektrální odrazivost. Konkrétní hodnoty a spektra závisí na typu snímku. Dalším aspektem sloužícím k vizuálnímu rozpoznání

jezera je přítomnost deprese obklopující polygon jezera, tedy části pánve nacházející se nad vodní hladinou (viz Obr. 5.2 a 5.4 v následující kap. Výsledky).

Na ledovcích pokrytých sutí není pouze na základě satelitních snímků možné určit byť přibližnou hranici mezi aktivním ledovcem, na němž se nachází supraglaciální jezera, a ledovcem skalním případně morénou s čočkami intersticiálního ledu, které na svém povrchu nesou jezera v moréně případně jezera termokrasová. Tato mez je obtížně zjistitelná i při výzkumu v terénu. Při vytváření databáze supraglaciálních jezer byla v tomto smyslu opět široce využita databáze z práce *Vilímek et al. (2015)*.

Ledovec	j. z. š.	z. z. d.	2014	2013	2012	2011	2010	2005	2003
Safuna	8° 51' 25"	77° 36' 35"	-	-	3. VIII.	-	3. VII.	-	8. IX.
Kogan	8° 52' 10"	77° 39' 50"	-	19. VIII.	3. VIII.	-	3. VII.	3. VII.	8. IX.
Rajucolta	8° 54' 05"	77° 43' 35"	29. I.	-	3. VIII.	-	-	-	11. V.
Artesonraju	8° 57' 55"	77° 38' 00"	-	19. VIII.	3. VIII.	-	-	-	8. IX.
Piramide	8° 59' 10"	77° 38' 00"	-	19. VIII.	3. VIII.	-	-	-	8. IX.
Pisco Norte	9° 00' 10"	77° 38' 35"	-	20. VIII.	3. VIII.	-	-	-	8. IX.
Huandoy	9° 01' 45"	77° 38' 35"	-	20. VIII.	-	-	-	-	8. IX.
Kinzl	9° 04' 50"	77° 36' 05"	-	20. VIII.	-	-	-	-	8. IX.
Schneider	9° 07' 10"	77° 34' 40"	-	20. VIII.	-	-	-	-	8. IX.
Bezejmenný č. 1	9° 11' 00"	77° 30' 55"	-	20. VIII.	-	31. V.	-	-	8. IX.
Rajupakinan	9° 13' 40"	77° 32' 10"	-	20. VIII.	-	31. V.	-	-	16. VII.
Bezejmenný č. 2	9° 16' 20"	77° 31' 15"	-	20. VIII.	-	31. V.	-	-	16. VII.
Llaca	9° 25' 45"	77° 26' 25"	-	28. VII.	-	13. VII.	-	2. VI.	9. X.*

Tabulka 4.1: Ledovce vyhovující kritériím výběru, jejich zeměpisné souřadnice a dostupné satelitní snímky s daty pořízení;
** - snímek z r. 2003 zahrnuje pouze čelo ledovce Llaca a proglaciální zónu (viz text)*

4.2.2 Výběr ledovců pro výzkum

Na základě vytvořené databáze a snímků dostupných v softwaru GE Pro byly vybrány ledovce pro ověření hypotéz podle následujících dvou kritérií:

1) rozpětí dostupných bezoblačných snímků kompletně pokrývajících úsek ledovce zasažený tvorbou supraglaciálních jezer bylo alespoň 8 let;
2) na tomto úseku ledovce se alespoň na jednom snímku nacházelo více než 15 supraglaciálních jezer.

Prvé kritérium zajistilo dostatečnou délku období pro analýzu, účelem druhého pak bylo omezit výběr pouze na ledovce, které na svém povrchu vykazují statisticky významnou populaci supraglaciálních jezer. Pokud bylo k dispozici více snímků pro tentýž rok, byl pro získání dat zvolen snímek, na němž bylo možno snáze určit břežní linii jezera. Seznam ledovců (13) vyhovujících výše uvedeným kritériím a použitých snímků uvádí Tab. 4.1. Umístění těchto ledovců v pohoří Cordillera Blanca zachycuje Obr. 1.1 v kap. Úvod, snímky jednotlivých ledovců pak Obr. 5.2, 5.3, 5.8 a 5.11 v následující kap. Výsledky. Snímek ledovce Llaca z roku 2003 nevyhovuje stanoveným požadavkům, neboť pokrývá kompletně jen proglaciální oblast ledovce, byl proto využit pouze k analýze této oblasti.

4.2.3 Měřené parametry

Pomocí nástrojů softwaru Google Earth Pro byly následně změřeny:

1) plocha supraglaciálních jezer nacházejících se na vybraných ledovcích (pro každý rok, v němž byl k dispozici snímek);
2) vertikální rozsah úseku ledovce zasaženého tvorbou supraglaciálních jezer (vymezen nejníže a nejvýše položeným jezerem, pro každý rok, v němž byl k dispozici snímek);
3) sklon ledovcového splazu (po 100m úsecích, pouze pro nejnovější snímek).

Protože jednotlivé snímky téže oblasti často vzájemně nelícovaly, bylo nutné pro nadmořské výšky nejvýše a nejníže položeného jezera zavést pomocí referenčních bodů opravu lokalizace. Jako referenční body byly zvoleny výrazné terénní prvky, které se nacházely co nejblíže danému jezeru a které díky své povaze splňovaly podmínku časové stálosti svého umístění (např. výrazný skalní výstupek).

Povrchový gradient ledovcového splazu byl za účelem co nejvyššího počtu dat změřen i na všech ostatních ledovcích, jenž nevyhovovaly kritériím výběru. Nejprve byla na snímku stanovena údolnice a na ní byl následně po 100m úsecích měřen sklon.

KAPITOLA 5
Výsledky

Ledovce byly na základě vlastní analýzy i rešerše odborné literatury rozděleny do tří skupin:

1) ledovce u nichž se předpoklady z větší části potvrdily - ledovce s dynamickým vývojem;
2) ledovce téměř bez či s nesouvislým suťovým pokryvem, pro něž se předpoklady nepotvrdily;
3) ledovce pokryté souvislou a relativně mocnou vrstvou suti, pro něž se předpoklady nepotvrdily.

Získaná data pro jednotlivé skupiny jsou na Obr. 5.1, 5.5, 5.7 a 5.10.

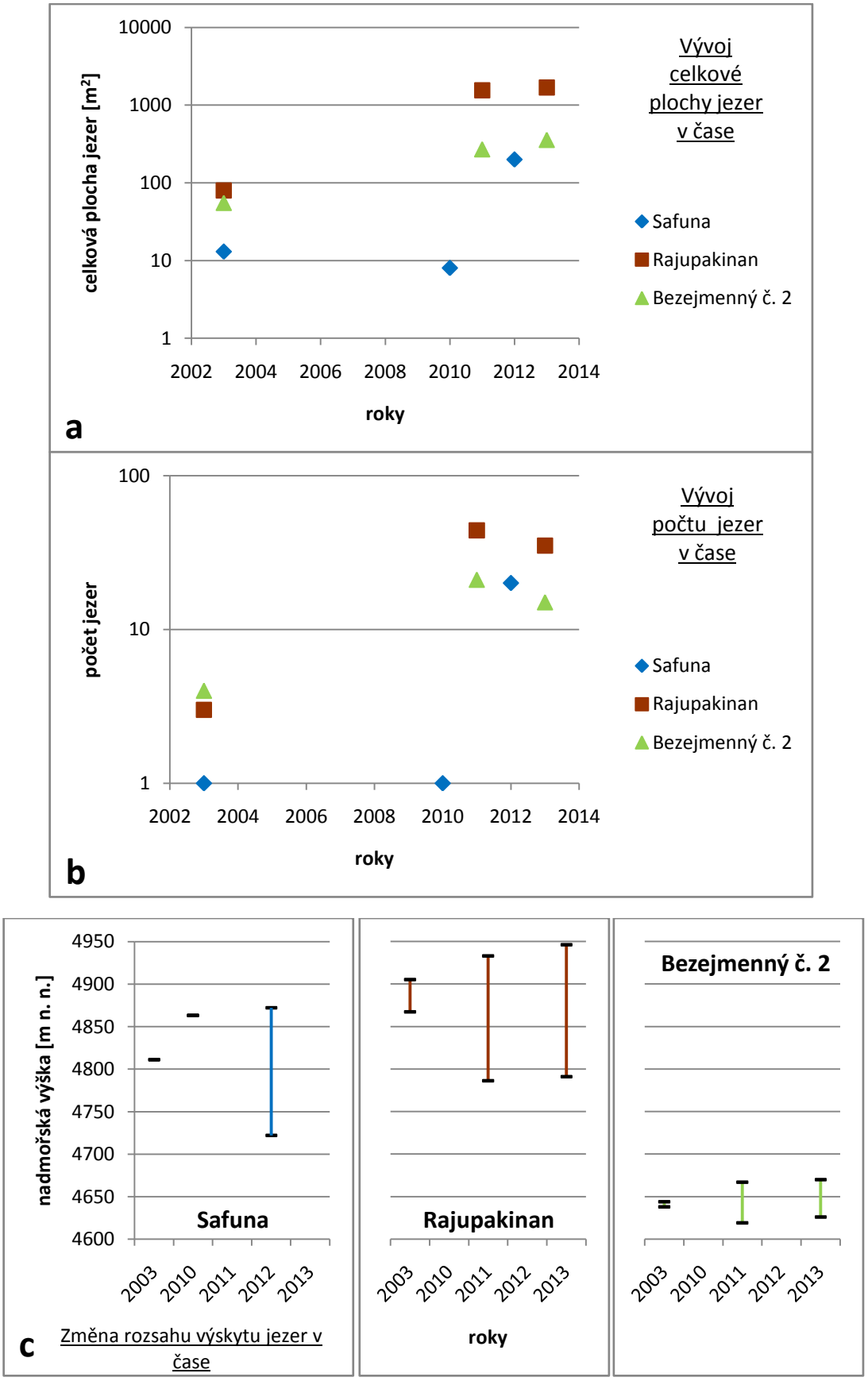
5.1 Ledovce s dynamickým vývojem

Do skupiny byly zařazeny ledovce Safuna, Rajupakinan a Bezejmenný ledovec č. 2. Údolní ledovec Safuna se od druhých dvou (svahové ledovce s čelem situovaným na výrazném terénním zlomu) odlišuje v řadě aspektů (Tab. 5.1, Obr. 5.1 a 5.2). Mimo jiné má závěr splazu pokrytý sutí. Supraglaciální jezera se však ve všech třech případech formovala na úsecích bez suťového pokryvu.

Ledovec	**Safuna**	**Rajupakinan a Bezejmenný č. 2**
Typ	údolní	svahový
Výrazný vývoj v období*	2010 až 2012	2003 až 2011
Úsek s jezery se nachází	>1 km od čela splazu	<1/2 km od čela ledovce
Povrchový gradient úseků se supraglaciálními jezery	kolem 20°	většinou 6-12°, místy >15°
Plocha jezer	do 20 m^2, pouze 1x 45 m^2	běžně >100 m^2, max. 800 m^2

Tabulka 5.1: Rozdíly mezi ledovcem Safuna a ledovci Rajupakinan a Bezejmenným č. 2;
** - výrazným vývoj = významný nárůst celkové plochy i počtu supraglaciálních jezer*

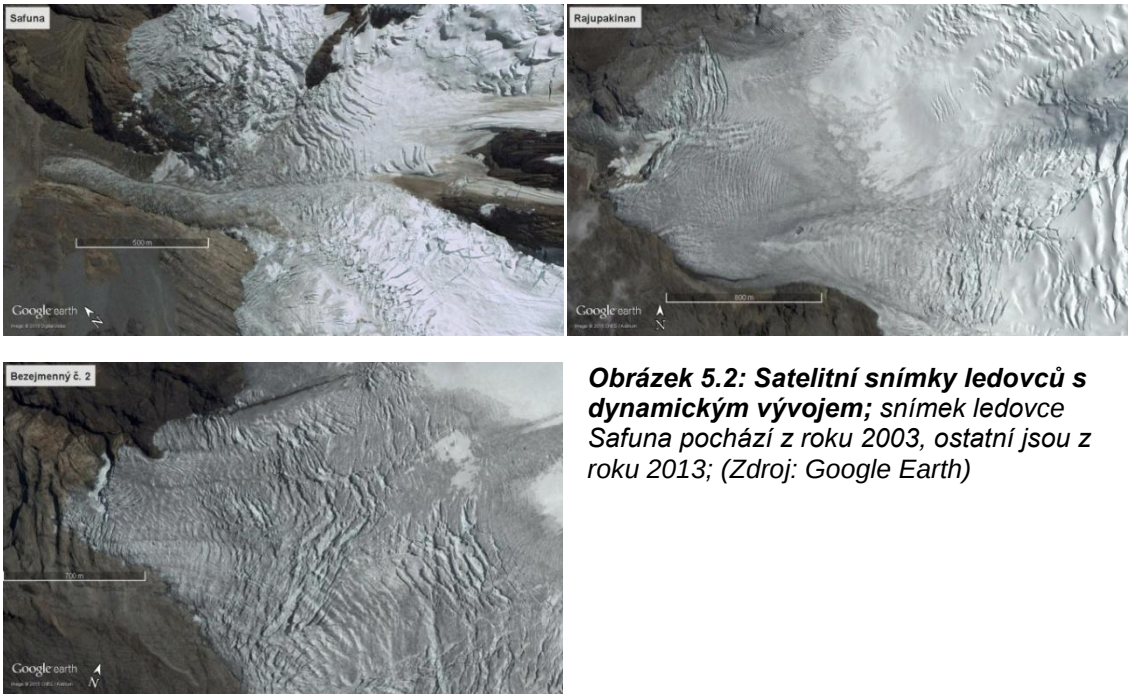
Na obou svahových ledovcích se supraglaciální jezera vyskytují na úsecích s relativně malým povrchovým gradientem, na který v obou směrech navazují úseky se



Obrázek 5.1: Vývoj celkové plochy (a) a počtu supraglaciálních jezer (b) v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase (c) na ledovcích s dynamickým vývojem; *svislé osy grafů* ***a*** *a* ***b*** *jsou v logaritmickém měřítku*

sklonem 20-30° (terénní zlom resp. strmá skalní stěna). V případě ledovce Rajupakinan je většina jezer situována v oblasti poseté vzájemně rovnoběžnými, pravděpodobně nepříliš hlubokými trhlinami. Jezerní pánve jsou však formovány spíše nezávisle na průběhu trhlin v prostoru. Z výše uvedeného vyplývá, že supraglaciální jezera by měla být na těchto ledovcích projevem rostoucí nadmořské výšky sněžné čáry (díky rostoucím průměrným teplotám vzduchu).

Mezi lety 2011 a 2013 počet jezer mírně klesl za pokračujícího nárůstu jejich celkové plochy (Obr. 5.1a a 5.1b). Příčinou je nárůst průměrné rozlohy jezer na obou ledovcích. Procesy expanze pravděpodobně přivedly některá supraglaciální jezera k zániku, avšak většina díky nim zvětšila svou rozlohu. Výškový rozsah výskytu se přitom nijak výrazně nezměnil. Oba ledovce zaznamenaly téměř totožný vývoj z hlediska supraglaciálních jezer, i když je úsek jejich tvorby na ledovci Rajupakinan o 200 až 250 výškových metrů výše než v případě Bezejmenného ledovce č. 2. Příčinou by mohl být přibližně o 5° vyšší povrchový gradient Bezejmenného ledovce č. 2.



Obrázek 5.2: Satelitní snímky ledovců s dynamickým vývojem; *snímek ledovce Safuna pochází z roku 2003, ostatní jsou z roku 2013; (Zdroj: Google Earth)*

Na ledovci Safuna se supraglaciální jezírka nachází v oblasti těsně pod ledopádem s hodnotami povrchového gradientu kolem 20°, z čehož pramení minimální plocha jezírek. S ohledem na tyto skutečnosti lze předpokládat spíše jejich zánik. Je však možné, že zde došlo k chybě DMT Google Earth, protože jezírka ve většině případů obklopují dobře identifikovatelné pánvičky a na úseku s nimi se nenachází jediná trhlina. Kvůli navazujícímu ledopádu mohly být nadhodnoceny hodnoty nadmořské výšky (a tím i sklonu povrchu) a jezírka by se tak ve skutečnosti nacházela

na úseku s relativně nižším sklonem, který je směrem do vyšších poloh omezován oním ledopádem - podobně jako u druhých dvou ledovců.

5.2 Ledovce s nevýrazným suťovým pokryvem

Suťový pokryv i supraglaciální jezera se na ledovci Artesonraju vyskytují pouze podél okrajů splazu. Ledovec Kogan vykazuje přítomnost suťového pokryvu rovněž pouze při okrajích, supraglaciální jezera se zde tvoří po celé šířce splazu. Ledovec Pisco Norte má nepříliš mocnou vrstvu suti na většině splazu a supraglaciální jezera se zde vyskytují také v celé šíři splazu (Obr. 5.3). Společným rysem (Obr. 5.5a) je pro tyto ledovce nárůst počtu jezer v období 2003 až 2012 následovaný poklesem hodnot v roce 2013 (pro ledovec Kogan jsou k dispozici snímky i pro rok 2005, mezi lety 2003 až 2005 zde počet jezer mírně klesl, nárůst u něj proto platí pro období 2005 až 2012), v trendech ostatních ukazatelů se však již navzájem liší. Např. celková plocha jezer ledovce Kogan zaznamenala oproti očekávání nejvyšší hodnoty v roce 2003 (přes 28 tis. m^2), následoval prudký pokles (r. 2005) a období bez jednotné tendence (Obr. 5.5b). Artesonraju vykazuje u tohoto ukazatele stejný vývoj hodnot jako těch pro počet jezer (růst do r. 2012 a následný pokles), ledovec Pisco Norte trvalý nárůst.

Získaná data neukazují na očekávaný vývoj z důvodu změny klimatických podmínek. Jednou z příčin této skutečnosti by mohly být procesy popsané v podkap. 3.3 - expanze supraglaciálního jezera vedoucí k jeho výtoku povrchovou či podpovrchovou částí hydrologického systému ledovce. Zejména ve spodní části splazu ledovce Kogan bylo identifikováno několik takových případů (Obr. 5.4). Dalším důvodem nenaplnění očekávaného scénáře se zdá být fakt, že na současné úseky tvorby supraglaciálních jezer na jejich horních okrajích navazují ledopády, které na svém povrchu neumožňují tvorbu jezer (podkap. 4.1) a omezují tak rozsah úseků tvorbou zasažených.

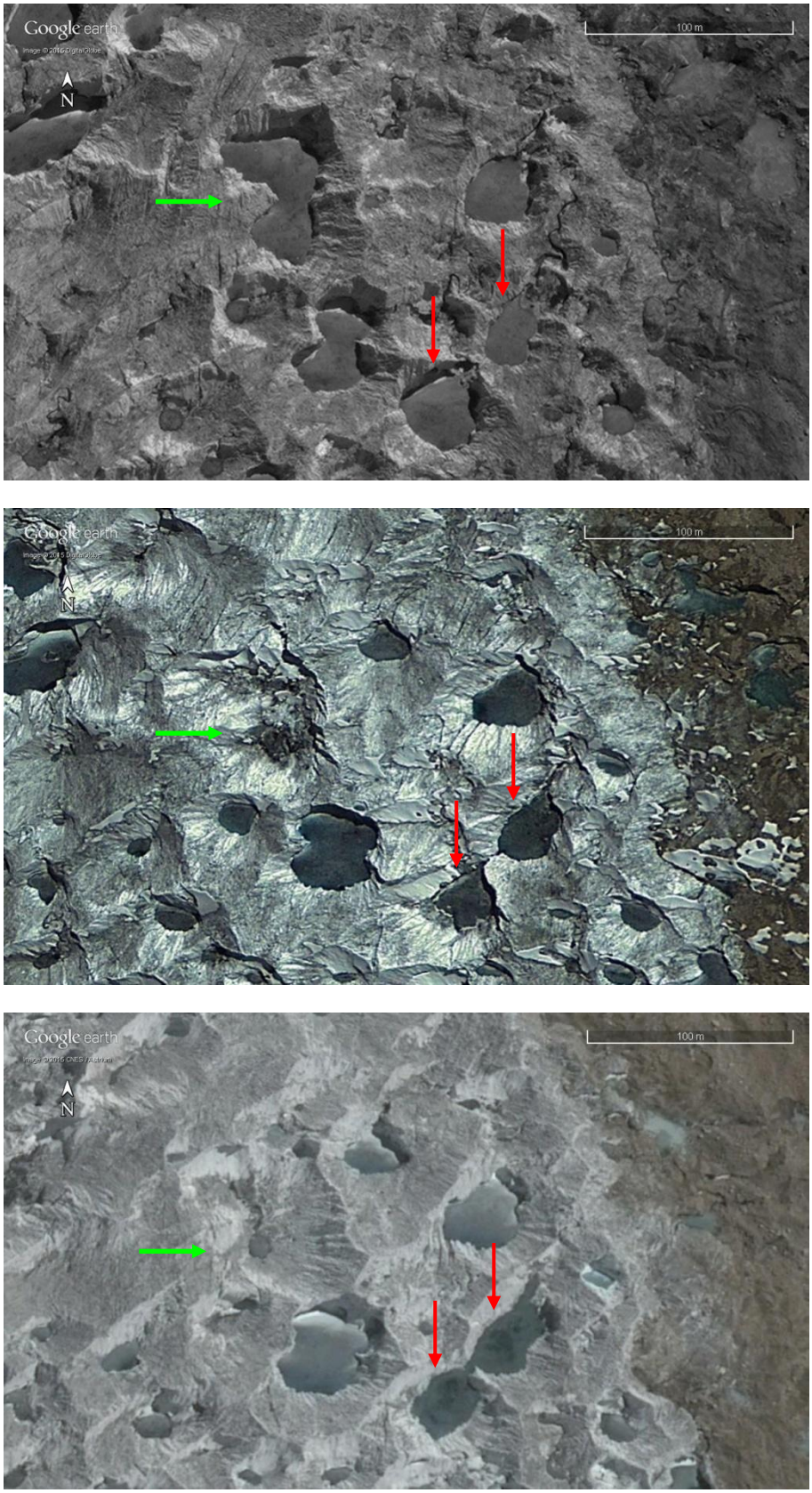
Určitou výjimkou by se mohl v budoucnu stát ledovec Artesonraju. Nad jeho splazem, na úseku s povrchovým gradientem relativně nižším v porovnání s okolím (7° oproti 10°), byla v letech 2012 a 2013 identifikována supraglaciální jezera (2 resp. 1 j.) o velmi malé ploše (kolem 20 m^2). To naznačuje v souvislosti s posunem sněžné čáry do vyšších nadmořských výšek expanzi tvorby supraglaciálních jezer ve stejném směru. Avšak okolí zmíněných objektů je pokryto souvislou sněhovou pokrývkou, kterou místy člení trhliny. Budoucí vývoj těchto jezírek i celého úseku podle výše uvedeného procesu je tedy značně nejistý.

Ledovec Kogan podobné úseky s relativně nižšími hodnotami povrchového gradientu postrádá. V oblasti navazující na splaz ledovce Pisco Norte jsou takové

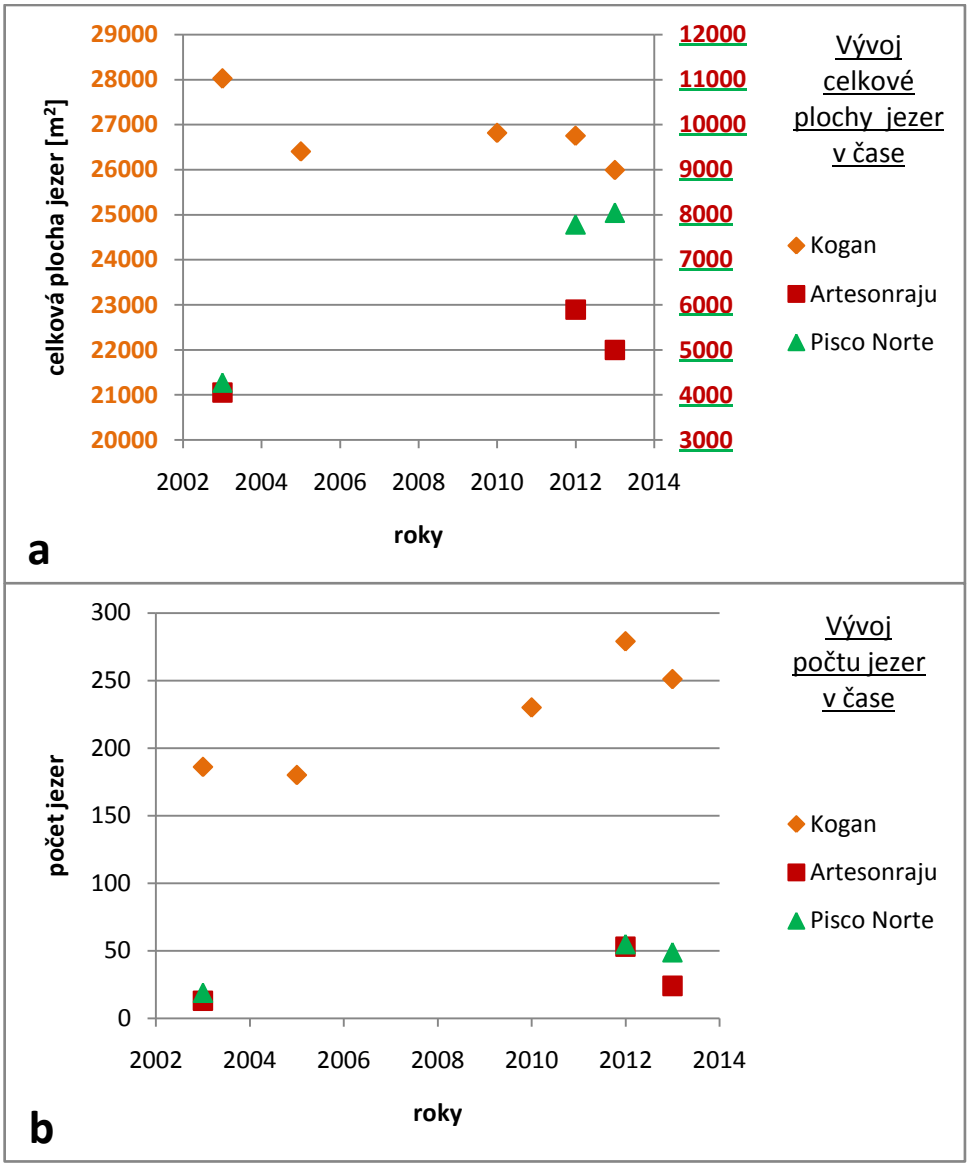
úseky hned dva (sklon 8 až 9°). Vyšší z nich se nachází v nadmořské výšce zhruba 5380 m n. m., což je vzhledem k poloze sněžné čáry v pohoří Cordillera Blanca (5000 až 5200 m n. m. - *Iturrizaga, 2014*) okolnost znemožňující vznik supraglaciálních jezer. Níže položený úsek (asi 5120 m n. m.) má v širším pásu podél své centrální linie množství podélných trhlin. Supraglaciální jezera se proto soustředí na severní straně, která je pokryta materiálem boční morény již zmizelého sousedního svahového ledovce. Počet jezer je však velmi nízký a v období 2003 až 2013 se výrazně nezměnil (v r. 2013 3 j.). Podobně jako na ledovci Artesonraju je následný vývoj tohoto úseku otázkou. Z výše uvedeného lze vyvozovat, že ani v nejbližších letech nejspíše nedojde k nijak rapidnímu vývoji supraglaciálních jezer na daném úseku.

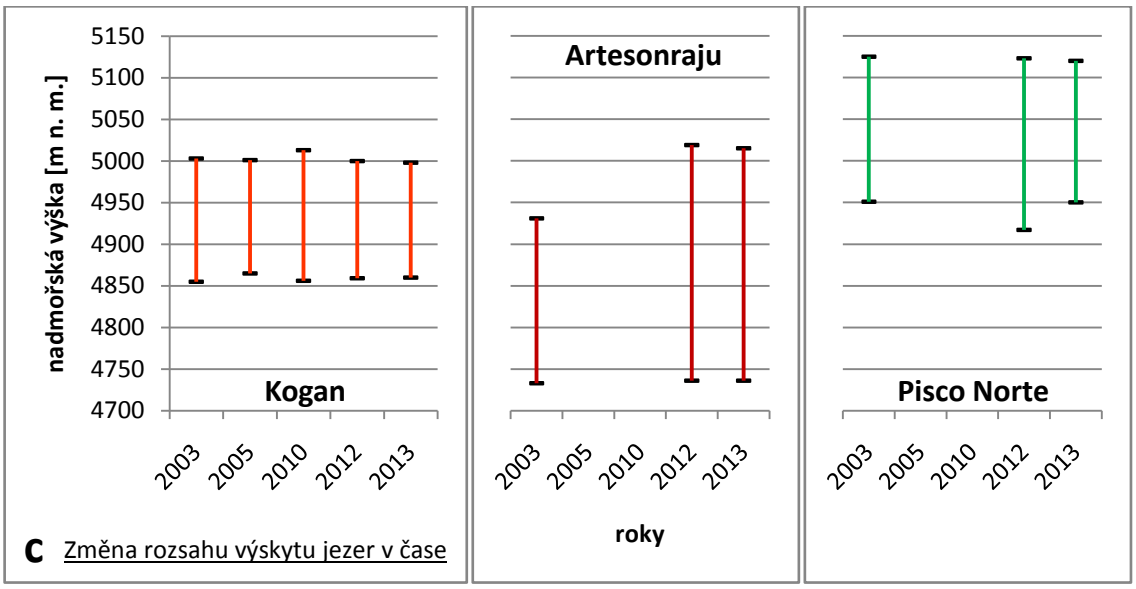
Obrázek 5.3: Satelitní snímky ledovců s nevýrazným suťovým pokryvem;
snímky byly pořízeny v roce 2013
(Zdroj: Google Earth)

Obrázek 5.4 (následující strana): Vývoj supraglaciálních jezer na ledovci Kogan;
snímky jsou z let 2010 (nahoře), 2012 (uprostřed) a 2013 (dole);
výtok jezera označeného zelenou šipkou (→) se odehrál englaciálně, v roce 2013 vzniklo v pánvi nové supraglaciální jezírko; jezera označená šipkami červenými (↓) vytekla povrchově
(v r. 2013 je vnitřek obou pánví pouze zastíněn a již prakticky bez vody, jejíž hladina naopak u ostatních jezer zřetelně odráží sluneční záření)*;*
souřadnice středů výřezů jsou přibližně 8° 52' 01" j. z. š. a 77° 35' 57" z. z. d.;
(Zdroj: Google Earth)



Obr. 5.4


celková plocha jezer [m²]
29000
28000
27000
26000
25000
24000
23000
22000
21000
20000
12000
11000
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
roky
Vývoj celkové plochy jezer v čase
Kogan
Artesonraju
Pisco Norte
a
počet jezer
300
250
200
150
100
50
0
2002
2004
2006
2008
2010
2012
2014
roky
Vývoj počtu jezer v čase
Kogan
Artesonraju
Pisco Norte
b

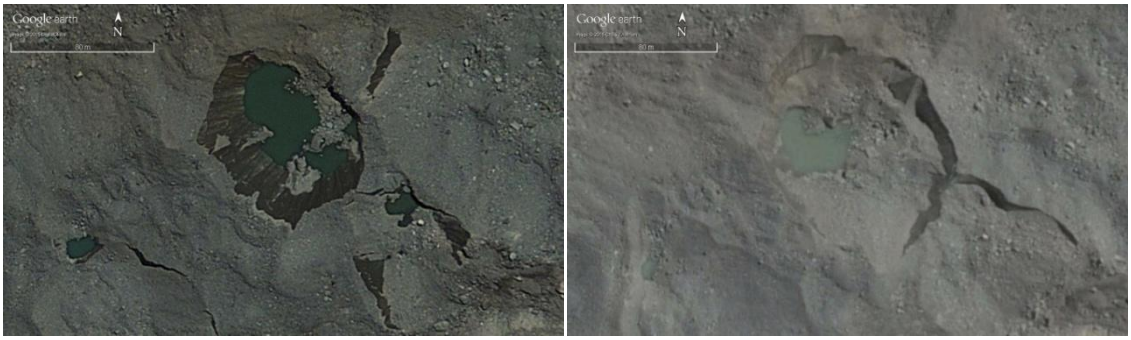

nadmořská výška [m n. m.]
5150
5100
5050
5000
4950
4900
4850
4800
4750
4700
Kogan
2003
2005
2010
2012
2013
Artesonraju
2003
2005
2010
2012
2013
roky
Pisco Norte
2003
2005
2010
2012
2013
c Změna rozsahu výskytu jezer v čase

Obr. 5.5

Obrázek 5.5 (předchozí strana): Vývoj celkové plochy (a) a počtu supraglaciálních jezer (b) v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase (c) na ledovcích s nevýrazným suťovým pokryvem; *v grafu* ***a*** *jsou hodnoty pro ledovec Kogan vyneseny na levou osu, pro ledovce Artesonraju a Pisco Norte pak na osu pravou*

5.3 Ledovce se souvislým suťovým pokryvem

Skupina nevykazuje společný trend vývoje, což většinou platí i o jejích jednotlivých zástupcích. Určitým pojítkem je, kromě přítomnosti suťového pokryvu, pokles celkové plochy supraglaciálních jezer mezi lety 2003 a 2013 (případně 2012 či 2014, Obr. 5.7a). I zde však existuje řada výjimek. Ledovec Rajucolta zaznamenal v období 2012 až 2014 mírný nárůst celkové plochy jezer, ledovce Piramide a Bezejmenný č. 1 naopak vykazují nárůst mezi lety 2003 a 2012 resp. 2011 a až poté následuje výrazný pokles do roku 2013. Nejpravděpodobnější příčinou vysoké proměnlivosti hodnot ukazatelů se zdá být právě přítomnost suťového pokryvu.



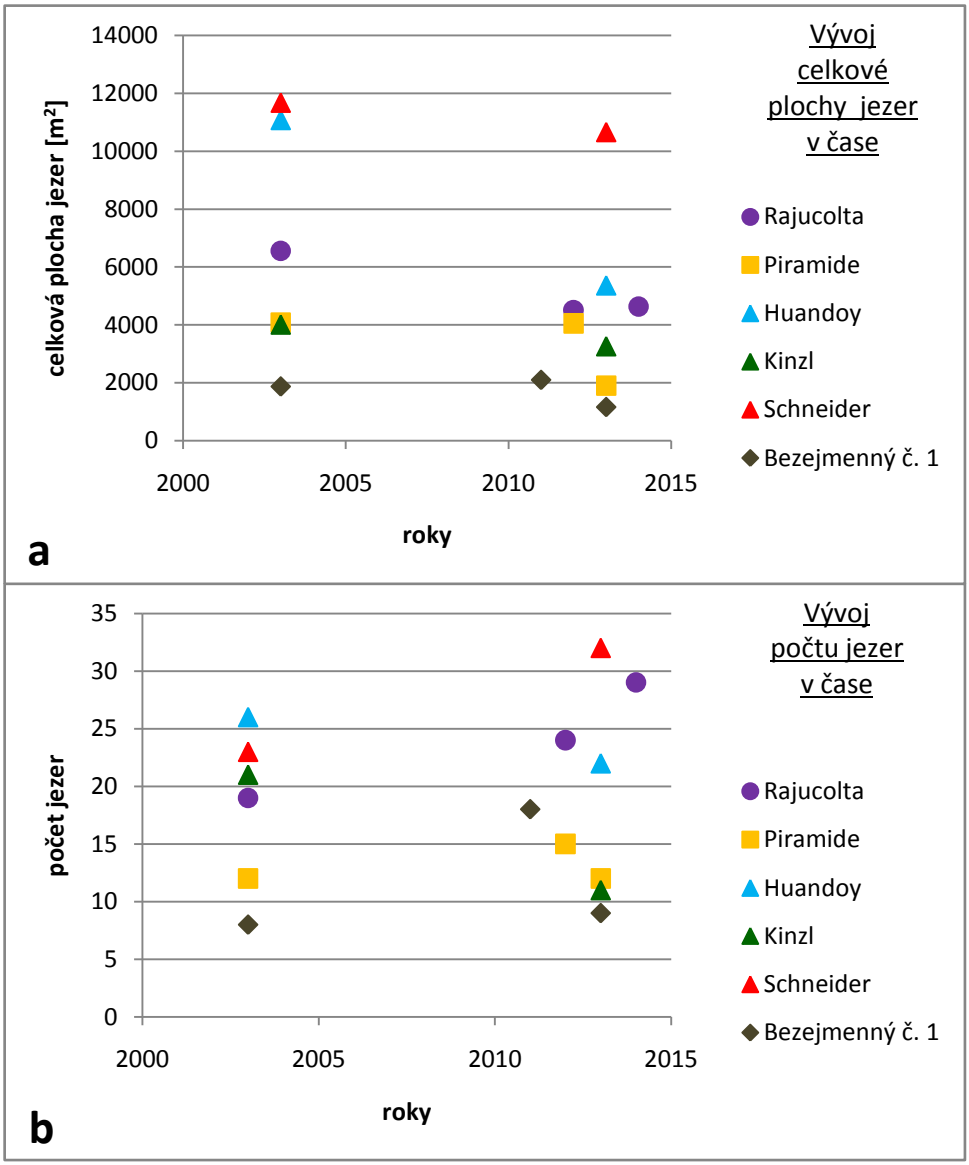
Obrázek 5.6: Proces zasypání supraglaciálního jezera sutí na příkladu ledovce Piramide; *snímek vlevo je z roku 2012, vpravo pak z roku 2013; souřadnice středů výřezů jsou přibližně 8° 59' 13" j. z. š. a 77° 38' 10" z. z. d.; (Zdroj: Google Earth)*

Suťový pokryv má zřejmě na supraglaciální jezera, mimo efektů zmíněných v podkap. 4.2, ještě další vlivy. Bylo zaznamenáno mnoho případů, kdy byla postupující expanze jezerní pánve spojena s hromaděním nemalého objemu horninového materiálu na jejím dně. Rychlost akumulace obvykle převýšila míru expanze pánve a jezera byla zasypána (Obr. 5.6). Výsledkem popsaného procesu je zcela odlišné rozložení jezer na splazu při porovnání snímků z let 2003 a 2013 (resp. 2012, 2014, Obr. 5.9) a také podstatné změny v celkové ploše jezer některých ledovců (např. ledovec Huandoy, u nějž zánik tří jezer o rozloze >2 tis. m^2 znamenal pokles celkové plochy jezer na méně než polovinu - Obr. 5.7a). Mimo to ještě existuje výrazná odlišnost mezi charakterem distribuce supraglaciálních jezer na ledovcích se suťovým pokryvem a bez něj. Ledovce předchozích dvou skupin (s nevýrazným či zcela chybějícím suťovým pokryvem) vykazovaly víceméně rovnoměrný výskyt jezer na splazu s relativně vysokou průměrnou hustotou jezer na jednotce plochy. Naproti tomu rozložení jezer ledovců pokrytých sutí má spíše diskrétní povahu s častými osamělými

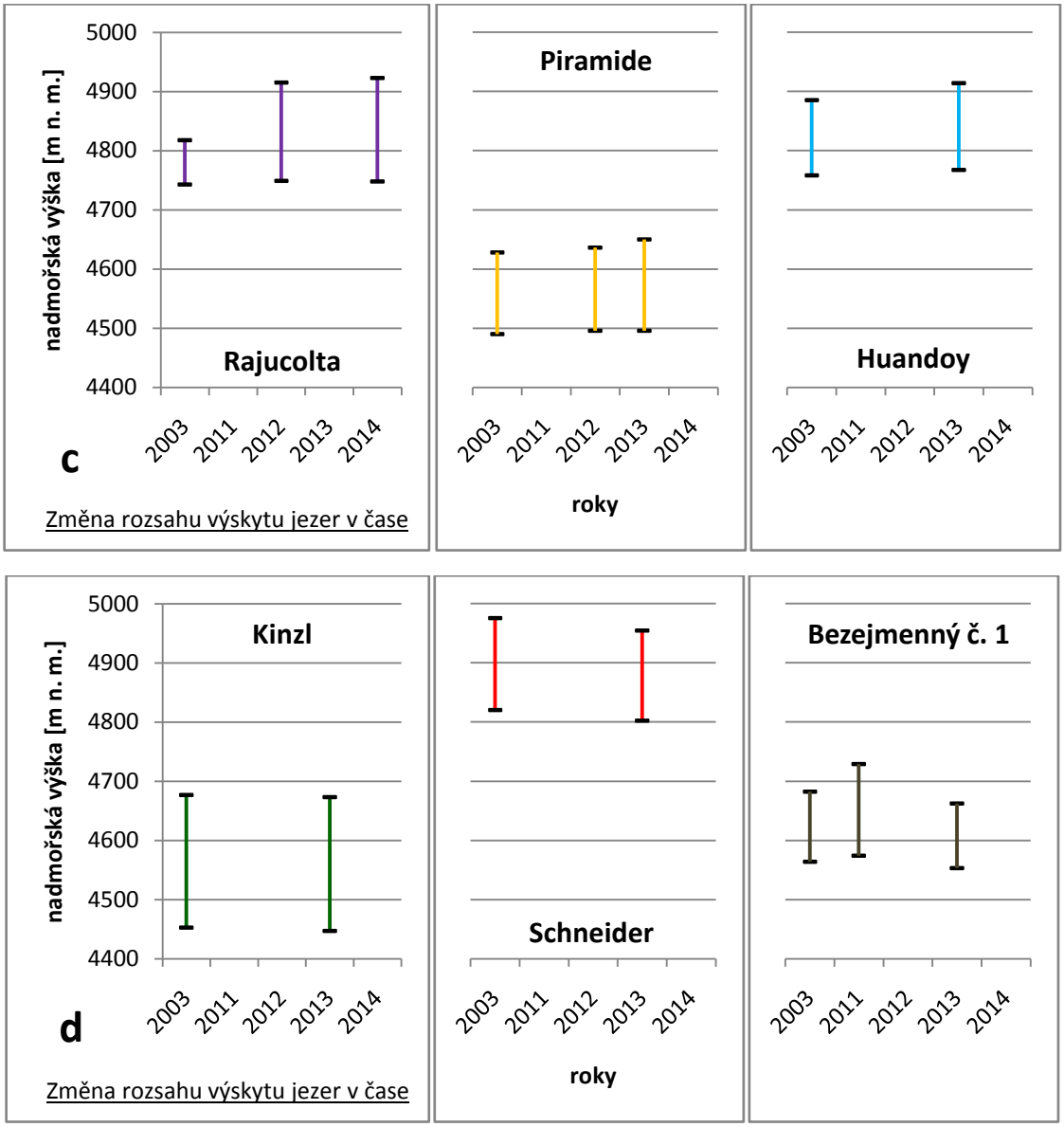
jezery anebo malými skupinami jezer (ať už ve společné pánvi či každé jezero v samostatné, Obr. 5.9).

Na splazy ledovců pokrytých sutí v jejich horní části navazují (podobně jako v případě předchozí skupiny ledovců s nevýrazným suťovým pokryvem) ledopády poseté trhlinami, na nichž není vznik supraglaciálních jezer možný a které tak do značné míry omezují rozsah výskytu jezer. Výjimku představuje ledovec Rajucolta, na kterém byly na snímcích z let 2012 a 2014 identifikována dvě jezera právě na ledopádu, který má v inkriminovaném místě sklon přes 28° (vůbec nejvyšší zaznamenaná hodnota pro úsek s výskytem supraglaciálních jezer - viz podkap. 5.4).

Obrázek 5.7: Vývoj celkové plochy (a) a počtu supraglaciálních jezer (b) v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase (c a d - na následující straně) na ledovcích se souvislým suťovým pokryvem;
*v grafu **d** neodpovídá pro ledovec Bezejmenný č. 1 nadmořská výška horní hranice kvůli chybě DMT Google Earth skutečným zhruba 4625 m n. m. ve všech třech letech)*



Druhá část Obr. 5.7

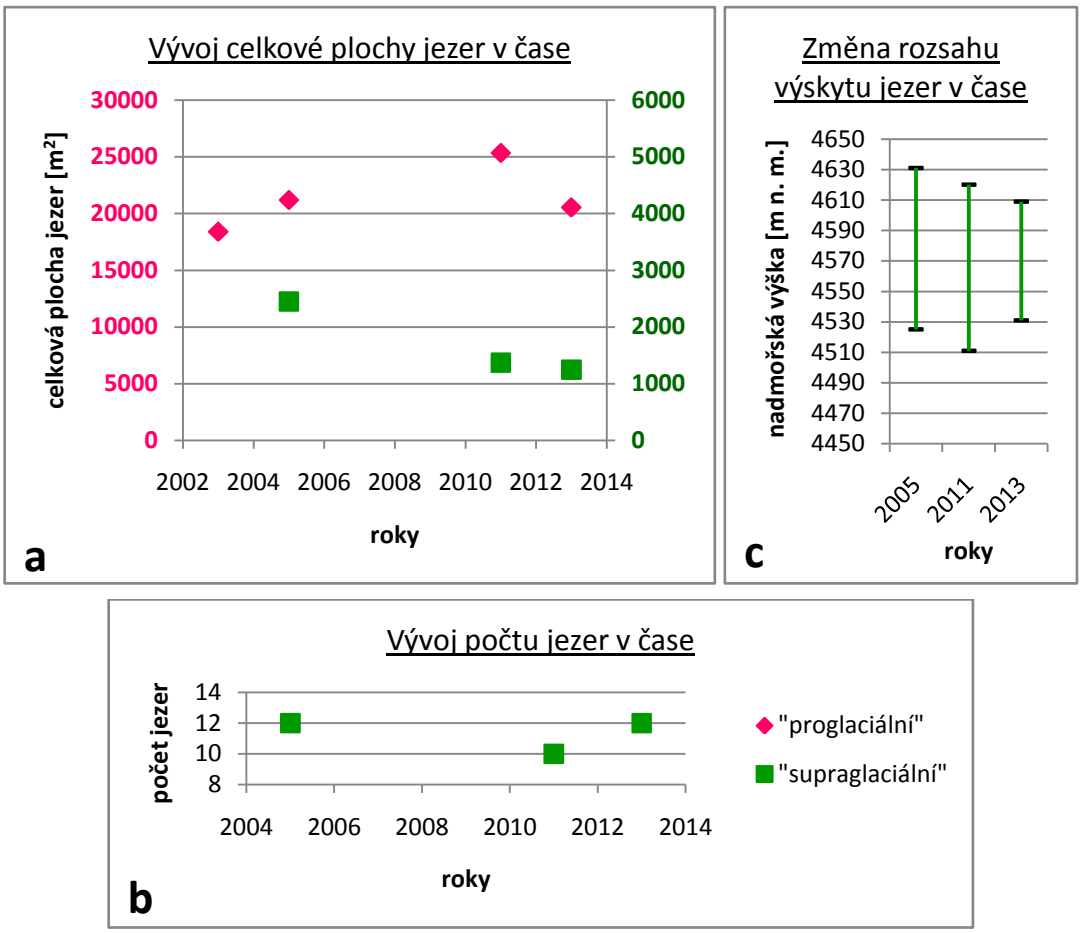


Obrázek 5.8: Satelitní snímky ledovců se souvislým suťovým pokryvem;
snímky jsou z roku 2013; (Zdroj: Google Earth)

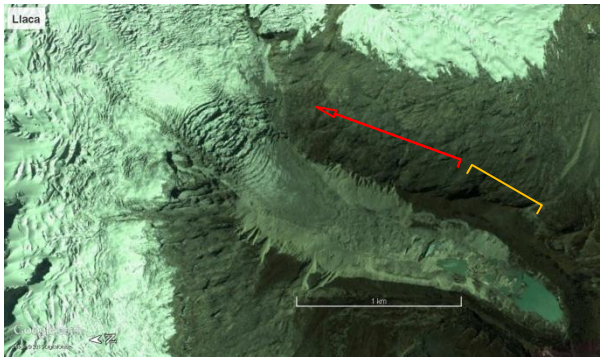
Obrázek 5.9: Vývoj ledovce Schneider mezi lety 2003 (nahoře) až 2013 (dole) ilustrující rozložení supraglaciálních jezer na ledovci pokrytém sutí i destruktivní vliv suťového pokryvu na supraglaciální jezera;
souřadnice středů výřezů jsou přibližně 9° 07' 07" j. z. š. a 77° 34' 46" z. z. d.;
(Zdroj: Google Earth)

5.3.1 Ledovec Llaca

Ledovec Llaca je kvůli probíhajícímu vývoji proglaciálního jezera ve svém předpolí vyčleněn do samostatného oddílu. Podle typu zastoupených jezer na něm byly vymezeny dvě zóny, neformálně pojmenované "supraglaciální" a "proglaciální" (Obr. 5.11). "Supraglaciální" část splazu se rozkládá mezi nejníže a nejvýše položeným supraglaciálním jezerem (jedná se tedy o úsek tvorby jezer ve smyslu, v jakém byl užíván v předchozích odstavcích). "Proglaciální" oblast je pak vymezena nahoře variabilní pozicí čela ledovce a ve spodní části neměnnou linií definovanou jezery, která nebyla po období 2003 až 2013 pohlcena vlastním proglaciálním (výraz tentokrát ve smyslu konvenčním) jezerem Llaca.



Obrázek 5.10: Vývoj celkové plochy (a) a počtu supraglaciálních jezer (b) v čase a změna rozsahu výskytu supraglaciálních jezer v čase (c) na ledovci Llaca;
*legenda je uvedena pouze u grafu **b**; v grafu **a** jsou hodnoty pro "proglaciální" zónu vyneseny na levou osu, hodnoty pro zónu "supraglaciální" pak na osu pravou; vývoj počtu jezer v "proglaciální" zóně není uveden - nemá valného významu*



Obrázek 5.11: Satelitní snímek ledovce Llaca (z r. 2013);
*přibližně je vyznačen rozsah zóny "supraglaciální" (**červeně**) a "proglaciální" (**žlutě**, vysvětlení v textu);*
(Zdroj: Google Earth)

"Supraglaciální" oblast je pokryta horninovým materiálem a systematicky tedy patří do 3. skupiny (ledovce se souvislým suťovým pokryvem). Vykazuje typické vlastnosti ledovce pokrytého sutí: distribuce jezer, způsob jejich zániku, v horní části navazující ledopád, zvolené ukazatele nevypovídají o jasném trendu vývoje (klesající celková plocha jezer a zároveň horní hranice jejich výskytu velmi pomalu se posunující do vyšších nadmořských výšek, nejasný trend počtu jezer - Obr. 5.10).

"Proglaciální" zóna vykazuje v porovnání s veškerými oblastmi výskytu supraglaciálních jezer v pohoří Cordillera Blanca obrovské plochy vody (Obr. 5.10 a 5.11), jejichž akumulaci umožňují pravděpodobné velmi nízké hodnoty povrchového gradientu (měření z Google Earth opět nemohla být brána v potaz kvůli chybě DMT). Jezera mají poměrně stabilní odtokové kanály, jejichž dno tvoří morénový materiál. I v této oblasti probíhá jeho hromadění způsobující pomalé zanášení jezerních pánví. Oproti počátečnímu plánu byly změřeny přibližné rychlosti ústupu viditelné části čela ledovce Llaca (Tab. 5.2).

Období	Ústup o	Rychlost ústupu
2003 až 2005	87 m	43,5 m za rok
2005 až 2011	165 m	27,5 m za rok
2011 až 2013	12 m	6 m za rok

Tabulka 5.2: Přibližné hodnoty ústupu čela ledovce Llaca mezi lety 2003 a 2013

Vypočtené průměrné rychlosti ústupu čela splazu ukazují na jasně klesající tendenci. V období 2011 až 2013 byla rychlost ústupu již velmi nízká (v průměru 6 m za rok). Dáme-li tuto skutečnost do souvislosti s poklesem celkové plochy jezer na některých ledovcích v daném období (např. Bezejmenný č. 2) a rovněž poklesem počtu jezer na ledovcích s nevýrazným suťovým pokryvem - oboje po předchozím nárůstu hodnot - ukazuje to na výrazné zpomalení tempa či zastavení nárůstu průměrných teplot vzduchu mezi lety 2011 a 2013.

Hlavní vliv na hmotovou bilanci ledovců pohoří Cordillera Blanca mají sice roční úhrny srážek (např. *Kaser & Georges, 1997*), ale ledovec Llaca se nachází na západní straně v závětří horského pásma. Srážkové úhrny jsou zde podstatně nižší, než na

východních úbočích vrcholů či na východním svahu pohoří *(Kaser & Georges 1997 a 1999)*, a jejich vliv by tedy neměl být tak silný, a to i při porovnání s průměrnou teplotou vzduchu. Dodejme ještě, že naznačovaný trend odpovídá vývoji průměrných ročních i dlouhodobých teplot vzduchu popsaných v pracích *Racoviteanu et al. (2008)* a *Schauwecker et al. (2014)* (klesající rychlost nárůstu hodnot v posledních dvaceti letech).

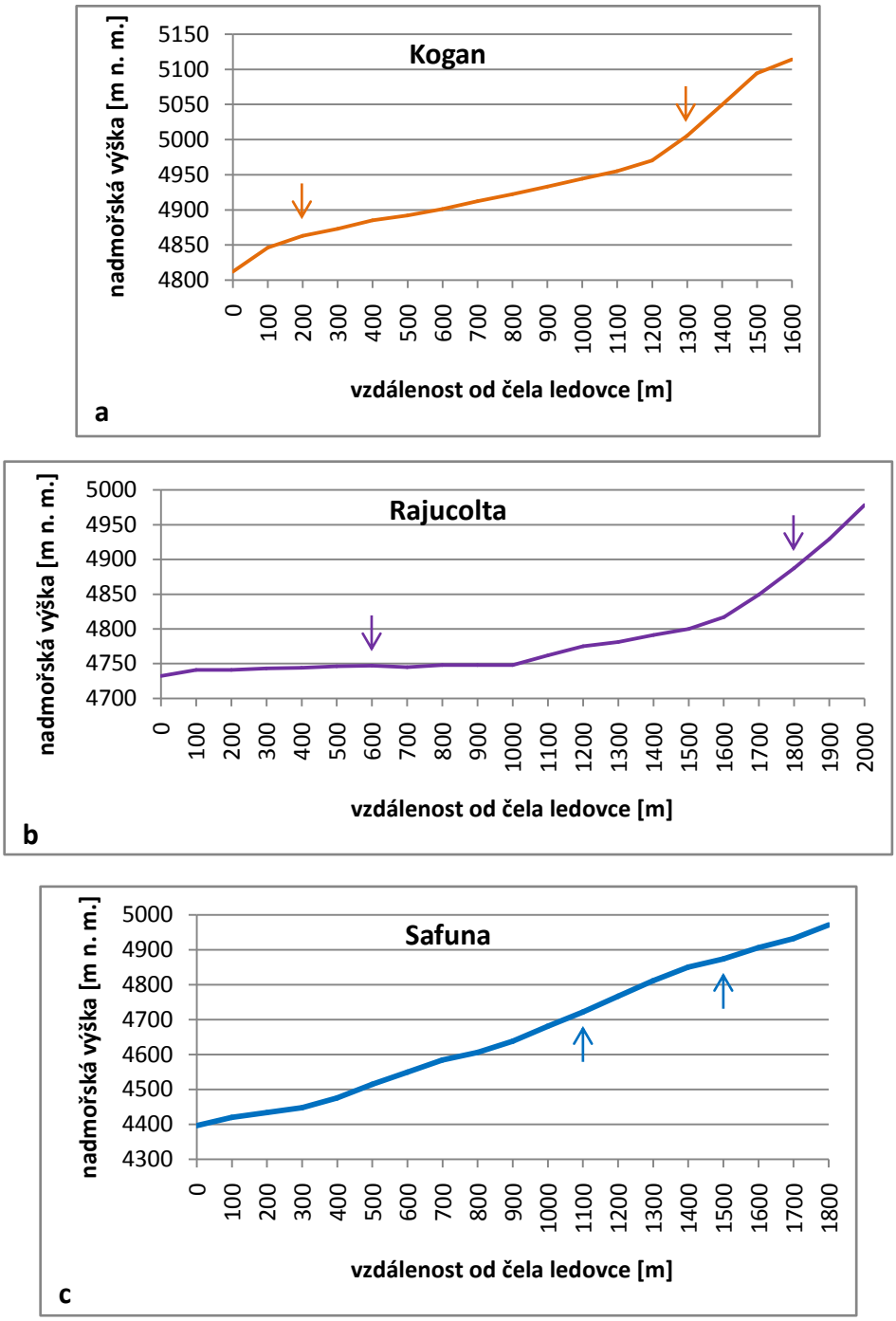
5.4 Sklon ledovce a výskyt supraglaciálních jezer

Většina ze třinácti studovaných ledovců vykazuje na úsecích s hojným výskytem supraglaciálních jezer sklon do 10°. Směrem do vyšších poloh navazuje ledopád, zatímco směrem dolů terénní zlom, na kterém se nachází čelo ledovce, a pod ním strmá stěna skalní (např. ledovec Rajupakinan) či karová (např. ledovec Kogan) s povrchovým gradientem obvykle vyšším než 15° (Obr. 5.12a). Oblast tvorby supraglaciálních jezer je ve většině případů vymezena právě strmou stěnou a ledopádem. U některých údolních ledovců pokrytých sutí pokračuje ledovcové údolí směrem dolů plynule bez jakýchkoli terénních zlomů. To je i případ ledovce Rajucolta, jehož splaz jako jediný ze všech třinácti ledovců vykazuje do vzdálenosti 1 km od čelní morény hodnoty sklonu nižší než 3° (Obr. 5.12b). Jedná se zde o úsek v pokročilém stadiu degradace, jehož povrch leží hluboko pod hřebeny valů bočních morén. Ledovec Safuna se vymyká uvedeným charakteristikám zcela. Pouze v blízkosti čela klesají hodnoty povrchového gradientu k 8°, naprostá většina splazu má sklon vyšší než 13° (Obr. 5.12c).

Mezní hodnoty sklonu ledovce byly sledovány již na všech ledovcích z vytvořené databáze supraglaciálních jezer (Tab. 5.3). Maximální hodnotou povrchového gradientu, při kterém byla zaznamenána existence supraglaciálních jezer, je 28° (ledovec Rajucolta). I na řadě dalších ledovců se jezera nacházela na úsecích se sklonem přesahujícím 20°. Na úsecích se sklonem vyšším než 18° se vyskytovala již pouze jezera s rozlohou menší než 100 m^2, jezera s plochou vyšší než 1 000 m^2 byla zaznamenána na úsecích se sklonem do 13°.

Plocha supraglaciálních jezer	Maximální sklon povrchu
0 - 100 m^2	28°
100 - 1 000 m^2	18°
> 1 000 m^2	13°

Tabulka 5.3: Vliv sklonu povrchu ledovce na plochu přítomných supraglaciálních jezer



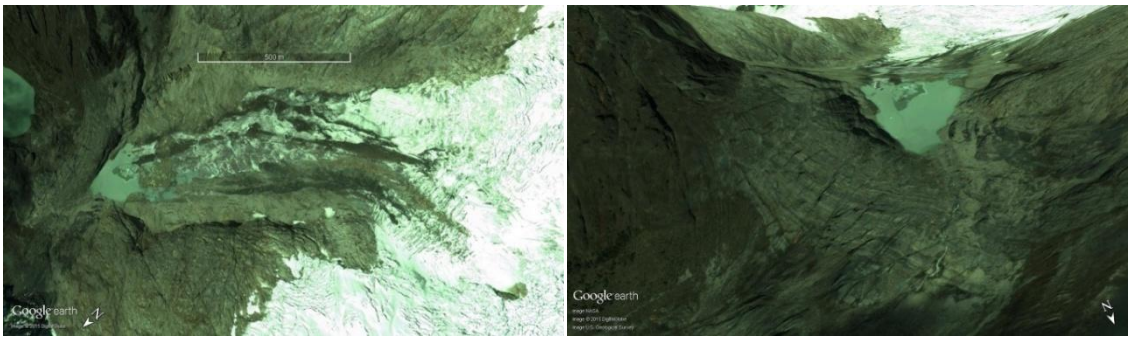
Obrázek 5.12: Výškový profil podél údolnice ledovců Kogan (a), Rajucolta (b) a Safuna (c);
*profily **a** a **b** jsou 2x převýšeny;*
šipkami je vyznačen přibližný rozsah výskytu supraglaciálních jezer

KAPITOLA 6
Diskuze

6.1 Nedostatky DMT Google Earth

Na digitálním modelu terénu používaném v Google Earth byly shledány dva základní nedostatky. Prvním je existence pouze jediného DMT společného pro všechny dostupné snímky. Je to logický důsledek faktu, že v GE neexistuje sada satelitních snímků stejného data pořízení pokrývající s vysokým rozlišením celý povrch Země. Zároveň to ale znamená nereflektování mírných, leč v některých lokalitách významných, změn v elevacích reliéfu. Znatelně se tato okolnost projevila na některých snímcích "proglaciální" (ve smyslu vymezení v oddíle 5.3.1) zóny ledovce Llaca, kde měly rozsáhlé změny rozmístění vodních ploch v čase za následek existenci konvexních útvarů uprostřed jezera.

Druhým nedostatkem DMT GE jsou systematické chyby mající vliv zejména na parametr výškového rozsahu úseku se supraglaciálními jezery a také na hodnoty povrchového gradientu. Razantní změny sklonu povrchu na přechodu strmých bočních svahů ve dna ledovcových údolí byly při výpočtu DMT zhlazeny a výsledný stav pak dával pro dna údolí vyšší než skutečné hodnoty nadmořské výšky. Nejvýrazněji se to projevilo v případě Bezejmenného ledovce č. 1, u nějž kolmý sráz tvořící stěnu trogu způsobil umělý výzdvih dna až o 100 m. Podobné chyby mnohem menšího rozměru se hojně vyskytovaly také podél valů bočních morén. V případě ledovce Safuna mohl tuto chybu způsobit i ledopád navazující směrem nahoru na úsek se supraglaciálními jezírky (podobnou chybu ukazuje Obr. 6.1).

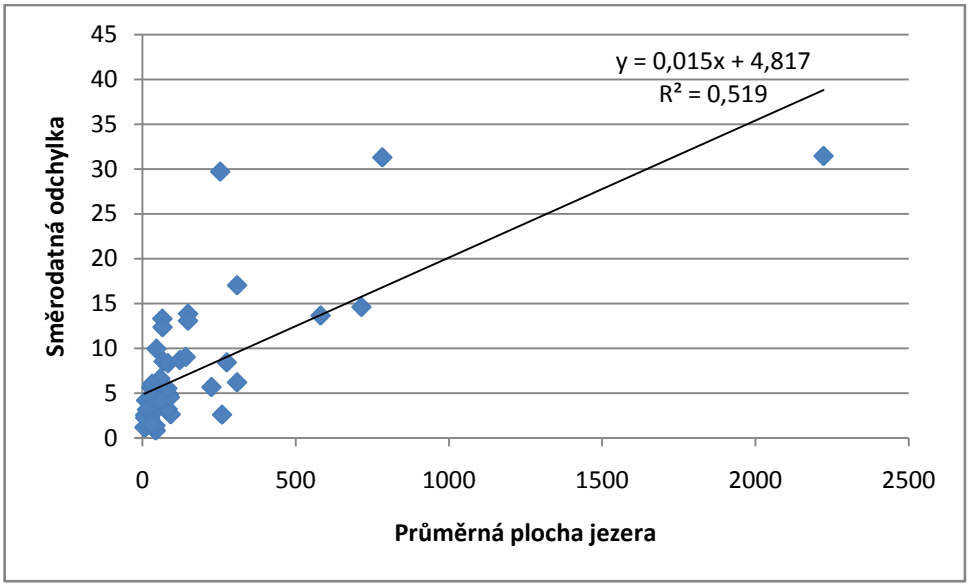


Obrázek 6.1: Chyba DMT Google Earth *- blízkost karové stěny způsobila deformaci nově vznikajícího proglaciálního jezera (souřadnice přibližně 9° 29' 08" j. z. š. a 77° 18' 26" z. z. d.); vlevo pohled shora, vpravo pohled z bodu nacházejícího se nad karem zhruba v úrovni povrchu ledovce; (Zdroj: Google Earth)*

6.2 Nepřesnosti měření

Na supraglaciálních jezerech ledovce Pisco Norte (stav v roce 2013) bylo měření plochy jezer provedeno pětkrát a následně byla spočtena směrodatná odchylka. Ledovec Pisco Norte byl zvolen díky přítomnosti oblastí pokrytých sutí i těch bez suti a poměrně vysokému počtu supraglaciálních jezer (v daném roce 49 j.). S rostoucí průměrnou plochou jezera roste i velikost směrodatné odchylky (Obr. 6.2), avšak zároveň klesá její podíl na průměrné rozloze jezera (pro jezera >500 m^2 je podíl směr. odch. na prům. ploše jezera < 5 %). Maximální hodnoty (31,5 m^2) nabyla směrodatná odchylka v případě plošně nejrozsáhlejšího jezera (přes 2200 m^2). Nejvyššího podílu na průměrné rozloze jezera (>26 %) dosáhla směrodatná odchylka naopak u jezer s plochou menší než 50 m^2. Jezera s rozlohou do 50 m^2 však mají na výslednou hodnotu celkové plochy jezer zanedbatelný vliv. Výsledky by se proto měly od reality lišit nejvýše o 5%.

K dalším nepřesnostem mohlo dojít při identifikaci supraglaciálních jezer s minimální rozlohou, která se vyskytovala na ledovcích bez suťového pokryvu v blízkosti horní hranice tvorby supraglaciálních jezer. V některých případech nebyla přítomna pánev, avšak výrazné barevné odlišení hovořilo pro označení jezera. Příčinou daných útvarů se však mohl stát i ledový výstupek, který vrhal stín, či slunečními paprsky neosvícená trhlina v ledu. V mnoha případech pomohlo k rozhodnutí porovnání rozložení jezer v inkriminované oblasti s pozdějším snímkem, na kterém se na místě útvaru nejistého původu nacházelo dobře identifikovatelné supraglaciální jezero. V mnoha jiných však bylo nutné se spolehnout pouze na vlastní odhad. Podíl těchto nejistých případů na celkovém počtu jezer nepřesáhl na žádném ledovci 5 %.



Obrázek 6.2: Závislost směrodatné odchylky měření (y) na průměrné ploše supraglaciálního jezera (x);
uveden je také přibližný tvar této závislosti, regresní přímka i koeficient regrese

6.3 Zasypání supraglaciálních jezer

Emmer et al. (2015) při výzkumu in situ sutí pokrytého ledovce Jatunraju (rovněž v pohoří Cordillera Blanca - 9° 0,7' j. z. š. a 77° 40,3' z. z. d.) zdokumentovali výtoky několika supraglaciálních jezer englaciálními tunely. Výsledným projevem byly vymleté rokle ve strmé boční moréně ledovce. Vyprázdněné pánve poté zcela zasypal morénový materiál z okolního povrchu. Všechny ledovce 3. skupiny (pokryté sutí) mají, na rozdíl od ledovce Jatunraju, vyvinut stabilní povrchový odtok nebo se v jejich závěru nachází proglaciální jezero. Výtoky jejich supraglaciálních jezer podpovrchovým odtokovým systémem proto nelze ze snímků doložit. Významný podíl suťového pokryvu na zániku supraglaciálních jezer je nepopiratelný, ač je pravděpodobně v mnoha případech podpořen alespoň částečným výtokem jezera.

6.4 "Proglaciální" zóna ledovce Llaca

V práci popisující výzkum v Nepálu označuje *Chikita et al. (1999)* jako supraglaciální i jezero Rolpa, které bývá běžně klasifikováno jako morénou hrazené, proglaciální. Opírá se v podstatě o doslovný překlad termínu supraglaciální: pode dnem jezera Rolpa stále přežívá mrtvý led izolovaný mocnou vrstvou suti, jezero se tedy nachází nad ledem, je supraglaciální (ač led zřejmě již dávno nehraje v jeho existenci významnou roli, tu převzala morénová hráz). V některých případech je tedy možné klasifikovat jezero jako proglaciální i supraglaciální. Přítomnost ledu pode dnem jezera pouze ze satelitních snímků však zjistit nelze.

"Proglaciální" zóna ledovce Llaca byla vymezena právě s ohledem na popsanou eventualitu. S rostoucí vzdáleností od čela ledovce přitom pravděpodobnost existence souvislého ledového podloží dna jezera klesá a proto byla uvažována pouze jezera, jenž nebyla ve sledovaném období pohlcena vlastním proglaciálním jezerem Llaca.

6.5 Mezní hodnoty sklonu ledovce

Nejvyšší zjištěnou hodnotou povrchového gradientu úseku se supraglaciálním jezerem v této práci je 28°. *Reynolds (2000)* uvádí jako mezní hodnotu sklon 10°, *Xiu et al. (2013)* popsali supraglaciální jezera i v místech se sklonem vyšším než 10°. *Salerno et al. (2012)* zjistili nejvyšší frekvenci výskytu jezer na úsecích se sklonem 7 až 13°. Údaje shrnuje Tab. 6.1 (více viz oddíl 5.4.1).

Zdroj	Hodnoty sklonu	Pohoří
Reynolds (2000)	vždy <10°	Himálaje (Bhútán)
Xiu et al. (2013)	v některých případech >10°	Himálaje (Nepál)
Salerno et al. (2012)	nejčastěji 7-13°	Ťan Šan
tato práce	nejvýše 28°	Cordillera Blanca
tato práce - jezera > 1 000 m^2	nejvýše 13°	Cordillera Blanca

Tabulka 6.1: Údaje o mezních hodnotách sklonu ledovce pro vznik supraglaciálních jezer

Maximální hodnoty sklonu získané z výzkumu ledovců pohoří Cordillera Blanca se výrazně vymykají rozmezí údajů uváděných na základě studia vysokých asijských pohoří. Při podobných výzkumech však bývá zpravidla ke zpracování satelitních snímků využit automatický software, který vyžaduje s ohledem na rozlišení těchto snímků určitou minimální rozlohu vodních ploch. Nejmenší jezera, která jsou ještě brána v úvahu, musí obvykle přesáhnout 1 000 m^2 *(Bolch et al., 2008)*. *Gardelle et al. (2011)* dokonce vyžadovali minimální rozlohu 3 600 m^2. V pohoří Cordillera Blanca se jezera s plochou větší než 1 000 m^2 vyskytovala při povrchovém gradientu nižším než 13°, což je v dobré shodě s výsledky *Salerno et al. (2012)*.

KAPITOLA 7
Závěry a možnosti dalšího výzkumu

7.1 Teoretická část

Supraglaciální jezera jsou (jak také mimo jiné nastínil výzkum) velmi dynamickým jevem, který se mění na základě složitého spolupůsobení mnoha vlivů, ne nutně nezávislých. Uplatňují se faktory klimatické (sluneční svit, teplota vzduchu, srážkové úhrny), odvíjející se od konkrétního ledovce (hmotová bilance, sklon, rychlost toku, aktivita odtokového systému, suťový pokryv), v případě supraglaciálního jezera v úrovni hydrologické báze hrají významnou roli vlastnosti hráze (zejména její stabilita). Souhra těchto faktorů umožňuje a v základních obrysech řídí celý proces vývoje od vzniku prvních supraglaciálních jezírek na ledovci až po proglaciální jezero o objemu v řádu milionů m^3 (Obr. 7.1).

Klimatická změna může ledovec, jehož celý systém byl dříve v rovnováze (zejména hmotová bilance), z této rovnováhy vychýlit. Posun sněžné čáry do vyšších nadmořských výšek má za následek negativní hmotovou bilanci. Díky tomu klesají hodnoty povrchového gradientu v zóně ablace, což umožňuje vznik depresí, v nichž se akumuluje tavná voda - supraglaciálních jezer. Následkem změny aktivního povrchu (led/suť → voda) okamžitě začíná proces expanze supraglaciálního jezera. S rostoucí plochou a objemem jezera roste i rychlost jeho expanze. Nejprve tají boky pánve, s rostoucím průměrem jezera nastává přechod k mnohem efektivnějšímu procesu telení - expanze se výrazně zrychlí. Pokud se klimatické charakteristiky nevrátí do stavu před prvotní změnou, dojde nakonec k dalšímu zlomovému okamžiku. Povrch ledovce klesne pod úroveň jeho hydrologické báze, nastává závěrečné stadium vývoje supraglaciálního jezera v úrovni hydrologické báze. Englaciální kanály představují směry či úzké pásy expanze, na kterých propadem stropů tunelů vzniká množství plošně méně rozsáhlých supraglaciálních jezírek. Postupně dojde k odtání ledu v celém příčném profilu a jezero dospěje do stadia proglaciálního. Expanze se i nadále děje telením ledovcového čela a také pomalou degradací pohřbeného ledu tvořícího spolu s mocnou nadložní vrstvou suti hráz. Celý proces vývoje je zde popsán pro

ledovec pokrytý sutí, v případě ledovců bez suťového pokryvu nedochází k procesům spojeným se suťovým pokryvem.

Během popsaného vývoje dochází velmi často ke vzniku i zániku supraglaciálních jezer. Expanzi jezera může v kterémkoli bodě přerušit jeho výtok. Pánev supraglaciálního jezera vyvýšeného se často při expanzi svým dnem dostane do blízkosti englaciálního kanálu, načež dojde ke kolapsu stropu a výtoku vody ve směru hydraulického gradientu. V případě následného zanesení odtokového kanálu může dojít k opětovnému, sekundárnímu vzniku jezera (díky vývoji jiného jezera). Primárně se formace supraglaciálního jezera děje nezávisle na ostatních jezerech (stejně jako vznikají první jezírka na ledovci).

7.2 Praktická část

Počáteční hypotézy (nárůst celkové plochy a počtu supraglaciálních jezer na ledovci, nárůst výškového rozsahu jejich výskytu) se potvrdily pouze u tří ledovců - Safuna, Rajupakinan a Bezejmenného č. 2. Ostatní ledovce naplnily předpokládaný vývoj podle nejvýše jedné hypotézy.

Při zpracování snímků bylo identifikováno množství výtoků supraglaciálních jezer na ledovcích s nesouvislým suťovým pokryvem, zejména u jezer s plochou vyšší než 1 000 m^2. Na ledovcích pokrytých sutí zase často docházelo k zániku supraglaciálních jezer rostoucí rychlostí depozice horninového materiálu na dně jezera, která převýšila rychlost expanze jezera. K destrukci jezera pravděpodobně často přispěl jeho, byť částečný, výtok englaciální částí odtokového systému ledovce. Tyto události způsobily časové kolísání parametrů celková plocha i počet jezer.

Během získávání dat byl také zaznamenán rozdíl ve způsobu distribuce supraglaciálních jezer mezi ledovci s nesouvislým a výrazným suťovým pokryvem. Na povrchu ledovců s nesouvislým pokryvem suti jsou supraglaciální jezera rozložena víceméně pravidelně. Tyto ledovce vykazují relativně vyšší průměrný počet jezer na jednotku plochy v porovnání s ledovci pokrytými sutí, na nichž se supraglaciální jezera vyskytují jednotlivě nebo v malých skupinkách, vzájemně oddělená většími plochami suti.

Výškový rozsah výskytu supraglaciálních jezer ovlivňuje (kromě teploty vzduchu) s rozhodující měrou povrchový gradient daného úseku ledovce. Tvorba supraglaciálních jezer nyní stále probíhá pouze na relativně málo skloněných splazech, jenž jsou jasně ohraničeny ledopádem (v horní části) a strmou skalní stěnou (v dolní části). Nadmořská výška sněžné čáry leží v současné době pod horní hranicí ledopádů. V důsledku toho relativně málo skloněné úseky ledovce lokalizované nad

ledopády neumožňují kvůli tamějším nízkým teplotám vzduchu vznik supraglaciálních jezer. Pokud by však v následujících letech pokračoval rostoucí trend průměrné teploty vzduchu, lze očekávat posun sněžné čáry do vyšších nadmořských výšek a tím i tvorbu supraglaciálních jezer i na pozvolných úsecích nad ledopády. Např. na ledovci Pisco Norte byl již průběh tohoto procesu zaznamenán.

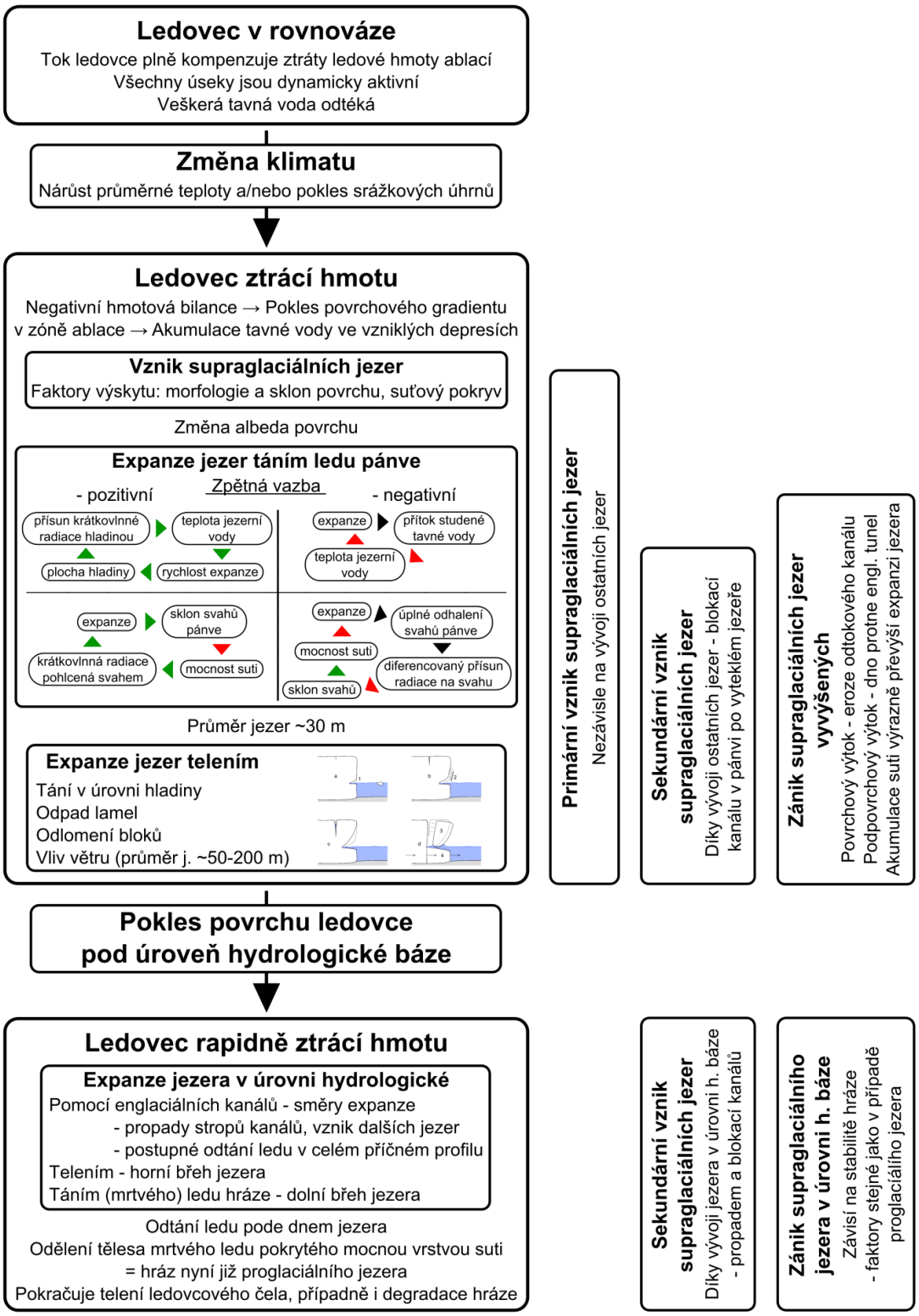
Mezní hodnota povrchového gradientu pro výskyt supraglaciálních jezer klesá s rostoucí plochou jezer. Zatímco supraglaciální jezera s rozlohou větší než 1 000 m^2 byla zaznamenána pouze na úsecích se sklonem nižším než 13°, jezera s plochou menší než 100 m^2 se vyskytovala i na úsecích se sklonem převyšujícím 20°.

7.3 Náměty k dalšímu výzkumu

V průběhu studia supraglaciálních jezer pohoří Cordillera Blanca vyvstaly některé potenciální směry dalšího výzkumu. Logickým doplněním této práce by bylo zpracování dat o průměrně teplotě vzduchu (případně srážkových úhrnech) z meteorologických stanic lokalizovaných nejblíže studovaným ledovcům. Korelace těchto nových dat s daty získanými ze satelitních snímků dostupných díky softwaru Google Earth by zajisté vnesla do tématu nové světlo a alespoň do jisté míry pomohla vysvětlit kolísání ukazatelů (celková plocha, počet a výškový rozsah výskytu supraglaciálních jezer na ledovci) na většině ledovců.

Další možností je rozbor starších leteckých snímků za účelem postihnutí širšího časového úseku. Díky tomu by bylo možné alespoň přibližně vymezit stadia vývoje výskytu supraglaciálních jezer na ledovci a z tohoto pohledu jednotlivé ledovce případně jejich úseky klasifikovat. Ze současných dat toto není možné, ač se několik kandidátů nabízí (ledovce Rajupakinan či Bezejmenný č. 2 jako následující stadium vývoje výše položených úseků, jenž v současné době vykazují pouze minimum jezer, ležících na některém z ostatních ledovců).

Při vytváření databáze supraglaciálních jezer v pohoří Cordillera Blanca byla zjištěna čtyři mladá a dynamicky se rozvíjející proglaciální jezera, která by se mohla stát potenciální hrozbou pro údolí pod nimi. Všechna jsou hrazena skalním stupněm a nachází se v těsném kontaktu s ledovcovým čelem. Příkladem je mimo jiné jezero z Obr. 6.1 či jezero popsané v práci *Emmer et al. (2014)*, které se jako jediné z daných čtyř jezer nachází v severní polovině horského pásma (v blízkosti jejího jižního okraje).



Obrázek 7.1: Schéma vývoje od supraglaciálních jezírek po jezero proglaciální (levá část) a možnosti vzniku a zániku supraglaciálního jezera (pravá část);
šipky ve schématech zpětných vazeb - zelená ▼ (zvýší/urychlí), červená ▼ (sníží/zpomalí), černá ▼ (neutrální, způsobí); komentář viz text;
(podle Benn et al., 2000 a 2012; Benn & Evans, 2010; Gardelle et al., 2011; Raymond & Nolan, 2000; Reynolds, 2000; Sakai et al., 2009; Sakai, 2000)

SEZNAM ZDROJŮ

Literatura

AUTORIDAD NACIONAL DEL AGUA (ANA) (2011): Inventario de Lagunas de la Cordillera Blanca. *Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos*, Huaraz, 83 s.

BENN, D. I., WISEMAN, S. & WARREN C. R. (2000): Rapid growth of a supraglacial lake, Ngozumpa Glacier, Khumbu Himal, Nepal. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 177-185.

BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (2010): Glaciers and Glaciation, 2nd edition. *Routledge*, London, 802 s.

BENN, D. I., BOLCH, T., HANDS, K., GULLEY, J., LUCKMAN, A., NICHOLSON, L. I., QUINCEY, D. J., THOMPSON, S., TOUMI, R. & WISEMAN S. (2012): Response of debris-covered glaciers in the Mount Everest region to recent warming, and implications for outburst flood hazards. *Earth-Science Reviews*, 114, s. 156-174.

BOLCH, T., BUCHROITHNER, M. F., PETERS, J., BÄSSLER, M. & BAJRACHARYA, S. (2008): Identification of glacier motion and potentially dangerous glacial lakes in the Mt Everest region/Nepal using spaceborne imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, s. 1329-1340.

CLAGUE, J. J. & EVANS, S. G. (2000): A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 19, s. 1763-1783.

COLLET, L. W. (1925): Les Lacs, leur mode de formation, leurs eaux, leur destin, éléments d'hydrogéologie. *Doin*, Paříž, 320 s. (cit. in *Hutchinson, 1957*)

CONCHA, J. F. (1951): Origen de las lagunas. *Corporación Peruana del Santa*, Huaraz, 4 s.

COSTA, J. E. & SCHUSTER, R. L. (1988): The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America Bulletin*, 100, s. 1054-1068.

CUFFEY, K. M. & PATERSON, W. S. B. (2010): The Physics of Glaciers, 4th edition. *Academic Press*, Amsterdam, 704 s. [online]. Staženo z: http://jmfriedt.sequanux.org/t/books/Kurt_Cuffey,_W._S._B._Paterson-The_Physics_of_Glaciers_-Butterworth-Heinemann_Elsevier%282010%29.pdf dne 28. 2. 2015.

DELEBECQUE, A. (1898): Les Lacs Français. *Chamerot et Renouard*, Paříž, 436 s. (cit. in *Hutchinson, 1957*)

DIOLAIUTI, G., KIRKBRIDE, M. P., SMIRAGLIA, C., BENN, D. I., D'AGATA, C. & NICHOLSON, L. (2005): Calving processes and lake evolution at Miage glacier, Mont Blanc, Italian Alps. *Annals of Glaciology*, 50, s. 207-214.

EMMER, A. & VILÍMEK, V. (2013): Review Article: Lake and breach hazard assessment for moraine-dammed lakes: an example from the Cordillera Blanca (Peru). *Natural Hazards Earth System Sciences*, 13, s. 1551-1565.

EMMER, A., VILÍMEK, V., KLIMEŠ, J. & COCHACHIN, A. (2014): Glacier Retreat, Lakes Development and Associated Natural Hazards in Cordillera Blanca, Peru. *In:* Shan, W. (ed.): *Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change*. Environmental Science and Engineering, s. 231-252.

EMMER, A. (2014): Genetické typy velehorských jezer ve vztahu k jejich potenciální nebezpečnosti. *Nepublikováno*, 7 s.

EMMER, A., LOARTE, E. C., KLIMEŠ, J. & VILÍMEK, V. (2015): Recent evolution and degradation of the bent Jatunraju glacier (Cordillera Blanca, Peru). *Geomorphlogy,* 228, s. 345-355.

FALÁTKOVÁ, K. (2014): Glaciální jezera v Kyrgyzstánu ohrožená průvalem (případová studie: ledovcový komplex Adygine). *Diplomová práce*, Univerzita Karlova v Praze, 114 s.

GARDELLE, J., ARNAUD, Y. & BERTHIER, E. (2011): Contrasted evolution of glacial lakes along the Hindu Kush Himalaya mountain range between 1990 and 2009. *Global and Planetary Change*, 75, s. 47-55.

GEORGES, C. (2004): 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36, č. 1, s. 100-107.

GIRÁLDEZ MÍNER, C. (2011): Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú). *Magisterská práce*, Universidad Complutense Madrid, 60 s.

GULLEY, J. D., BENN, D. I., SCREATON, E. & MARTIN, J. (2000): Mechanisms of englacial conduit formation and their implications for subglacial recharge. *Quaternary Science Reviews*, 28, s. 1984-1999.

HANISCH, J., DELISLE, G., POKHREL, A. P., DIXIT, A. A., REYNOLDS, J. M. & GRABS, W. E. (1998): The Thulagi glacier lake, Manaslu Himal, Nepal - Hazard assessment of a potential outburst. *In:* Moore, D. & Hungr, O. (eds.): *Proceedings of the Eighth International IAEG Congress*, 21-25th September 1998, Vancouver, Canada, s. 2209-2215.

HUTCHINSON, G. E. (1957): A Treatise on Limnology. Volume 1: Geography, physics, and chemistry. *John Wiley & Sons, Inc.*, New York, 1015 s.

CHIKITA, K, JHA, J. & YAMADA, T. (1998): The Basin Expansion Mechanism of a Supraglacial Lake in the Nepal Himalaya. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series 7, Geophysics*, 11, č. 2, s. 501-521.

CHIKITA, K., JHA, J. & YAMADA, T. (1999): Hydrodynamics of a Supraglacial Lake and its Effects on the Basin Expansion: Tsho Rolpa, Rolwaling Valley, Nepal Himalaya. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31, č. 1, s. 58-70.

CHIKITA, K., JOSHI, S. P., JHA, J. & HASEGAWA, H. (2000): Hydrological and thermal regimes in a supra-glacial lake: Imja, Khumbu, Nepal Himalaya. *Hydrological Sciences Journal*, 45, č. 4, s. 507-521.

CHIKITA, K., JHA, J. & YAMADA, T. (2001): Sedimentary effects on the expansion of a Himalayan supraglacial lake. *Global and Planetary Change*, 28, s. 23-34.

ITURRIZAGA, L. (2014): Glacial and glacially conditioned lake types in the Cordillera Blanca: A spatiotemporal conceptual approach. *Progress in Physical Geography*, 38, č. 5, s. 602-636.

JAIN, S. K., SINHA, R. K., CHAUDHARY, A. & SHUKLA, S. (2015): Expansion of a glacial lake, Tsho Chubda, Chamkhar Chu Basin, Hindukush Himalaya, Bhutan. *Natural Hazards*, 75, s. 1451-1464.

JANSKÝ, B., ŠOBR, M. & YEROKHIN, S. (2006): Typology of high mountain lakes of Kyrgyzstan with regard to the risk of their rupture. *Limnological Review*, 6, s. 135-140.

KASER, G., AMES, A. & ZAMORA, M. (1990): Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of Glaciology*, 14, s. 136-140.

KASER, G. & GEORGES, C. (1997): Changes of the equilibrium.-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations. *Annals of Glaciology*, 24, s. 344-349.

KASER, G. & GEORGES, C. (1999): On the Mass Balance of Low Latitude Glaciers with Particular Consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 81, č. 4, s. 643-651.

KASER, G. , JUEN, I., GEORGES, C., GÓMEZ, J. & TAMAYO, W. (2003): The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *Journal of Hydrology*, 282, s. 130-144.

KIRKBRIDE, M. P. & WARREN, CH. F. (1997): Calving processes at a grounded ice cliff. *Annals of Glacioogy*, 24, s. 116-121.

KLIMEŠ, J. (2012): Geomorphology and Natural Hazards of the Selected Glacial Valleys, Cordillera Blanca, Peru. *AUC Geographica*, 47, č. 2, s. 25-31.

KOMORI, J. (2008): Recent expansion of glacial lakes in the Bhutan Himalayas. *Quaternary International*, 184, s. 177-186.

LLIBOUTRY, L., ARNO, B. M., PAUTRE, A. & SCHNEIDER, B. (1977): Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failures of morainic dams, their causes and prevention. *Journal of Glaciology*, 18, č. 79, s. 239-254.

LIU, Q., MAYER, C. & LIU, S. (2013): Distribution and recent variations of supraglacial lakes on detritic-type glaciers in the Khan Tengri-Tomur Mountains, Central Asia. *The Cryosphere Discussions*, 7, s. 4545-4584.

MATTSON, L. E., GARDNER, J. S. & YOUNG, G. J. (1993): Ablation on Debris Covered Glaciers: an Example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. *In:* Young, G. J. (ed.): *Snow and Glacier Hydrology*, Proceedings of the Kathmandu Symposium, November 1992, IAHS Publ. no. 218, s. 289-296.

MCKILLOP, R. J. & CLAGUE, J. J. (2007): Statistical, remote sensing-basedapproach for estimating the probability of catastrophic drainage from moraine-dammed lakes in southwestern British Columbia. *Global and Planetary Change*, 56, s. 153-171.

NAKAWO, M., FUJITA, K., AGETA, Y., SHANKAR, K., POKHREL, A. P. & TANDONG, Y. (1997): Basic studies for assessing the impacts of the global warming on the Himalayan cryosphere, 1994-1996. *Bulletin of Glacier Research*, 15, s. 53-58.

POTERE, D. (2008): Horizontal Positional Accuracy of Google Earth's High-Resolution Imagery Archive. *Sensors*, 8, s. 7973-7981.

QUINCEY, D. J., RICHARDSON, S. D., LUCKMAN, A., LUCAS, R. M., REYNOLDS, J. M., HAMBREY, M. J. & GLASSER, N. F. (2007): Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remore sensing datasets. *Global and Planetary Change*, 56, s. 137-152.

RACOVITEANU, A. E., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. W. & ORDOÑEZ, J. (2008): Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, 54, č. 156, s. 499-510.

RAU, F., MAUZ, F., VOGT, S., KHALSA, S. J. S. & RAUP, B. (2005): Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual: Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. *GLIMS Guides & Tutorials*, GLIMS Regional Center for the Antarctic Peninsula, 36 s.

RAYMOND, CH. F. & NOLAN, M. (2000): Drainage of a glacial lake through an ice spilllway. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 199-207.

REYNOLDS, J. M. (1981): Lakes on George VI Ice Shelf, Antarctica. *Polar Record*, 20, č. 128, s. 425-432.

REYNOLDS, J. M. (1992): The identification and mitigation of glacier-related hazards: examples from the Cordillera Blanca, Peru. *In*: McCall, G. J. H., Laming, D. J. C., Scott, S. C. (eds.): *Geohazards. Natural and man-made*. Chapman & Hall, London, s. 143-157.

REYNOLDS, J. M. (2000): On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.), *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 153-161.

REZNICHENKO, N., DAVIES, T., SCHULMEISTER, J. & MCSAVENEY, M. (2010): Effect of debris on ice-surface melting rates: an experimental study. *Journal of Glaciology*, 56, č. 197, s. 384-394.

RICHARDSON, S. D. & REYNOLDS, J. M. (2000): Degradation of ice-cored moraine dams: implications for hazard development. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 187-197.

RÖHL, K. (2006): Thermo-erosional notch development at fresh-water-calving Tasman Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology*, 52, s. 203-213.

RÖHL, K. (2008) Characteristics and evolution of supraglacial ponds on debris covered Tasman Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology*, 54, s. 867-880.

RUSLI, N., MAJID, M. R. & DIN, A. H. M. (2014):Google Earth's derived digital elevation model: A comparative assessment with Aster and SRTM data. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 18, č. 1, 6 s.

SAKAI, A., NAKAWO, M. & FUJITA, K. (1998): Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bulletin of Glacier Research*, 16, s. 57-66.

SAKAI, A., TAKEUCHI, N., FUJITA, K. & NAKAWO, M. (2000): Role of supraglacial ponds in the ablation process of a debris-covered glacier in the Nepal Himalayas. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 119-130.

SAKAI, A., NISHIMURA, K., KADOTA, T. & TAKEUCHI, N. (2009): Onset of calving at supraglacial lakes on debris-covered glaciers of the Nepal Himalaya. *Journal of Glaciology*, 55, č. 193, s. 909-917.

SAKAI, A. (2012): Glacial Lakes in the Himalayas: A Review on Formation and Expansion Processes. *Global Environmental Research*, 16, s. 23–30.

SALERNO, F., THAKURI, S., D'AGATA, C., SMIRAGLIA, C., MANFREDI, E. C., VIVIANO, G. & TARTARI, G. (2012): Glacial lake distribution in the Mount Everest region: Uncertainty of measurement and conditions of formation. *Global and Planetary Change*, 92-93, s. 30-39.

SAKAI, A., NAKAWO, M. & FUJITA, K. (1998): Melt rate of ice cliffs on the Lirung Glacier, Nepal Himalayas, 1996. *Bulletin of Glacier Research*, 16, s. 57-66.

SCHAUWECKER, S., ROHRER, M., ACUÑA, D., COCHACHIN, A., DÁVILA, L., FREY, H., GIRÁLDEZ MÍNER, C., GÓMEZ, J., HUGGEL, C., JACQUES-COPER, M., LOARTE, E. C., SALZMANN, N. & VUILLE, M. (2014): Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, s. 85-97.

SOLOMINA, O., JOMELLI, V., KASER, G., AMES, A., BERGER, B. & POUYAUD, B. (2007): Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*, 59, s. 225-235.

TAKEUCHI, N. & KOSHIMA, S. (2000): Effect of debris cover on species composition of living organisms in supraglacial lakes on a Himalayan glacier. *In:* Nakawo, M., Raymond, C.F. & Fountain, A. (eds.): *Debris-Covered Glaciers*, Proceedings of the Seattle Workshop, IAHS Publ. no. 264, s. 267-275.

TAKEUCHI, N., SAKAI, A., KOHSHIMA, S., FUJITA, K. & NAKAWO, M. (2012): Variation in Suspended Sediment Concentration of Supraglacial lakes on Debris-covered Area of the Lirung Glacier in the Nepal Himalayas. *Global Envirinmental Research*, 16, s. 95-104.

VILÍMEK, V., KLIMEŠ, J. & ČERVENÁ, L. (2015): Glacier-related landforms and glacial lakes in Huascarán National Park, Peru. *Journal of Maps*, v tisku, 10 s.

VUICHARD, D. & ZIMMERMANN, M. (1987): The 1985 Catastrophic Drainage of a Moraine-Dammed Lake, Khumbu Himal, Nepal: Cause and Consequences. *Mountain Research and Development*, 7, č. 2, s. 91-110.

XIN, W., SHIYIN, L., HAIDONG, H., JIAN, W. & QIAO, L. (2012): Thermal regime of a supraglacial lake on the debris-covered Koxkar Glacier, southwest Tianshan, China. *Environmental and Earth Sciences*, 67, s. 175-183.

Elektronické zdroje

GOOGLE INC. (2015): Google Earth Pro (Verze 1.3.26.9) [Software]. Staženo z: http://www.google.com/earth/download/gep/agree.html dne 28. 2. 2015.

ZÍCHA, O (ed.) (1999-2014): Biolib, Biological Library [online]. [cit. 2015-04-28]. Dostupné z: http://www.biolib.cz.

K vytvoření obrázků 3.2 až 3.6 a 7.1 byl použit program Inkscape 0.48.5:

HARRINGTON, B. ET AL. (2014): Inkscape (Verze 0.48.5) [Software]. Staženo z: https://inkscape.org/en/download/windows/ dne 26. 12. 2014.