

**UNIVERZITA KARLOVA**  
**Přírodovědecká fakulta**  
**Katedra fyzické geografie a geoekologie**

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a kartografie



**VLIV KAMENNÝCH LEDOVCŮ NA HYDROLOGICKÝ  
REŽIM**

**Influence of rock glaciers on hydrological regime**

Bakalářská práce

Kateřina Lencová

Vedoucí práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Praha, 2021

## **Zadání bakalářské práce:**

**Název práce:** Vliv kamenných ledovců na hydrologický režim

**Cíle práce:** Bakalářská práce se bude zabývat doposud detailněji nestudovaným tématem vlivu kamenných ledovců na odtok vody. Bude zaměřena převážně na rešerši literatury, která by se měla zaměřit na problematiku kamenných ledovců obecně a na charakteristiku povodí Ala Arča se zaměřením na ledovcový odtokový režim.

### Rešeršní část práce:

- kamenné ledovce – typologie, geneze, stavba (na příkladech)
- odtok vody z kamenných ledovců, ovlivnění hydrologického režimu vodního toku, který protéká kamenným ledovcem
- fyzickogeografická charakteristika povodí řeky Ala Arča v pohoří Ťan Šan v Kyrgyzstánu

### Praktická část práce:

- analýza meteorologických dat ze stanice Ala Arča, provozované od roku 2017 KFGG
- analýza hydrologických dat (průměrných měsíčních průtoků) z dostupných povodí s kamennými ledovci, pomocí základních statistických metod vysledovat zpoždění odtoku vlivem přítomnosti kamenných ledovců

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Rešeršní část práce bude zaměřena na základní charakteristiku kamenných ledovců a jejich vliv na hydrologický režim. Dále bude provedena fyzickogeografická charakteristika povodí řeky Ala Arča.

Zájmovým územím praktické části práce bude povodí řek Ak-Suu, Ala Arča, Alamedin, Kara Balta, Kegety, Sukuluk, Čon Kaindy a Čon Kemin, které odvodňují Kyrgyzský a Kungejský hřbet. Prostřednictvím porovnání červnových a červencových průtoků bude posouzen vliv kamenných ledovců na hydrologický režim těchto řek.

Hlavním datovým zdrojem budou data poskytnutá Institutem vodních problémů, Biškek.

Datum zadání: 10. 11. 2020

Jméno studenta: Kateřina Lencová

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miroslav Šobr, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

**Prohlášení:**

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

V Praze dne 5. 5. 2021

.....

Kateřina Lencová

## **Poděkování:**

Na tomto místě bych v první řadě chtěla nesmírně poděkovat vedoucímu mé práce, RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za poskytnuté materiály, cenné rady a obětavou pomoc po celou dobu psaní této práce. Zároveň bych ráda poděkovala celé své rodině i přátelům za podporu během celého studia.

## **ABSTRAKT**

V rámci této práce byla provedena literární rešerše na téma kamenné ledovce a jejich vliv na odtok řek. Kamenné ledovce jsou útvary typické pro vysokohorské periglaciální prostředí. Prostřednictvím akumulace části protékajících ledovcových vod podstatně ovlivňují načasování i množství odtoku vody z povodí. Navíc v sobě konzervují významné objemy vody ve formě pohřbených ledů, jejichž postupné odtávání reguluje odtoky řek zejména v suchých obdobích roku. Byla provedena fyzickogeografická charakteristika velehorského povodí řeky Ala Arča, která byla doplněna podrobnější klimatologickou charakteristikou oblasti na základě vlastního zpracování meteorologických dat z meteorologické stanice Adygine. Podstatou této práce bylo posouzení vlivu kamenných ledovců v povodí osmi vybraných řek, které odvodňují Kyrgyzský a Kungejský hřbet, na jejich hydrologický režim. Bylo zjištěno, že přítomnost kamenných ledovců ve sledovaných povodích ovlivňuje odtokový režim těchto řek zejména snížením rozdílů mezi jejich červnovými a červencovými průtoky.

**Klíčová slova:** kamenný ledovec, hydrologický režim, Ťan Šan

## **ABSTRACT**

Within this work, a literary research was performed on the topic of rock glaciers and their influence on river runoff. Rock glacier are features typical for high-mountain periglacial environment. Through the accumulation of part of the flowing glacial water, they significantly affect the timing and quantity of watershed discharge. In addition, stone glaciers preserve significant volumes of water in the form of buried ice, the gradual melting of which regulates river runoff, especially in the dry seasons. A physical-geographical characteristics of the Ala Archa river basin was performed and supplemented by a more detailed climatological characteristic of the study area based on the own processing of meteorological data from the Adygine meteorological station. The purpose of this work was to assess the impact of rock glaciers in the basin of eight selected rivers, which drain the Kyrgyz and Kungej Alatau, on their hydrological regime. It was found that the presence of rock glaciers in the monitored basins affects the runoff regime of these rivers, especially by reducing the differences between their June and July runoffs.

**Key words:** rock glacier, hydrological regime, Tien Shan

# OBSAH

<b>1</b>	<b>ÚVOD</b> .....	<b>9</b>
1.1	Cíle práce.....	10
<b>2</b>	<b>METODIKA</b> .....	<b>11</b>
<b>3</b>	<b>KAMENNÝ LEDOVEC</b> .....	<b>13</b>
3.1	Typologie kamenných ledovců.....	14
3.1.1	Klasifikace kamenných ledovců podle tvaru.....	15
3.1.2	Klasifikace podle pohybu a obsahu ledu.....	16
3.1.3	Další způsoby klasifikace .....	18
3.2	Geneze kamenných ledovců .....	18
3.2.1	Rozdílná geneze kamenných ledovců v závislosti na zdrojové oblasti.....	19
3.2.2	Modely interpretující původ kamenných ledovců .....	20
3.3	Stavba kamenného ledovce.....	23
3.3.1	Vnější stavba.....	24
3.3.2	Vnitřní diferenciacce.....	25
3.4	Hydrologie kamenných ledovců .....	26
3.4.1	Průtok vody kamenným ledovcem.....	28
3.4.2	Ovlivnění odtoku kamennými ledovci .....	30
<b>4</b>	<b>FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ LOKALITY</b>	
	<b>32</b>	
4.1	Povodí Adygine.....	33
4.2	Geologické a geomorfologické poměry .....	34
4.2.1	Ledovce .....	35
4.2.2	Sněhová pokrývka a permafrost.....	36
4.3	Klimatické podmínky .....	37
4.3.1	Hodnocení klimatických dat z meteorologické stanice Adygine.....	39
4.4	Hydrologické poměry.....	44
4.4.1	Odtokové poměry povodí Ala-Arča.....	46

4.5	Půdní poměry.....	49
4.6	Flóra a fauna .....	50
<b>5</b>	<b>HODNOCENÍ VLIVU KAMENNÝCH LEDOVCŮ NA HYDROLOGICKÝ REŽIM ŘEK.....</b>	<b>52</b>
<b>6</b>	<b>DISKUZE.....</b>	<b>58</b>
<b>7</b>	<b>ZÁVĚR .....</b>	<b>62</b>
<b>8</b>	<b>SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....</b>	<b>64</b>

## SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

### Obrázky

**Obr. 1:** Meteorologická stanice Adygine (3 560 m n. m.) provozovaná od července 2017 KFGG.

**Obr. 2:** Pohled na horní část kamenného ledovce v údolí řeky Adygine.

**Obr. 3:** Schéma klasifikace kamenných ledovců na základě jejich tvaru dle Wahrhaftig a Cox (1959).

**Obr. 4:** Základní schéma nejčastěji používaných modelů vysvětlujících princip vzniku kamenných ledovců.

**Obr. 5:** Alpínská vegetace na kamenném ledovci v údolí Adygine.

**Obr. 6:** Povrch kamenného ledovce v údolí Adygine je velmi členitý, vyskytují se četná malá jezírka, která jsou dotována převážně srážkovou vodou a tajícím sněhem.

**Obr. 7:** Schéma průtoku vody kamenným ledovcem.

**Obr. 8:** Lokalizace zájmové oblasti povodí Adygine v pohoří Ťan Šan.

**Obr. 9:** Pohled ze severní strany na studovanou lokalitu údolí Adygine.

**Obr. 10:** a) Klimadiagram pro povodí Adygine (3 560 m n. m.); b) Klimadiagram pro severní Ťan Šan.

**Obr. 11:** Graf minimálních a maximálních ročních teplot za sledované období ze stanice Adygine (3 560 m n. m.).

**Obr. 12:** Graf průměrných měsíčních teplot z meteorologické stanice Adygine (3 560 m n. m.) za jednotlivé roky (2018–2020).

**Obr. 13:** Graf průměrných měsíčních úhrnů srážek (duben–září) z meteorologické stanice Adygine (3 560 m n. m.) za jednotlivé roky (2018–2020).

**Obr. 14:** *Graf chodu průměrných měsíčních hodnot relativní vlhkosti vzduchu ze stanice Adygine (3 560 m n. m.).*

**Obr. 15:** *Graf průměrných měsíčních průtoků ( $Q_m$ ) řeky Ala Arča za období 1928–2015.*

**Obr. 16:** *Graf průměrných ročních průtoků ( $Q_r$ ) řeky Ala Arča za období 1928–2015 s vyznačením osy dlouhodobého trendu.*

**Obr. 17:** *Graf průměrných měsíčních teplot půdy v 10 cm pod povrchem – stanice Adygine (3 560 m n. m.).*

**Obr. 18:** *Přibližné vymezení povodí sledovaných řek.*

**Obr. 19:** *Graf závislosti nárůstu průměrného červencového průtoku ve srovnání s červnovým na celkové ploše zalednění vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).*

**Obr. 20:** *Graf závislosti nárůstu průměrného červencového specifického odtoku ve srovnání s červnovým na podílu kamenných ledovců na celkové ploše vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).*

**Obr. 21:** *Graf závislosti nárůstu průměrného červencového průtoku ve srovnání s červnovým na podílu kamenných ledovců na celkovém zalednění vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).*

## **Tabulky**

**Tabulka 1:** *Základní hydrologická charakteristika řeky Ala-Arča za období 1928–2015.*

**Tabulka 2:** *Základní charakteristika povodí 8 vybraných řek s výskytem kamenných ledovců na severní straně Kyrgyzského a Kungejského hřbetu.*

**Tabulka 3:** *Podíl kamenných ledovců na celkové ploše povodí a porovnání průtoků i specifických odtoků mezi červnem a červencem (průměry za roky 2000–2015).*



# 1 ÚVOD

Povrch naší planety je pokryt řadou více či méně známých geomorfologických tvarů, majících různý vzhled, původ i stáří. Ačkoli se týmy vědců z celého světa zabývají studiem a detailním popisem těchto tvarů již po několik desítek let, některé z nich jsou stále zahaleny mnohými nejasnostmi. Jedním z takových příkladů může být právě kamenný ledovec, jehož mechanismus vzniku, stejně jako jeho vnitřní hydrologické procesy, nejsou dosud zcela objasněny. Je však nezbytné se jejich studiem aktivně zabývat, jelikož jejich přítomnost ve vysokohorském prostředí ovlivňuje široké spektrum procesů od hydrologických či klimatických po enviromentální.

Díky skutečnosti, že jsou kamenné ledovce závislé na tvorbě a stabilitě sněhové pokrývky, jsou závislé na klimatických podmínkách prostředí, ve kterém se nacházejí (Brazier, Kirkbride, Owens 1998), a mohou být zasaženy dopadem současné změny globálního klimatu (Lugon, Stoffel 2010). Celosvětový nárůst teplot se zvyšuje spolu s nadmořskou výškou území (Pepin et al. 2015), což vede k rostoucímu významu zejména kamenných ledovců, které mají z hlediska předpokládaného budoucího vývoje výhodu oproti „klasickým“ ledovcům. Vděčí za to přítomné vrstvě sedimentů pokrývající jejich povrch, která je chrání před přímým působením slunečního záření. Tají tedy pomaleji, a budou tak čím dál podstatnějším zdrojem zejména kvalitní pitné vody v aridních vysokohorských oblastech (Giardino, Regmi, Vitek 2011).

Voda pocházející z proglaciálních geomorfologických tvarů, v tomto případě z ledovcovo-morénových komplexů, k nimž se řadí i zmiňované kamenné ledovce či ledovcové morény, hraje navíc zásadní roli jak v načasování, tak v množství odtoku z povodí (Brenning 2005). Ledovcovo-morénové komplexy představují značně propustné prostředí, skrz něž voda protéká. Slouží ale zároveň i jako významná zásobárna vody (Jones et al. 2018), díky čemuž mohou vyvažovat odtoky v suchém období roku v aridních vysokohorských oblastech (Croce, Milana 2002). Tento fakt platí obzvláště pro aridní oblasti Střední Asie, kde voda pocházející z tajících ledovců představuje 40 až 70 % celkového letního odtoku (Aizen, Aizen, Melack 1996).

Význam kamenných ledovců však není pouze v oblasti hydrologie. V neposlední řadě lze kamenné ledovce využít i při studiu historie klimatu. Na základě reliktních kamenných ledovců lze jednoznačně dokázat dřívější přítomnost permafrostu v daném území, a tudíž slouží jako teplotní indikátory při paleoklimatických rekonstrukcích (Haeberli 1985).

Není tedy pochyb o tom, že kamenné ledovce mají nezastupitelné místo ve fungování vysokohorských systémů i přilehlých oblastí, a v našem zájmu tak je, abychom co nejvíce zabránili jejich degradaci. Tímto směrem se vydala například Argentina, která v roce 2010 prosadila zákon o ochraně ledovců a kamenných ledovců (*National Glacier Law of Argentina*) jakožto perspektivních a důležitých vodních zásobáren (Jones et al. 2019). I přes svůj širokosáhlý význam jsou však kamenné ledovce dosud ve výzkumu značně upozaděny. Je tedy na čase začít se jim aktivně věnovat a pokusit se o co možná nejpodrobnější porozumění jejich vzniku, fungování i budoucímu vývoji.

## 1.1 Cíle práce

Cílem této práce je zjistit, zda, a jakým způsobem se kamenné ledovce podílejí na ovlivnění hydrologického režimu vodních toků. Předpokládá se přítomnost velkého objemu vody v podobě tzv. pohřbeného ledu uvnitř kamenných ledovců, odkud postupně odtává a ovlivňuje tím vodní toky ve svém okolí. Dále dochází k akumulaci protékající vody v dutinách uvnitř kamenných ledovců. Množství takto akumulované vody, může vést jak ke snížení, tak i ke zvýšení objemu odtoku v těchto tocích.

Rovněž, jak bylo zjištěno u kamenného ledovce Adygine (Falátková et al. 2020), dochází v prostorách kamenných ledovců k akumulaci značného objemu odtékající vody a jejímu postupnému odtoku. Proto je praktická část práce zaměřena na sledování zpoždění odtoku vlivem přítomnosti kamenných ledovců z dostupných dat průměrných měsíčních průtoků z osmi povodí Kyrgyzského a Kungejského hřbetu. Cílem práce je rovněž seznámení se s fyzickogeografickými podmínkami ve studované horské oblasti na příkladu povodí řeky Adygine, kde se předpokládá navazující detailní výzkum hydrologické bilance kamenného ledovce v rámci diplomové práce.

## 2 METODIKA

Bakalářská práce je rozdělena na dvě části. Literární rešerše provedená v rámci teoretické části se nejprve zaměřuje na definici kamenných ledovců, jejich typologii, genezi a stavbu. Následně je charakterizován odtok vody z kamenných ledovců se zaměřením na ovlivnění hydrologického režimu vodního toku protékajícího kamenným ledovcem. Tuto část doplňuje základní přehled o fyzickogeografických charakteristikách pohoří Ťan Šan a zájmové oblasti Adygine, ležící na severní straně Kyrgyzského hřbetu. Součástí této kapitoly je analýza dostupných dat z meteorologické stanice Adygine (Obr. 1), která je nainstalována ve výšce 3 560 m n. m. v oblasti koncové morény ledovce Adygine. Meteorologická stanice je provozována od 24. 7. 2017 KFGG a pravidelně odesílá naměřené hodnoty v 10minutových intervalech, avšak naměřené hodnoty doposavad nebyly analyzovány. Pro účely této práce byly využity hodnoty evidované od 1. 8. 2017 do 31. 3. 2021 (červenec roku 2017 byl z důvodu nekompletnosti vynechán). Současně byly v grafech vynechány srážkové úhrny naměřené během zimních měsíců (od října do března), jelikož meteorologická stanice nedisponuje vyhřívaným srážkoměrem schopným spolehlivě měřit sněhové srážky, které v této oblasti převládají. Ačkoli i v létě je podíl sněhových srážek znatelný, vlivem intenzivního slunečního záření je převážná většina zachycených srážek roztavena a člunkovým srážkoměrem zaznamenána. V chladných měsících roku s převažujícími zápornými teplotami však již k tání nedochází, a srážkoměr tak vykazuje minimální srážkové úhrny, které však z uvedených důvodů nejsou v souladu se skutečností a v grafu by tak mohly být zavádějící.



**Obr. 1:** Meteorologická stanice Adygine (3 560 m n. m.) provozovaná od července 2017 KFGG

Foto: K. Falátková

Předmětem praktické části práce je pak vyhodnocení dostupných hydrologických dat z povodí osmi řek, přítoků řeky Čuj, které mají ledovcovo-sněhový nebo sněhovo-ledovcový hydrologický režim a vyskytují se na jejich horních tocích relativně rozsáhlé moréno-ledovcové komplexy (kamenné ledovce), které ovlivňují režim odtoku. Závěrový profil vybraných částí povodí se nachází vždy nad kanálem ovlivňujícím jejich průtokový režim. Data pro zpracování této části byla poskytnuta Institutem vodnych problem, Biškek. Pomocí výpočtu základních odtokových charakteristik jsem se pokusila vysledovat zpoždění odtoku vlivem přítomnosti kamenných ledovců a porovnat mezi sebou sledované vodní toky. Pozornost byla věnována především nárůstu průměrného červencového průtoku v porovnání s průměrným červnovým průtokem, a dále také nárůst červencového specifického odtoku ve srovnání se specifickým odtokem červnovým.

### 3 KAMENNÝ LEDOVEC

Přestože o kamenných ledovcích píše již od 19. století řada vědců, mezi nimiž byli jako první například Steenstrup (1883), Rohn (1900) či Spencer (1900), samotný pojem „kamenný ledovec“ poprvé použil americký vědec Stephen Reid Capps v roce 1910 k popisu útvaru, který pozoroval ve Wrangellově pohoří na Aljašce (Wahrhaftig, Cox 1959). Ačkoli se autor ve svém článku věnoval pouze stručnému popisu odlišností kamenného ledovce od ledovce „klasického“ a nastínil mechanismus jejich pohybu, stala se právě tato publikace východí pro nespočet pozdějších studií (Stine 2012). Dosud zřejmě nejvýznamnější monografii „*Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*“ o kamenných ledovcích, z níž čerpá mimo jiné i tato práce, napsal německý autor Dietrich Barsch (1996).

Pohledy na definici samotného kamenného ledovce a jeho vzniku se dodnes v mnohých případech značně rozcházejí. Definice kamenného ledovce je stěžejní pro správné pochopení jejich fungování a významu. V praxi může být však jejich rozpoznání poněkud obtížné a nezřídka dochází k chybné záměně kamenného ledovce s útvary jako balvanový, někdy též kamenný proud či osypový kužel (Burger, Degenhardt, Giardino 1999).

Možných definic kamenného ledovce je tedy celá řada. Nejkomplexnější definici poskytují Barsch (1996) či Haeberli (1985), podle nichž se jedná o geomorfologický útvar lalokovitého či jazykovitého tvaru tvořený trvale zmrzlým, nekonsolidovaným, ledem nasyceným materiálem, pohybujícím se ze svahu v důsledku deformace uvnitř obsaženého ledu. Důkazem plouživého pohybu kamenného ledovce jsou hřbety a brázdy vyskytující se na jeho povrchu. Kamenný ledovec může mít mnoho podob, a to zejména v závislosti na charakteru okolního terénu a zdroji materiálu (Barsch 1996). Ukázkou možné podoby kamenného ledovce představuje Obr. 2, na němž je zachycen kamenný ledovec v zájmové oblasti údolí řeky Adygine.



*Obr. 2: Pohled na horní část kamenného ledovce v údolí řeky Adygine.*

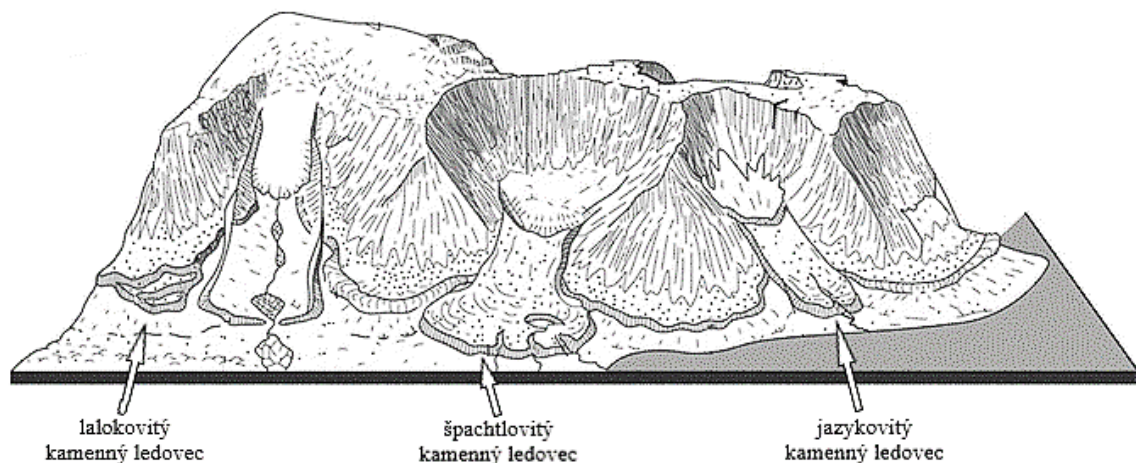
Foto: S. Yerokhin

### **3.1 Typologie kamenných ledovců**

Stejně jako v případě definice kamenného ledovce, existuje nespočet různých přístupů i ke klasifikaci kamenných ledovců. Nejčastěji měřenými charakteristikami, na jejichž základně autoři rozdělují kamenné ledovce do jednotlivých skupin, je délka, měřená ve směru pohybu, a šířka, měřená kolmo na směr pohybu kamenného ledovce, a zároveň mocnost a sklon čelního svahu (Martin, Whalley 1987). Lze samozřejmě měřit mnohem více parametrů, ať už jde o maximální mocnost kamenného ledovce, jeho celkovou rozlohu, orientaci vůči světovým stranám a podobně. Přesné určení těchto parametrů ovšem vyžaduje velice složité výzkumné metody a detailní podklady, které v současné době nejsou dostupné pro všechny oblasti světa. Další, velmi často zkoumanou vlastností je povrch kamenného ledovce, respektive jeho struktura. Zde se však jedná spíše o kvalitativní než kvantitativní hodnocení (Barsch 1996).

### 3.1.1 Klasifikace kamenných ledovců podle tvaru

Jeden z nejčastěji přijímaných a užívaných způsobů pohledu na problematiku klasifikace kamenných ledovců nabízejí autoři Wahrhaftig a Cox (1959). Ti ve své publikaci rozlišují typy kamenných ledovců v závislosti na jejich tvaru, který je výsledkem charakteristik reliéfu prostředí a způsobu přísunu materiálu do kamenného ledovce. Jak lze vidět na Obr. 3, jedná se především o *kamenný ledovec lalokovitěho tvaru (lobate rock glacier)* a *kamenný ledovec jazykovitého tvaru (tongue-shaped rock glacier)*<sup>1</sup>.



**Obr. 3:** Schéma klasifikace kamenných ledovců na základě jejich tvaru dle Wahrhaftiga a Coxe (1959).

Zdroj: převzato z Humlum (1982), vlastní úprava

Hlavním parametrem, na základě kterého se tvary kamenných ledovců rozlišují, je poměr délky a šířky daného kamenného ledovce. Jak je patrné i z Obr. 3, u prvního ze zmíněných typů, tedy laločovitěho kamenného ledovce, je poměr mezi jeho délkou a šířkou zpravidla menší než 1, případně roven 1. Celková délka těchto ledovců bývá podstatně kratší než u druhého případu – obvykle se pohybuje v řádech desítek až stovek metrů. Oproti tomu jazyčovitě kamenné ledovce bývají delší než širší, tedy poměr jejich délky a šířky je větší než 1 a dosahují délky od stovek metrů po několik kilometrů (Martin, Whalley 1987; Humlum 1982). Poměr délky a šířky kamenných ledovců však není jediným parametrem, který definuje tyto kategorie.

<sup>1</sup> Zavedená anglická terminologie kamenných ledovců nemá přesné české ekvivalenty. Užívané výrazy pro jednotlivé typy kamenných ledovců jsou tudíž pouze doslovné překlady anglických názvů.

Pro každý typ kamenného ledovce je také charakteristický způsob jeho vzniku (viz kapitola 3.2.1). Zatímco kamenný ledovec lalokovitého typu může být tvořen jedním či více laloky sestupujícími po úpatí strmého svahu ve formě osypů, vznik jazykovitého typu kamenných ledovců bývá spojován s přítomností ledovce a probíhá zpravidla uvnitř karu, odkud může následně vystupovat (Martin, Whalley 1987).

Z Obr. 3 dále plyne, že Wahrhaftig a Cox (1959) rozlišují ještě třetí skupinu, kterou představuje *kamenný ledovec špachtlovitého tvaru (spatulate rock glacier)*, někdy též nazývaný „*piedmont rock glacier*“ (Humlum 1982). K formaci tohoto typu kamenných ledovců dochází v okamžiku, kdy kamenný ledovec jazykovitého typu vystupuje z úzkého visutého či bočního údolí do širšího hlavního údolí, kde dochází k jeho přirozenému bočnímu rozšiřování (Martin, Whalley 1987). Barsch (1996) však v tomto případě namítá, že by se nemělo jednat o samostatnou kategorii, nýbrž o specifický případ jazykovitého kamenného ledovce, který se ve své dolní části výrazně rozšiřuje do stran. Šířka čela kamenného ledovce tedy bývá v tomto případě několikanásobně větší než v jeho počátečním místě, nicméně na základě jeho dalších charakteristik se stále jedná o kamenný ledovec jazykovitého tvaru.

Jelikož je klasifikace kamenných ledovců na základě jejich tvaru často spekulativní záležitostí, Barsch (1996) k této problematice dodává, že mnohem vhodnější je vyčlenění kategorie *komplexní kamenné ledovce*. Tato kategorie pak souhrnně označuje kamenné ledovce tvořené seskupením většího množství kamenných ledovců různého stáří, původu či složení, které lze jen velmi problematicky jednotlivě popsat a přiřadit ke konkrétnímu tvaru.

### **3.1.2 Klasifikace podle pohybu a obsahu ledu**

Další možný pohled na klasifikaci kamenných ledovců na základě jejich pohybu prezentují (Jones et al. 2019), kteří uvádí, že u tzv. *aktivního kamenného ledovce* zaznamenáváme pohyby o rychlosti řádově od centimetrů po několik decimetrů za rok. V extrémních případech se můžeme setkat s rychlostmi dokonce až několik metrů za rok (Kääb 2008). Přejít mezi aktivním kamenným ledovcem a okolním terénem je velice výrazný. Představuje strmé boční i čelní svahy dosahující výšky až několik desítek metrů se sklony většími než 30–35°. Mikrorelief povrchu je též velmi výrazný – jsou zde dobře viditelné hřbety a rýhy, které vypovídají o jeho pohybu. Díky značné dynamice aktivního



kamenného ledovce je však povrch čelních svahů typicky bez přítomnosti vegetace (Jones et al. 2019).

Druhým typem v této klasifikaci je tzv. *neaktivní kamenný ledovec*, který obsahuje pouze zbytky ledu a nevykazuje již žádný pohyb (Barsch 1996; Jones et al. 2019). Oproti aktivnímu kamennému ledovci je sklon čelních svahů mírnější a povrch výrazně jemnější, což znamená, že má méně znatelné hřbety a rýhy a může být také z větší části pokryt vegetací (Martin, Whalley 1987). Neaktivitu kamenných ledovců lze přičítat dvěma důvodům. Prvním případem je neaktivita způsobená klimaticky, kdy uvnitř kamenného ledovce dochází k tání zbytků ledu. Kamenný ledovec tak obsahuje pouze zbytky zmrzlého materiálu, které v tomto množství k jeho pohybu nestačí. Naproti tomu stojí případ, kdy přestože se kamenný ledovec nachází v oblasti permafrostu a z klimatického hlediska má tedy ideální podmínky pro aktivitu, je již příliš vzdálen od své zdrojové oblasti, a kvůli nedostatečnému přísunu materiálu tudíž není z fyzikálního hlediska dále schopen pohybu (Barsch 1996).

Přestože se může zdát, že jsou tyto dva typy na první pohled jednoznačně odlišitelné, ve skutečnosti může být jejich rozpoznání velice komplikované, zejména pak pokud jde o určování na základě leteckých fotografií, což je při studiu kamenných ledovců hojně využívaná metoda (Jones et al. 2019; Harrison, Whalley, Anderson 2008). Z tohoto důvodu byl zaveden termín *nedotčený kamenný ledovec*, který souhrnně označuje oba tyto typy, tedy aktivní i neaktivní kamenné ledovce. Naproti tomu stojí termín *reliktní kamenný ledovec*, někdy označován též jako *fosilní*, v němž již veškerý, dříve přítomný led roztál, a tento typ kamenného ledovce tedy již neobsahuje žádný zmrzlý materiál (Barsch 1996). Jedná se tak pouze o pozůstatky původního plnohodnotného kamenného ledovce bez současných známek pohybu. Svahy těchto kamenných ledovců mají mírnější sklony, tedy menší než 30° a je pro ně typický téměř hladký povrch s hojným výskytem vegetace (Jones et al. 2019).

### 3.1.3 Další způsoby klasifikace

Jedním z mnoha dalších způsobů pohledu na klasifikaci kamenných ledovců je zaměření se na jejich vnitřní stavbu, respektive převažující materiál. Tento přístup popisují ve své práci autoři Giardino, Regmi a Vitek (2011), kteří takto rozlišují dva typy kamenných ledovců. V prvním případě uvnitř kamenného ledovce převládá nahromaděný horninový materiál různé velikosti (od balvanů po písek) stmelený ledem vyplňujícím prostory mezi těmito horninovými úlomky. Druhým typem je kamenný ledovec, jehož základ tvoří celistvá masa ledu, a na povrchu se nachází souvislá vrstva kamenných úlomků, která tento ledový základ překrývá. Tato klasifikace odpovídá rozdělení vzniku kamenných ledovců na permafrostový a ledovcový původ, viz dále kapitola 3.2.2.

V neposlední řadě lze kamenné ledovce klasifikovat dle zdrojové oblasti jejich materiálu, a to na kamenné ledovce osypové, vycházející z osypových kuželů a suťové, jejichž materiál pochází z ledovcových morén. Tímto tématem se detailněji zabývá kapitola 3.2.1.

## 3.2 Geneze kamenných ledovců

Stejně jako je tomu v případě ostatních geomorfologických útvarů, i pro vznik kamenného ledovce jsou nezbytné určité podmínky. Barsch (1996) tyto podmínky shrnuje do tří bodů. Uvádí, že jednu z hlavních rolí v tomto ohledu hraje klima. Jelikož se jedná o útvar vázaný na glaciální či periglaciální prostředí, k jeho vzniku dochází zásadně v horských pásmech pokrytých nesouvislou vrstvou permafrostu. Pojem permafrost zahrnuje trvale zmrzlou vrstvu hornin a půd zemské kůry a lze o něm hovořit za situace, kdy teplota v daném prostředí nepřesahuje po dobu 2 a více let hodnotu 0 °C (Demek 1987; Allan, Bruk, Rantsman 2019).

Druhou důležitou podmínkou pro vznik kamenných ledovců je dostatečné množství materiálu budujícího jejich základ. Stěžejní roli tedy hraje i mocnost této, ledem nasycené směsi úlomků hornin (Whalley, Martin 1992). Samotné první dvě podmínky však ještě neumožňují vznik kamenného ledovce. Dalším nezbytným předpokladem je vhodnost reliéfu. Musí se jednat o území s dostatečným sklonem, aby byl materiálu umožněn pohyb ze svahu dolů (Barsch 1996).

### 3.2.1 Rozdílná geneze kamenných ledovců v závislosti na zdrojové oblasti

Jedním ze základních stavebních prvků kamenných ledovců jsou úlomky hornin a ledu. Oba tyto elementy se mohou do kamenných ledovců dostat přímo díky svahovým procesům, jako je například sesuv, skalní řízení a kamenná či sněhová lavina, nebo díky procesům ledovcovým. Další možností je základ kamenného ledovce pocházející z glaciálních a periglaciálních útvarů, které se působením různých činitelů později staly součástí kamenného ledovce (Luckman, Crockett 1978).

Jak ve své práci zmiňuje Barsch (1996), geneze kamenných ledovců se zpravidla dělí na dva rozdílné mechanismy. Prvním případem je *osypový kamenný ledovec* (*talus rockglacier*) plynule navazující na osypový kužel na úpatí skalní stěny. Rostoucí množství takto nahromaděné kamenné suti zvyšuje tlak na spodní část osypu. Neustále se zvyšující tlak následně přesahuje kritickou mez a ledem nasycená směs úlomků hornin z bazální části osypu se začíná pohybovat směrem ze svahu. Jedná se o plouživý pohyb vyvolaný plastickou deformací ledem přesyceného materiálu v bazální části osypu. Demek (1987, s. 203) definuje ploužení neboli creep jako „pomalé tečení hmoty, kdy napětí v hornině nebo zemině nepřekročí mez pevnosti, ale přesto dochází k deformacím“. Zpravidla jde o velmi pomalý a dlouhodobý gravitační svahový proces vedoucí ke vzniku osypového kamenného ledovce, který následně, vlivem neustálého přísunu nového materiálu, postupně zvětšuje své rozměry. Rychlost celého tohoto procesu závisí na okolních podmínkách, tedy topografii reliéfu a množství ledu uvnitř pohybujícího se materiálu (Wahrhaftig, Cox 1959). Osypový kamenný ledovec se vyskytuje nejčastěji v oblastech nesouvislého horského permafrostu a materiál tvořící tento typ kamenného ledovce pochází z přilehlých skalních stěn, odkud byl uvolněn následkem mrazového zvětrávání či jiných procesů (Wahrhaftig, Cox 1959; Barsch 1996). Dle klasifikace kamenných ledovců z kapitoly 3.1.1, osypový kamenný ledovec odpovídá kamennému ledovci lalokovitého tvaru.

Jelikož však přísun nového materiálu z osypových kuželů může být přerušen či není dostatečně intenzivní vzhledem k rychlosti, jakou se kamenný ledovec pohybuje, může dojít k přerušení vazby mezi kamenným ledovcem a osypem jakožto zásadním zdrojem materiálu pro kamenný ledovec. To může v konečném důsledku vést až k přechodu aktivního kamenného ledovce v neaktivní či dokonce reliktní (Barsch 1996).

Druhým typem je *suťový kamenný ledovec (debris rockglacier)* vycházející z koncových morén (většinou) menších ledovců (Humlum 1982). Jedná se o kamenný ledovec ledovcového původu, k jehož vzniku dochází následkem tlakového působení ledovce na čelní morénu. Ta je, stejně jako tomu je v případě osypového kamenného ledovce, přesycena ledem, a tak vlivem tlaku ledovce opět dochází k uvedení materiálu do pohybu. Materiál tohoto typu kamenného ledovce je tvořen ledovcovým nevytříděným sedimentem neboli tillem pocházejícím z přilehlé ledovcové morény (Barsch 1996). Suťový kamenný ledovec odpovídá svým tvarem výše popsanému jazykovitému typu kamenných ledovců (viz kapitola 3.1.1).

### 3.2.2 Modely interpretující původ kamenných ledovců

Obdobou klasifikace kamenných ledovců na základě zdroje jejich materiálu je vytvoření modelů odlišující vznik kamenných ledovců v ledovcovém a neledovcovém prostředí. V tomto ohledu se setkáváme se dvěma velmi rozdílnými názory, kterým se ve své práci věnuje například Berthling (2011).

Prvním možným přístupem je takzvaný permafrostový model, který zastávají například Wilfried Haeberli (1985) či Dietrich Barsch (1996) a vychází ze slavné publikace Wahrhaftiga a Coxe (1959). Tento model vysvětluje vznik kamenného ledovce sestupným plouživým pohybem permafrostu. Kamenný ledovec tohoto typu je pak tvořen ledem nasyceným horninovým materiálem – jedná se o směs úlomků hornin, jejíž mezery jsou vyplněny ledem, případně se uvnitř směsi nachází ledové čočky. Tento led, ať už v jakékoli podobě, se do kamenného ledovce dostává hned několika možnými způsoby. Může se jednat o změnu skupenství, tedy led vzniklý zmrznutím dešťových srážek či tavné vody prosakující skrz kamenný ledovec nebo případně zmrznutím podzemní vody. Další možností je přítomnost pohřbeného sněhu či ledu (Burger, Degenhardt, Giardino 1999). Jelikož u tohoto způsobu geneze kamenných ledovců není přímo nezbytná přítomnost ledovce, užívá se pro něj označení jako kamenný ledovec periglaciálního či permafrostového původu (Haeberli 1985).

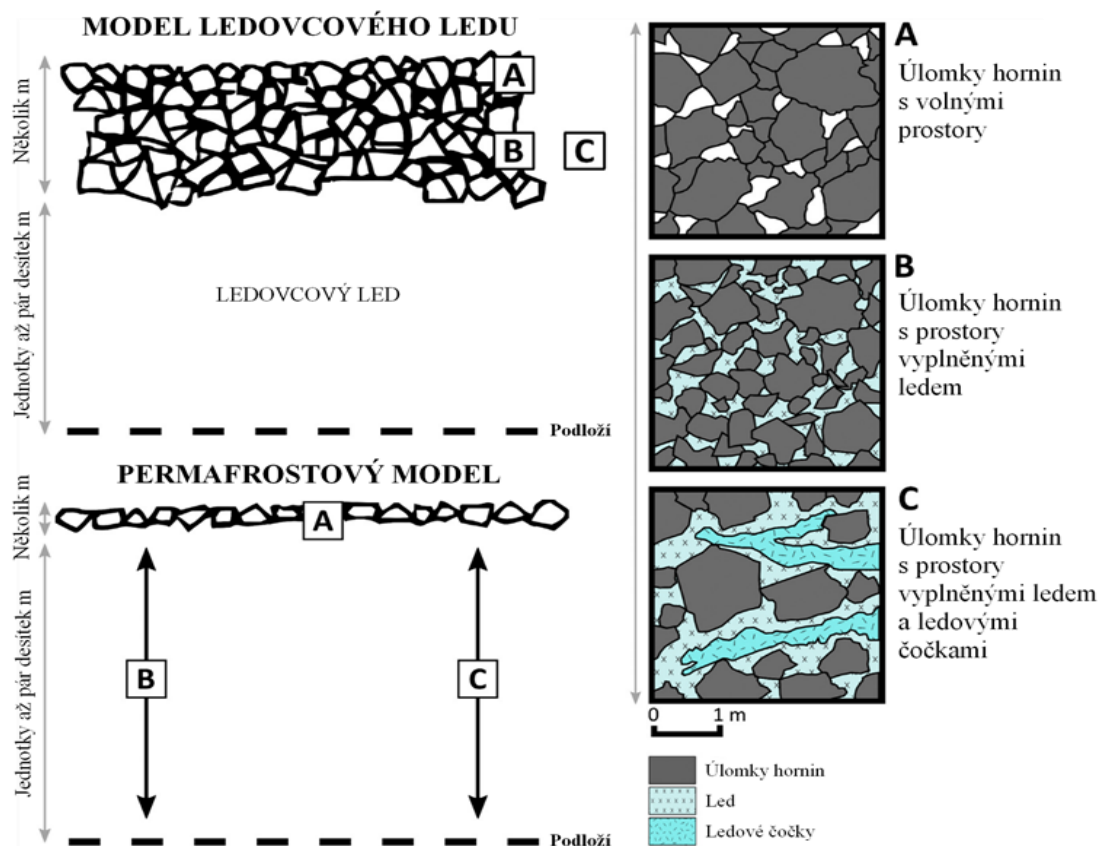
Tento způsob vzniku kamenného ledovce odpovídá procesu vzniku kamenných ledovců z osypových kuželů popsanému v předchozí kapitole (3.2.1). Lze se proto setkat s ekvivalentními názvy jako osypový kamenný ledovec (Humlum 1996) či ledem stmelovaný kamenný ledovec (Wayne 1981). Zastánci této teorie sice připouštějí možnost

obsahu ledovcového ledu uvnitř kamenného ledovce, avšak namítají, že i v tomto případě je pro vznik a dlouhodobou existenci kamenného ledovce nutná přítomnost permafrostu. Ze strany odpůrců je tomuto přístupu však vytýkáno, že nerozlišuje kamenné ledovce jako takové od ledovců překrytých horninovými úlomky (Berthling 2011).

Naproti tomuto přístupu stojí názor, že kamenný ledovec vzniká též jakožto pozůstatek „klasického“ ledovce. Tuto teorii označuje termín *model ledovcového jádra*, který představuje kamenný ledovec jako útvar tvořený tenkou vrstvou ledovcového ledu překrytou souvislou vrstvou kamenných úlomků. Vrstva ledovcového ledu uvnitř těchto kamenných ledovců bývá zpravidla tenčí než 50 metrů (Whalley, Martin 1992) a na ní přiléhající vrstva kamenných úlomků funguje jako izolátor ledovcového ledu uvnitř, který je tak touto vrstvou v podstatě zakonzervován (Jones et al. 2019). Zde je způsob geneze shodný s výše popsanou genezí suťového kamenného ledovce vycházejícího z ledovcových morén (viz kapitola 3.2.1). Stejně jako u předchozího případu, i pro tento kamenný ledovec nalezneme v literatuře různé označení – suťový kamenný ledovec (Barsch 1996), kamenný ledovec s ledovcovým jádrem (Potter 1972) či kamenný ledovec morénového (Harrison, Whalley, Anderson 2008), případně ledovcového (Humlum 1996) původu. Mezi příznivce této teorie jsou řazeni autoři jako Ole Humlum (1988), Samuel Outcalt a James Benedict (1965) či Sidney White (1976), kteří v rámci svých výzkumů potvrdili ledovcový původ studovaných kamenných ledovců. Někteří autoři dokonce popírají možnost vzniku kamenných ledovců na základě permafrostového modelu, jelikož, dle jejich názoru, neexistuje dostatečné množství důkazů o možnosti takového způsobu vzniku a navíc uvádí, že uvnitř osypu se nevytvoří tak vysoké množství ledu, aby umožnilo jeho pohyb (Berthling 2011).

Autoři Martin a Whalley (1992) navíc k těmto dvěma modelům přidávají ještě třetí, kterým je *model skalního řízení*, vysvětlující vznik kamenných ledovců jako důsledek rychlých snahových procesů, nejčastěji právě skalního řízení či kamenných lavin. Tento přístup však není mezi ostatními autory příliš rozšířen, a tudíž není v této práci blíže specifikován.

Obrázek 4 představuje zjednodušené schéma znázorňující zmíněné způsoby vzniku kamenných ledovců. V levé horní části je zobrazen tzv. *model ledovcového jádra*, tedy kamenný ledovec glaciálního původu. Schéma v levé dolní části obrázku pak představuje neledovcový způsob vzniku kamenného ledovce, tedy tzv. *permafrostový model*. Za pozornost jistě stojí rozložení jednotlivých vrstev. V prvním případě kamenný ledovec ledovcového původu tvoří spodní, poměrně tenká vrstva ledovcového ledu a na ní ležící vrstva kamenných úlomků, která je podstatně mocnější. V rámci svrchní vrstvy je zjevný trend úbytku ledu, tedy že prostory mezi jednotlivými úlomky v horninové vrstvě těsně přiléhající k ledovcovému jádru jsou vyplněna ledem (vrstva B a C), zatímco nejsvrchnější vrstvu tvoří již pouze samotné ostrohranné úlomky hornin (vrstva A). U permafrostového modelu je situace rozdílná. Nejsvrchnější vrstva (A) je opět bez ledu, avšak je v poměru ke spodní části výrazně tenčí, než tomu bylo v předchozím případě. Pod ní se již nenachází ledovcový led, nýbrž směs úlomků hornin a ledu (vrstva B či C). Názorná podoba jednotlivých vrstev (A, B, C) je pak zobrazena v pravé části obrázku.



**Obr. 4:** Základní schéma nejčastěji používaných modelů vysvětlujících princip vzniku kamenných ledovců.

Zdroj: převzato z Jones et al. (2019), vlastní úprava

Nelze však v tomto ohledu opomenout fakt, že základ pro studium geneze kamenných ledovců poskytují ve většině případů starší a již dobře vyvinuté kamenné ledovce (Jones et al. 2019). Někteří autoři ale zjistili, že existují i případy méně vyvinutých kamenných ledovců, které lze považovat za přechodné stádium mezi ledovcem pokrytým horninovými úlomky a kamenným ledovcem. Příklady autorů, kteří se během svých výzkumů setkali s takovýmto typem transformace ledovce v kamenný ledovec mohou být Shroder et al. (2000) či Monnier a Kinnard (2015). Jones et al. (2019) však v tomto případě poznamenávají, že je důležité zabývat se i těmito, neúplně vyvinutými formami kamenných ledovců, abychom mohli lépe porozumět vývoji kamenných ledovců.

### **3.3 Stavba kamenného ledovce**

Kamenný ledovec je tvořen směsí hrubě vytríděných ostrohranných úlomků hornin stmelenu pomocí pohřbeného ledu či celistvých mas ledu (Martin, Whalley 1987). Povrch kamenného ledovce v povodí Adygine tvoří zejména větší úlomky balvanů tvořených granitem či granodioritem (Falátková et al. 2020). Kromě úlomků hornin a ledu kamenné ledovce obvykle obsahují ještě určité množství písku či prachu. V případě přítomnosti většího množství písečných a prachových částic je možný sporadický, někdy až velmi hojný výskyt vegetace na jejich povrchu (Obr. 5) (Wahrhaftig, Cox 1959). Přítomnost vegetace však úzce souvisí nejen s vnitřním složením kamenného ledovce, ale i s jeho dynamikou. Pokud se totiž jedná o aktivní kamenný ledovec, je množství vegetace na povrchu vlivem jeho pohybu značně omezené. Naopak v případě neaktivního či reliktního typu kamenného ledovce je umožněn dlouhodobý rozvoj vegetace (Jones et al. 2019). Obrázek 5 reprezentuje ukázkou alpského typu vegetace vyskytující se na povrchu kamenného ledovce ve zkoumané oblasti údolí Adygine, rozvinuté díky lokálnímu výskytu pískových zrn a štěrku.



**Obr. 5:** *Alpínská vegetace na kamenném ledovci v údolí Adygine.*

Foto: M. Šobr

### **3.3.1 Vnější stavba**

Povrch kamenného ledovce je charakteristický především svým vzhledem (Obr. 6) – tvoří soustavu hřbetů a rýh pravidelně uspořádaných zpravidla ve směru či kolmo na směr pohybu kamenného ledovce (Haeberli et al. 2006). V rámci svého přirozeného gravitačního plouživého pohybu, který je způsoben plastickou deformací vnitřního ledu (Burger, Degenhardt, Giardino 1999), s sebou kamenný ledovec navíc unáší velké množství sedimentů (Kummert, Delaloye 2018).





**Obr. 6:** *Povrch kamenného ledovce v údolí Adygine je velmi členitý, vyskytují se zde četná malá jezírka, která jsou dotována převážně srážkovou vodou a tajícím sněhem.*

Foto: M. Šobr

Výrazné zaoblené hřbety na povrchu kamenných ledovců, od sebe vzdálené řádově až několik metrů, jsou oddělené brázdami tvarovanými do písmene V. Relativní výškové rozdíly mezi hřbety a brázdami činí zpravidla několik desítek centimetrů až jednotky metrů (Wahrhaftig, Cox 1959). V případě kamenných ledovců v oblasti Aljašských hor, kde vedli svůj výzkum Wahrhaftig a Cox (1959), se toto rozpětí pohybovalo od 90 cm do 6 m. Existují však extrémnější případy, jako například kamenný ledovec Gigli ve Švýcarských Alpách, kde jednotlivé hřbety na povrchu dosahují rozměrů až několik desítek metrů (Barsch 1996). Na druhou stranu, jak je patrné z Obr. 2 a 6, ne vždy musí být povrch kamenného ledovce takto členitý, či může být pokryt i jinými nepravidelnými útvary, jako například malými jezírky.

### **3.3.2 Vnitřní diference**

Josef Romaradzki (1951) upřesňuje, že stavbu kamenného ledovce lze z hlediska materiálového složení rozdělit do dvou vrstev. Svrchní vrstva je tvořena z velké části balvany či většími hrubozrnnými úlomky hornin, zatímco spodní neboli vnitřní vrstvě, dominuje spíše jemnozrnný materiál. V literatuře se lze setkat s ekvivalentními názvy těchto vrstev, a to plášť (svrchní část) a jádro (vnitřní část) (Barsch 1996).

Obdobné rozdělení je možné z hlediska teplotního režimu jednotlivých vrstev. Obecně platí, že kamenný ledovec je tvořen vnější, periodicky zamrzající vrstvou úlomků hornin, též označovanou jako tzv. *aktivní vrstva kamenného ledovce*. Tato aktivní vrstva překrývá vrstvu spodní, kterou zpravidla tvoří ledem nasycené úlomky hornin či samotný led (Berthling 2011). Aktivní vrstva tedy může v letních měsících částečně rozmrazat, zatímco vnitřní část kamenného ledovce je trvale zmrzlá, z čehož je evidentní, že je aktivní vrstva kamenného ledovce přímo závislá na vnější teplotě a její mocnost lze považovat za indikátor teplotních podmínek v okolí sledovaného kamenného ledovce. Zároveň je pravděpodobné že předpokládané oteplování klimatu nejspíše zvýšení mocnosti aktivních vrstev kamenných ledovců (Barsch 1996).

Výzkumy dále prokázaly, že mocnost aktivní vrstvy roste směrem k čelu kamenného ledovce, kde v průměru dosahuje 3–5 metrů. Patrný je ale také rozdíl v mocnosti mezi jednotlivými hřbety a brázdami. Zatímco hřbety mají typicky značnou mocnost aktivní vrstvy, v případě brázd tato vrstva naopak téměř chybí, což může být, dle Barsche (1996), pravděpodobně způsobeno dlouhotrvající až permanentní sněhovou pokrývkou v těchto sníženinách.

Rozměry kamenných ledovců mohou být značně rozmanité (Martin, Whalley 1987). Liší se v závislosti na jejich tvaru (a tedy způsobu geneze) i stupni vývoje, avšak obvykle dosahují délky i šířky několika desítek až stovek metrů (Humlum 1982). Pokrývají tedy zpravidla plochu o velikosti několika hektarů a jejich čelní svahy bývají velmi vysoké. Nejčastěji vyčnívají minimálně o 10–20 m nad okolním terénem, existují však i případy, kdy čelní svah převyšuje terén o více než 100 m (Barsch 1996). Úhel sklonu čelních svahů pak závisí na typu kamenného ledovce, respektive na jeho aktivitě (Jones et al. 2019).

### **3.4 Hydrologie kamenných ledovců**

Jak bylo již v úvodu zmíněno, kamenné ledovce představují velmi významnou zásobárnu vody v semiaridních a aridních vysokohorských regionech, a to jak z dlouhodobého, tak i z krátkodobého hlediska (Jones et al. 2019). Burger, Degenhardt, Giardino (1999) uvádí, že stěžejní role kamenných ledovců spočívá právě v dlouhodobém uchování vody ve formě pohřbených ledů, sezónním zadržování a uvolňování vody i rozdílné interakci mezi kamenným ledovcem a vodou jím procházející.

Vnitřní vrstva kamenného ledovce je oddělena od okolního prostředí izolační vrstvou sedimentů souvisle pokrývající povrch kamenného ledovce. Teplotní režim uvnitř kamenného ledovce tedy přímo nekoresponduje s vnějšími teplotními podmínkami, což se nejvýrazněji projevuje právě v letních měsících, kdy je působení dopadajícího slunečního záření nejintenzivnější, a tudíž se v tomto období nejvíce projeví izolační funkce aktivní vrstvy kamenného ledovce. Díky tomu je tání ledu uvnitř kamenného ledovce značně zpomalené a lze tak kamenné ledovce z dlouhodobého hlediska považovat za relativně stabilní zásobárny vody ve vysokohorských aridních a semiaridních regionech (Millar, Westfall, Delany 2013). Přítomnost kamenných ledovců ve vysokých pohořích tedy přímo ovlivňuje množství a charakteristiku odtoku v tamních povodích (Brenning 2005; Jones et al. 2019).

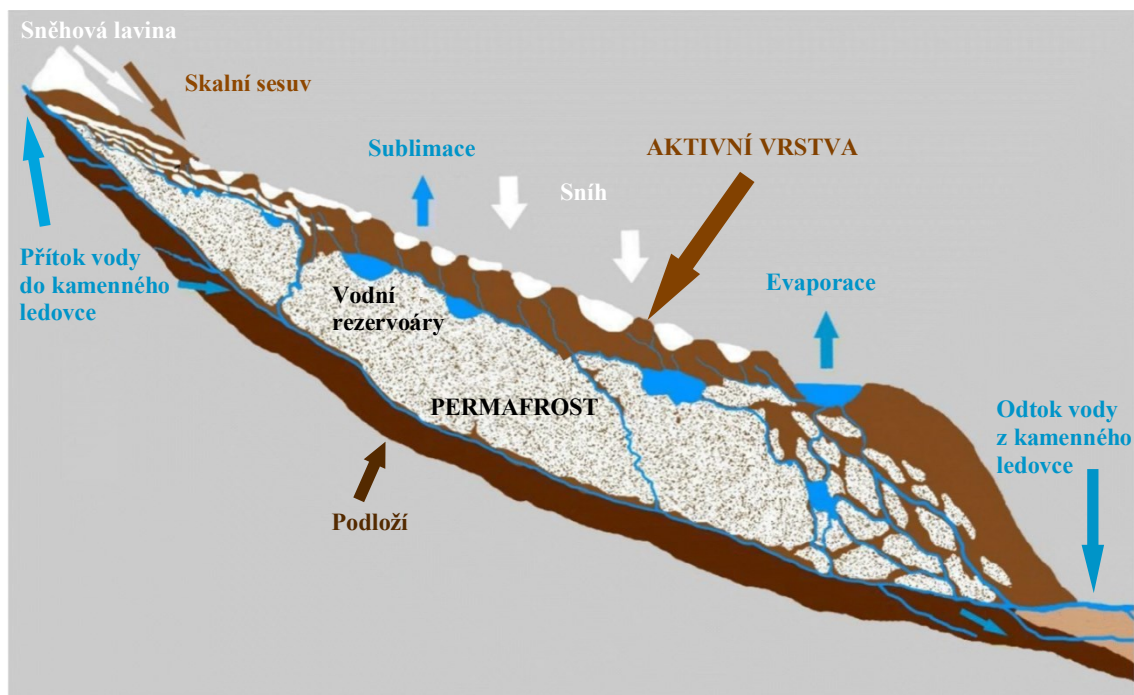
Navzdory prokázanému významu kamenných ledovců jakožto dlouhodobých zásobáren vody, pouze malá část vědců své výzkumy zaměřila na studium zapojení kamenných ledovců do hydrologického cyklu (Jones et al. 2019; Burger, Degenhardt, Giardino 1999). Takovým příkladem mohou být autoři (Jones et al. 2018), kteří cílili svůj výzkum na studium hydrologického významu kamenných ledovců, během něhož vytvořili souhrnnou databázi obsahující data o více než 73 000 kamenných ledovcích napříč téměř celým světem. Na základě této databáze, která je volně dostupná online, se jim dále jako prvním podařilo stanovit odhad celosvětové vodní hodnoty kamenných ledovců na 83,72 Gt s možnou odchylkou  $\pm 16,74$  Gt. Pro určení této hodnoty se obvykle vychází z předpokladu, že obsah ledu v kamenném ledovci se pohybuje přibližně od 40 do 60 %, tedy průměrně okolo 50 % (Azócar, Brenning 2010) a hustota ledu je stanovena na 0,8 až 0,9 g/cm<sup>3</sup> (Brenning 2005; Jones et al. 2018).

### 3.4.1 Průtok vody kamenným ledovcem

Hydrologická bilance kamenných ledovců je tvořena několika vstupy i výstupy, jejichž příklady lze vidět na Obr. 7. Hlavní vstupy představují zejména srážky sněhové i dešťové, a to buď přímé, nebo prostřednictvím stékající srážkové vody z přilehlých svahů. Dalšími možnými vstupy jsou pak poněkud méně pravidelné laviny či případným zdrojem může být také podzemní voda. Na druhé straně této bilance stojí výstupy vody, které může představovat povrchový i podpovrchový odtok, však vody do podloží, sublimace či evaporace. V neposlední řadě tuto bilanci ovlivňuje také množství vody po určitou dobu uchované uvnitř kamenného ledovce (Giardino, Vitek, DeMorett 1992). Pohyb vody uvnitř kamenného ledovce je velice komplexní záležitost, poněvadž existuje celá řada faktorů, které ho ovlivňují a průtok vody kamenným ledovcem je tedy velmi specifický pro každý kamenný ledovec (Burger, Degenhardt, Giardino 1999). Obvykle lze hovořit o dvou cestách, kterými může voda skrz kamenný ledovec proudit. První vede těsně pod povrchem kamenného ledovce, tedy nad vrstvou permafrostu, druhá naopak pod vrstvou permafrostu, tedy těsně nad nepropustným podložím. Permafrost zde představuje nepropustné médium zabraňující průchodu vody mezi těmito dvěma vrstvami (Giardino, Vitek, DeMorett 1992).

Přestože průtok vody kamenným ledovcem je velmi specifickou záležitostí pro každý kamenný ledovec a velice záleží na rozložení a propustnosti jednotlivých vrstev (Winkler et al. 2016), názorná ukázka možné průtokové cesty kamenným ledovcem permafrostového původu je schematicky vyobrazena na Obr. 7. Jako vodní vstup je zde uveden povrchový přítok i prosakující podzemní voda. Současně zde můžeme spatřit příklady vstupů materiálu na povrch kamenného ledovce v podobě sněhových lavin či skalních sesuvů. Přestože v případě vydatnějších srážek část srážkové vody teče přímo po povrchu kamenného ledovce, za standardních okolností je pro kamenný ledovec typické, že voda proudí cestami uvnitř kamenného ledovce, a teprve až v místě konce kamenného ledovce voda vystupuje zpět na povrch, kde dává vzniknout povrchovým vodním tokům. Tato situace je patrná i v případě kamenného ledovce v údolí řeky Adygine (Obr. 2), kde se tavné ledovcové vody po výtoku z velkého jezera zanořují do materiálu kamenného ledovce a tečou podzemní cestou. V místě výstupu vody na povrch pramení řeka Adygine, jejíž průtokový režim je tudíž velice závislý na proudění vody skrz kamenný ledovec.

Dále je z Obr. 7 evidentní, že k výstupu vody z kamenného ledovce nedochází vždy pouze prostřednictvím povrchového nebo podpovrchového odtoku. Důležitou roli zde hraje i evaporace či sublimace přímo z povrchu kamenného ledovce. V neposlední řadě jsou v obrázku viditelné vodní rezervoáry, které fungují jako již zmíněné zásobárny vody, v nichž se voda po určitý čas zdržuje a až poté postupně odtéká mimo kamenný ledovec. Zadržování a následné uvolňování vody těmito rezervoáry hraje významnou roli zejména v období snížených průtoků řek vystupujících z kamenných ledovců.



**Obr. 7:** Schéma průtoku vody kamenným ledovcem. Zde se jedná o kamenný ledovec permafrostového původu. Obdobný průběh vodních cest kamenným ledovcem však může platit i pro kamenný ledovec s ledovcovým jádrem.

Zdroj: převzato z Schaffer et al. (2019), vlastní úprava

Na příkladu kamenného ledovce v údolí Adygine studovali Falátková et al. (2020) rychlost průtoku vody kamenným ledovcem. Rychlost průtoku vody byla určena pomocí kontrastní látky (fluorescein), která byla vpuštěna do jezera, odkud voda odtéká podzemní cestou do kamenného ledovce, kde po 3 200 metrech opět vyvěrá na povrch. Následně byly měřeny koncentrace látky v místě výstupu vody z kamenného ledovce do koryta řeky Adygine. První známky výstupu kontrastní látky do koryta byly sledovány 10,5 hodiny po infiltraci do jezera a přítomnost fluoresceinu, ač ve výrazně menší koncentraci, byla zaznamenávána ještě po dobu následujících přibližně 30 hodin. Celková naměřená koncentrace látky v řece byla však v porovnání s původní velice malá (pouze 0,03 %), což poukazuje na zadržování tavné ledovcové vody proudící kamenným

ledovcem. Výsledkem tedy byla zjištěná relativně vysoká rychlost průtoku vody kamenným ledovcem (0,085 m/s), ale zároveň velké množství absorbované vody materiálem uvnitř kamenného ledovce, která pravděpodobně do koryta řeky dotече o několik hodin až měsíců později.

Podobné pokusy odhalily rychlosti průtoků vody skrz kamenný ledovec v rozmezí 0,0002 – 0,09 m/s (Caballero et al. 2002; Krainer, Mostler 2002; Buchli et al. 2013). Jedná o relativně významné rozdíly, které dokazují, že průtok jednotlivými kamennými ledovci je velice odlišný a závisí na mnoha faktorech ovlivňujících vnitřní strukturu kamenných ledovců (Falátková et al. 2020).

Zároveň je však velmi důležité poznamenat, že pro správné pochopení významu kamenného ledovce v hydrologickém cyklu je opět nutné odlišit kamenný ledovec v pravém slova smyslu od ledovce překrytého vrstvou sedimentů. V opačném případě může tato nedůslednost vést ke zveličení hydrologického významu kamenných ledovců. Existuje řada vlastností, na základě kterých lze tyto dva případy rozlišit – konkrétně jde zejména o jejich pohybové vlastnosti a strukturu povrchu. Pro každý z uvedených útvarů jsou charakteristické určité vlastnosti, jejichž důkladným studiem lze předejít znehodnocení prezentovaných výsledků (Jones et al. 2019).

### **3.4.2 Ovlivnění odtoku kamennými ledovci**

Charakter odtoku vody z kamenných ledovců se do značné míry podobá ledovcovému odtoku, avšak dosahuje podstatně nižších hodnot a zároveň vykazuje menší rozkolísanost (Krainer, Mostler 2002). Přestože dosud neproběhlo žádné přímé dlouhodobé měření odtoků vody z kamenných ledovců, dosavadní výzkumy a provedená měření vykazují, že hodnoty odtoku z kamenných ledovců v období tání ledu se pohybují v rozmezí přibližně od 1 do 1 000 l/s (Jones et al. 2019). Jiné odhady prezentuje například Barsch (1996), který udává toto rozpětí mezi 5 a 250 l/s, s průměrnými hodnotami 8 až 15 l/s. Nutno dodat, že uvedené hodnoty platí pro tzv. nedotčené kamenné ledovce, tedy pro ty, v nichž se nachází zmrzlý materiál, nikoli pro reliktní bez obsahu ledu.

Odtok vody z nedotčených kamenných ledovců vykazuje významné sezónní výkyvy. Jelikož voda odtékající z kamenného ledovce se uvolňuje nejčastěji táním sněhové pokrývky či táním ledu uvnitř, je rozkolísanost odtoku silně závislá na vnějších klimatických podmínkách (Krainer, Mostler 2002). Právě zásadní vliv klimatických

podmínek na hydrologický režim kamenných ledovců prezentuje studie dvojice autorů Krainera a Mostlera (2002). Ti prováděli mezi roky 1997–2000 měření odtoků z kamenného ledovce Reichenkar v Rakouských alpách. Z jejich výsledků je patrná nejen sezónní variabilita odtoků, ale i velice rychlá odezva na klimatické události v podobě snížení či naopak zvýšení odtoků. Názorným příkladem může být červen roku 1998, kdy díky chladnému počasí s množstvím sněhových srážek došlo k rapidnímu snížení hodnot odtoku z kamenného ledovce, a to z 300 l/s na pouhých 50 l/s během několika dní. Tento pokles byl již během několika hodin následován opětovným zvýšením odtoku, a to v důsledku letní bouře bohaté na dešťové srážky.

Dalšími faktory ovlivňující variabilitu odtoku je teplotní režim v rámci aktivní vrstvy kamenného ledovce či mechanismus průtoku vody skrz kamenný ledovec (Krainer, Mostler 2002). Ke zvýšení odtoku z kamenných ledovců dále významným podílem přispívá množství dešťových srážek, a to zejména během letních bouří (Haerberli 1985).

Na základě všech uvedených faktorů lze výkyvy v odtoku vody z kamenných ledovců obecně charakterizovat jarními až letními maximy s největšími příspěvky právě v podobě tajícího sněhu a ledu či srážek, a zimními minimy, během nichž odtoková voda pochází převážně z podzemních zásob (Burger, Degenhardt, Giardino 1999). Hodnoty odtoku se však nemění pouze v průběhu roku, ale dochází k určitým výkyvům i během dne. Jak bylo již výše uvedeno, hydrologie kamenných ledovců je úzce spjata s množstvím napadané sněhové pokrývky, jejíž stabilita je závislá na množství dopadajícího slunečního záření. To se v případě kamenných ledovců projeví zejména denními výkyvy hodnot odtoku, tedy nízkými hodnotami v dopoledních hodinách následované maximálními hodnotami v hodinách pozdně odpoledních až pozdně večerních, kdy dochází k nejintenzivnějšímu tání sněhové pokrývky (Jones et al. 2019).

Na jedné straně je tedy průtok uvnitř kamenného ledovce z dlouhodobého hlediska téměř neměnný, případně dochází k velmi pozvolným změnám vlivem globálních změn klimatu. Na straně druhé dochází k výrazným sezónním i denním výkyvům množství vody jím procházející (Johnson 1981).

## 4 FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ LOKALITY

Horský systém Ťan Šan se táhne přibližně rovnoběžkovým směrem v délce kolem 2 500 km skrz Střední Asii. Největší šířky nabývá ve své střední části mezi Kazašskou pahorkatinou a Tarimskou pánví, kde dosahuje až 600 km. Na západě je ohraničen řekou Syrdarja, z východu ho pak uzavírá poušť Gobi (Šefrna et al. 2008) a rozprostírá se na území 4 států – Uzbekistánu, Kazachstánu, Kyrgyzstánu a Číny. Aizen et al. (1997) uvádí, že pohoří Ťan Šan rozkládající se od 39° a 46° s.š. po 69° a 95° v.d., jehož celková rozloha činí více než 800 000 km<sup>2</sup>, patří mezi nejrozlehlejší pohoří Střední Asie a přibližně polovina jeho území leží nad hranicí 3 000 m n. m. Celé pohoří lze rozdělit na 4 dílčí části, a to východní Ťan Šan, střední Ťan Šan, severní Ťan Šan a západní Ťan Šan (Aizen, Aizen, Melack 1995b; Chen et al. 2016). Setkáme se však i s případy dělení pohoří pouze na 3 části – Západní, Centrální a Východní Ťan Šan (Černík, Sekyra 1969), případně západní, severní a centrální (Farinotti et al. 2015).

Zájmová oblast povodí Ala Arča se rozprostírá na severní straně přibližně 400 km dlouhého a 80 km širokého (Černík, Sekyra 1969) Kyrgyzského hřbetu, ležícího v severozápadní části pohoří Ťan Šan, zhruba 40 kilometrů jižně od hlavního města Kyrgyzstánu – Biškeku. Přibližně 12 km východně od zájmové oblasti, ve stejné vzdálenosti od hlavního města, nalezneme ve výšce 4 895 m n. m. nejvyšší vrchol Kyrgyzského hřbetu – Pik Semjonova Ťanšanského. Na Obr. 8 je vyznačena oblast, v níž se nachází povodí řeky Adygine.



**Obr. 8:** Lokalizace zájmové oblasti povodí Ala Arča v pohoří Ťan Šan.

Zdroj: Free World Maps, vlastní úprava



## 4.1 Povodí Adygine

Zvláštní pozornost je věnována povodí řeky Adygine ( $42^{\circ}32'23''$  s.š.,  $74^{\circ}27'14''$  v.d.), které se rozkládá na celkové ploše  $39,6 \text{ km}^2$  s převýšením až  $2\,373,4 \text{ m}$  a jehož zaledněná plocha zaujímá přibližně 10 % území (Falátková et al. 2019). Podstatnou část území tohoto povodí pak dále pokrývá vrstva permafrostu a kamenný ledovec. Jedná se o 8 km dlouhé, severo-jižně orientované údolí řeky Adygine, které v nadmořské výšce  $2\,020 \text{ m n. m.}$  ústí ze západu do hlavního údolí řeky Ala Arča. Lokalitu studované oblasti povodí Adygine zachycuje Obr. 9., v němž jsou pro lepší orientaci vyznačeny stěžejní prvky území.



*Obr. 9: Pohled ze severní strany na studovanou lokalitu údolí Adygine.*

Zdroj: Google Earth (2021), vlastní úprava

Nejvyšší část povodí Adygine je tvořena ledovcovo-morénovým komplexem ležícím ve výšce  $3\,400\text{--}4\,200 \text{ m n. m.}$  Termín ledovcovo-morénový komplex označuje geologickou strukturu, která byla vytvořena následkem činnosti ledovce za jedno období zalednění v daných fyzickogeografických podmínkách. Vrcholovou část tohoto ledovcovo-morénového komplexu tvoří ledovec Adygine o rozloze  $2,8 \text{ km}^2$  sahající do výšky  $4\,393,4 \text{ m n. m.}$ , tedy až ke hřebeni Kyrgyzského hřbetu. V místě přechodu ledovce Adygine v morénu se vytvořilo několik jezer různého typu, která zde vznikla většinou následkem ústupu ledovce. Jedná se konkrétně o jezera ledovcová, ledovcovo-morénová, jezera částečně hrazená skalním prahem i jezera termokrasová (Falátková et al. 2019).

Přibližně ve výšce 3 400 m n. m. na ledovcovou morénu se skupinou jezer navazuje kamenný ledovec glaciálního původu sestupující téměř středem údolí až do výšky asi 2 980 m n. m., kde z jeho čela širokého zhruba 70 m vytéká řeka Adygine. Délka kamenného ledovce je přibližně 2 km a zaujímá plochu 4,3 km<sup>2</sup>.

## 4.2 Geologické a geomorfologické poměry

Horský systém Ťan Šan spadá do oblasti takzvané Vysoké Asie. Faktorem iniciujícím výzdvih Ťan Šanu byla kolize mezi Indickou a Eurasijskou litosférickou deskou následovaná konvergentním posunem Tarimské pánve a Kazašského štítu (Tibaldi et al. 2015). Přestože pohoří Ťan Šan jakožto celek řadíme do systému hercynské či kaledonské vrásné zóny (Černík, Sekyra 1969), došlo během jeho dlouhého vývoje k řadě událostí, které mají za následek velice pestrý reliéf Ťan Šanu. Od doby svého vzniku postupně denudovaný povrch Ťan Šanu dosáhl současných výšek během alpínsko-himalájského vrásnění (Ufimtsev 2009). Tektonická činnost přetrvává dodnes a reliéf Ťan Šanu je tak charakterizován řadou rozsáhlých paralelních horských hřbetů, z nichž převážná většina má západovýchodní orientaci. Jednotlivé hřbety jsou pak odděleny hlubokými údolními. Současnou aktivitu pohoří dokládá mimo jiné i množství transformních zlomů. Příkladem takového zlomu může být zlom Talas-Fergana považovaný za nejaktivnější, a který rozděluje Ťan Šan na jihozápadní a severovýchodní část (Tibaldi et al. 2015). Neopomenutelným procesem formujícím reliéf celého Ťan Šanu, a zejména jeho severní části bylo pak čtvrtohorní zalednění (Koppes et al. 2008; Stroeven et al. 2013).

Pro severní část Kyrgyzského hřbetu, ve které leží zájmové povodí, je charakteristický glaciální či fluvio-glaciální reliéf. V nadmořské výšce nad 3 000 m n. m. je reliéf silně ovlivněn činností ledovce a lze zde spatřit typické čtvrtohorní glaciální tvary, kterými jsou nejčastěji trogová údolí, kary vyplněné jezery, ledovcové morény, sandry či oblíky, a zároveň se nad touto výškovou hranicí běžně vyskytuje permafrost. V nižších polohách je pak až do současnosti reliéf Kyrgyzského hřbetu významně modelován erozní činností řek, díky čemuž se zde setkáme s hlubokými říčními údolními tvaru V či náplavovými kužely (Aizen, Aizen, Melack 1996).

Z hlediska geologického složení nalezneme v oblasti Kyrgyzského hřbetu především částečně metamorfované granitoidní či sedimentární horniny paleozoického stáří (Černík, Sekyra 1969). Mluvíme tedy o části pohoří vyvrásněné během kaledonského vrásnění, jehož horniny pocházejí z období kambria až devonu – přibližně z doby před 541 až 419 lety (Cohen et al. 2013). Z geologické mapy Kyrgyzského hřbetu vyplývá, že v povodí řeky Adygine se v převážné míře vyskytují hlubinné magmatické horniny prvohorního stáří, jako gabrodiorit, granit či granodiorit pocházející z doby mladšího ordoviku (Mikolaichuk, Apayarov 2004).

### 4.2.1 Ledovce

Téměř 2 % z celkové rozlohy Ťan Šanu pokrývají ledovce, jejichž celkový počet zde čítá 14 966 (Randolph Glacier Inventory 6.0, 2017). V současné době však dochází ke snižování zaledněné plochy téměř u všech pohoří světa (Solomina, Barry, Bodnya 2004) a výjimkou není ani pohoří Ťan Šan. Chen et al. (2016) konstatuje, že ústupná tendence je zaznamenána u 97,52 % ledovců v Ťan Šanu a nejmarkantněji se projevuje v severní a východní části pohoří. K podobnému závěru došel Aizen (2011), který uvádí, že se od 70. let 20. století celková plocha zalednění severního Ťan Šanu snížila o 14,3 %, což je nejrapidnější pokles při pohledu na celé pohoří. Jako příčinu takto rapidního ústupu ledovců uvádí snížení ročního i sezónního úhrnu srážek ve výškách nad 3 000 m n. m. o 18,6 mm doprovázené nárůstem teplot v letních měsících o 0,44°C. Farinotti et al. (2015) se zabývali ústupem ledovců v Ťan Šanu za období mezi roky 1961 až 2012 a odhalili snížení celkové plochy ledovců o  $18 \pm 6$  %, což odpovídá celkové hmotnostní ztrátě ledovců o  $27 \pm 15$  %. Jedná se o velice pozoruhodné zjištění, jelikož tato hodnota je přibližně 4x vyšší než celosvětový průměr. Při pohledu na dílčí části pohoří vykazuje opět největší ledovcové ztráty severní, tedy kyrgyzská část Ťan Šanu a Halik Šan ležící ve východní části Ťan Šanu (Farinotti et al. 2015).

Nejaktuálnější informace o rozsahu zalednění v zájmové oblasti poskytuje Katalog ledovců Kyrgyzstánu (Moldobekov, Shabunin 2018), z něž vyplývá, že ledovce na území povodí řeky Ala Arča pokrývají plochu 38,7 km<sup>2</sup>. Při porovnání současného zalednění se stavem v roce 1973 (Maximov, Bazheva 1973) je však patrné výrazné zmenšení plochy zdejších ledovců, které lze předpokládat i do budoucna. Specifické údaje ohledně vývoje zalednění v povodí řeky Ala Arča dále nabízejí například

Aizen et al. (2006) či Bolch (2015). V rámci povodí řeky Ala Arča vykazuje právě ledovec Adygine, nacházející se ve sledovaném povodí stejnojmenné řeky, nejintenzivnější ústup během posledních 57 let (Bolch 2015). Pohyb ledovce Adygine mimo jiné dokládá skupina jezer vytvořených v oblasti čelní morény v důsledku jeho ústupu. Kromě ledovců pokrývají zdejší údolí ještě kamenné ledovce, které například ve jmenovaném povodí Ala Arči zaujímají téměř třetinu zaledněné plochy povodí. Jedná se celkem o 12 kamenných ledovců a jedním z nich je i zmiňovaný kamenný ledovec v povodí řeky Adygine.

#### **4.2.2 Sněhová pokrývka a permafrost**

Sněhová pokrývka hraje v horském prostředí významnou roli. Navzdory místním, značně aridním klimatickým podmínkám lze pohoří Centrální Asie považovat za oblast s nejvyšší koncentrací trvalé sněhové či ledové pokrývky v rámci severní polokoule (Aizen et al. 2006). V množství akumulované sněhové pokrývky hraje podstatnou roli vítr. Ten má za následek jak neustálý transport napadaného sněhu, tak jeho tání a následnou evaporaci (Aizen, Aizen, Melack 1996). Evaporace ze sněhové pokrývky je nejvyšší během března až dubna, kdy se může takto odpařit až 1 mm vody za den. Ročně pak tato hodnota dosahuje 50–60 mm, což tvoří až 30 % celkové akumulace sněhu (Aizen, Aizen, Melack 1995b). Sněžná čára na severní straně Kyrgyzského hřbetu leží ve výšce okolo 3 870 m n. m. (Koppes et al. 2008).

Hranice výskytu permafrostu nejsou v rámci celého pohoří stejné. Uvádí se, že hranice výskytu souvislého permafrostu v severní části Ťan Šanu leží ve výšce 3 200 m n. m. (Marchenko, Gorbunov, Romanovsky 2007). Zásadní roli v tomto ohledu však hraje množství dopadající sluneční energie, které má za následek, že hranice permafrostu na jižních svazích pohoří jsou v průměru o 400 až 800 m výše než na svazích severních (Gorbunov 1996). Pokud se tedy podíváme zvláště na severně orientované svahy severního Ťan Šanu, bude se spodní hranice výskytu permafrostu pohybovat okolo hodnoty 2 700 m n. m. (Marchenko, Gorbunov, Romanovsky 2007).

Marchenko (2003) představuje severní Ťan Šan jako oblast s častým výskytem permafrostu, jehož mocnost dosahuje v průměru 8–10 metrů (Marchenko 2003). Konkrétnější hodnoty pro zájmové území pak prezentují Marchenko, Gorbunov, Romanovsky (2007), kteří uvádějí, že v nadmořských výškách severní části Ťan Šanu

odpovídajících výšce povodí Adygine dosahuje permafrost mocnosti až 100 m s aktivní vrstvou zasahující do hloubky až 4 m.

Stejně jako ledovce, i permafrost reaguje na zvyšující se průměrnou teplotu, a to zejména zvyšováním své vlastní teploty (Vonder Mühl, Stucki, Haerberli 1998) či následným urychlením pohybu kamenných ledovců (Kääb, Frauenfelder, Roer 2007). Marchenko, Gorbunov, Romanovsky (2007), kteří se zabývali problematikou vlivu oteplování klimatu na permafrost v pohoří Ťan Šan, vypožorovali, že mezi roky 1974 a 2004 došlo k oteplení permafrostu o 0,3 až 0,6 °C a spodní hranice souvislého výskytu permafrostu se tak v průběhu 20. století posunula o 150–200 m výše.

### **4.3 Klimatické podmínky**

Klimatické podmínky Ťan Šanu jsou determinovány třemi základními ukazateli – mírou kontinentality, nadmořskou výškou a charakterem reliéfu (Aizen, Aizen, Melack 1995b). Přestože má pohoří Ťan Šan jakožto celek přibližně rovnoběžkový průběh, je rozčleněn na několik dílčích hřbetů majících nepatrně odlišnou orientaci. Díky tomu tvoří pohoří Ťan Šan přirozenou bariéru pro vzduchové hmoty proudící do Střední Asie nejen ze severu, ale i ze západu (Aizen et al. 1997). Vzhledem ke své vnitrozemské poloze je sledovaná oblast povodí Adygine, stejně jako celé pohoří, pod silným vlivem kontinentálního klimatu, což se projevuje relativně nízkými ročními úhrny srážek a vysokou denní i roční variabilitou teplot. Kontinentalita klimatu Ťan Šanu se pak zvyšuje ze severozápadu směrem k jihovýchodu (Sorg et al. 2012). V zimě je toto území pod vlivem Sibiřské anticyklony, jejímž následkem dochází ke snižování úhrnů srážek. Tento trend platí přibližně do konce března, kdy následně slábnoucí Sibiřskou anticyklonu střídá západní cyklonální proudění, které s sebou přináší srážky (Aizen, Aizen, Melack 1996). Tento efekt je ve větší míře patrný především v severní a východní části pohoří, tedy i ve sledovaném povodí Adygine (Hagg et al. 2007).

Jak již západovýchodní orientace celého pohoří napovídá, s ohledem na převažující západní, severní či severozápadní větrné proudění (Liu, Han 1992; Aizen, Aizen, Melack 1996), přinášející srážky z Atlantského oceánu (Aizen, Aizen, Melack 1995b), je patrná značná variabilita v množství srážek mezi severní a jižní částí Ťan Šanu. Zatímco v oblasti Kyrgyzského hřbetu, tedy v severozápadní části pohoří se průměrné roční úhrny srážek pohybují okolo 1 000 mm, povodí řeky Ak-Sai v jižní

části Ťan Šanu vykazuje roční úhrny srážek menší než 300 mm (Koppes et al. 2008). Vůbec nejnižší hodnoty pak vykazuje východní Ťan Šan, kde průměrné roční srážky dosahují pouze 97 mm (Chen et al. 2016).

Celkové množství spadlých srážek však závisí i na nadmořské výšce. Vysoké polohy horských hřebenů totiž zabraňují průniku vzduchových hmot bohatých na srážky, díky čemuž jsou vyšší polohy Kyrgyzského hřbetu výrazně bohatší na srážky, než je tomu v nižších či středních nadmořských výškách (Aizen et al. 1997). Souhrnně lze tedy říci, že množství srážek roste spolu s nadmořskou výškou. Pozorujeme zde však mnoho výjimek v rámci jednotlivých povodí, a to především v závislosti na orientaci vůči světovým stranám a rozdílům mezi návětrnými a závětrnými svahy. Na zalesněných návětrných severních svazích průměrné roční srážky dosahují 1 500 mm, zatímco u svahů závětrných je to pouze 400 až 500 mm (Aizen, Aizen, Melack 1995a).

Dalším faktorem narušujícím trend nárůstu množství srážek s nadmořskou výškou je stabilní inverze vyskytující se typicky během zimních měsíců v údolích Ťan Šanu. Tato inverze udržuje nízkou úroveň kondenzace, a tudíž s rostoucí nadmořskou výškou dochází k poklesu množství srážek (v oblasti severní strany Kyrgyzského hřbetu jde o pokles přibližně o 2 mm na 100 výškových metrů). V období letních měsíců je srážkový gradient opět kladný, okolo 12 mm na 100 m (Aizen, Aizen, Melack 1996).

Dosud provedené výzkumy hovoří o hodnotách spadlých srážek v povodí Adygine mezi 700 a 800 mm za rok (Falátková et al. 2019). S ohledem na nadmořskou výšku sledovaného povodí jde zejména o srážky sněhové (Aizen, Aizen, Melack 1995a) a maximálních hodnot dosahují od konce jara do léta, tedy od května do července, kdy spadne až 72 % ročního úhrnu srážek. Minimum pak nastává v zimních měsících, zejména v prosinci a lednu, kdy množství spadlých srážek činí pouze přibližně 2–5 % celkového ročního srážkového úhrnu (Aizen, Aizen, Melack 1996).

Stejně jako množství srážek, i teplota silně závisí na nadmořské výšce. Na rozdíl od srážek se zde však v případě teplot nesetkáme s rozdíly ovlivněnými zeměpisnou šířkou, a to díky relativně úzkému pásu pohoří (39–43° s.š.). Nejvyšší roční teplotní amplitudy vykazuje centrální část pohoří. Ty se však s rostoucí nadmořskou výškou snižují, a například na pobřeží jezera Issyk-kul (v zimním období nezamrzá a nadmořská výška hladiny je 1 602 m n. m.) nejsou amplitudy měsíční průměrné teploty vzduchu během roku větší než 22 °C.

### 4.3.1 Hodnocení klimatických dat z meteorologické stanice Adygine

O konkrétních klimatických podmínkách sledovaného povodí nám poskytuje podrobné informace meteorologická stanice Adygine, umístěná v nadmořské výšce 3 560 m n. m. Jedním ze základních ukazatelů zdejšího podnebí, které poskytuje zmíněná meteorologická stanice, jsou teploty měřené v několika výškových úrovních a úhrny srážek. Obrázek 10 zahrnuje 2 grafy. Klimadiagram *a)* zobrazuje průměrné měsíční teploty<sup>2</sup> a celkové měsíční úhrny srážek naměřené meteorologickou stanicí v povodí řeky Adygine v období od roku 2017 do 2021. Klimadiagram *b)* pak prezentuje průměrné měsíční teploty a srážky pro severní Ťan Šan, při jehož sestavování autoři Zhang et al. (2021) vycházeli z modelových dat projektu ERA-5, odkud čerpali data o průměrných měsíčních teplotách a GPCC, který poskytuje údaje o průměrných měsíčních srážkách.

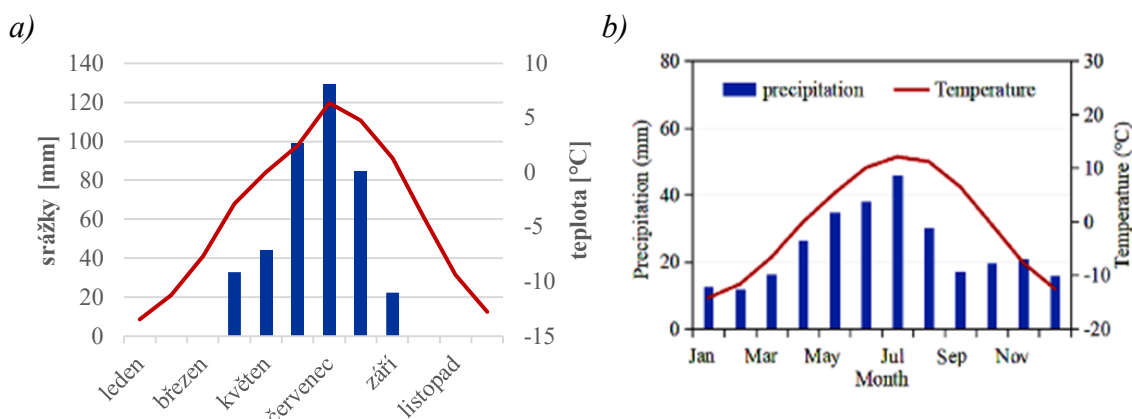
Při porovnání těchto dvou grafů (Obr. 10) je na první pohled zřejmé, že trend teplot v lokalitě Adygine (graf *a)*) koresponduje s trendem typickým pro severní Ťan Šan (graf *b)*), tedy že teploty vzduchu dosahují maximálních hodnot v letním období, minimálních pak v zimním. Při detailnějším pohledu si můžeme povšimnout, že hodnoty naměřené meteorologickou stanicí Adygine vykazují červencové teploty 6,4 °C. Tato hodnota je o poznání nižší, než udává graf *b)*, u kterého červencové teploty přesahují 10 °C. Takovýto rozdíl je zřejmě způsoben rozdílnými nadmořskými výškami, jelikož meteorologická stanice Adygine je situována v neobvykle vysoké nadmořské výšce a je tedy pravděpodobné, že modelová data symbolizující průměr pro Severní Ťan Šan budou vztažena k nižším nadmořským výškám. Opačným případem je pak měsíc leden, během něhož průměrná měsíční teplota klesá na -13,5 °C. Zde se údaj již více přibližuje průměrným zimním teplotám severního Ťan Šanu z grafu *b)* (Obr. 10) a rozdíl hodnot není příliš významný. Možným vysvětlením tohoto, ač zanedbatelného rozdílu, může být častý výskyt teplotních inverzí v údolích severního Ťan Šanu (Aizen, Aizen, Melack 1996), který tedy opět reprezentuje výškový rozdíl lokalit zobrazených v grafech.

Průměrná roční teplota v povodí Adygine za měřené období vychází -3,9 °C a průměrná roční teplotní amplituda nejchladnějšího a nejteplejšího měsíce je 19,8 °C. Ačkoli se nabízí shrnutí, že podnebí v povodí Adygine má, vlivem vyšší nadmořské výšky a zimních inverzí, mírnější zimy a chladnější léta, než vykazují průměry za severní Ťan Šan, je v tomto směru zapotřebí zohlednit rozdílnost metodiky sběru dat,

---

<sup>2</sup> V grafu jsou zobrazeny teploty měřené ve výšce 2 m nad povrchem.

tedy že v Obr. 10 graf a) prezentuje konkrétní hodnoty naměřené meteorologickou stanicí, zatímco pro graf b) byla použita modelovaná data z několika meteorologických stanic, pravděpodobně umístěných v nižších polohách. S přihlédnutím k této skutečnosti lze tedy konstatovat, že teplotní a srážkové podmínky v údolí Adygině, až na drobné výjimky, odpovídají předpokládanému charakteru podnebí severního Ťan Šanu.



**Obr. 10:** a) Klimadiagram pro horskou stanici Adygině (3 560 m n. m.) \*srážkové úhrny od října do března nejsou v grafu zahrnuty; b) Klimadiagram pro severní Ťan Šanu.

Zdroj: převzato ze Zhang et al. (2021); vlastní zpracování

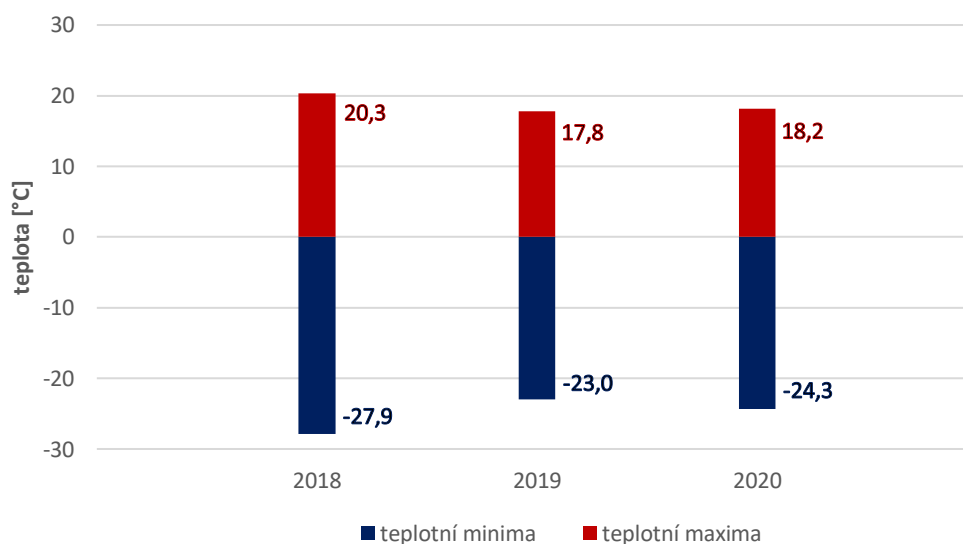
Zde je na místě opět upozornit na nedostatečné technické vybavení meteorologické stanice Adygině pro měření úhrnu srážek. Vzhledem k izolovanosti místa, ve kterém se meteostanice nachází, není možný celoroční provoz vytápěného srážkoměru, který by spolehlivě měřil jak dešťové, tak i sněhové srážky. S ohledem na nadmořskou výšku povodí a s tím související celoročně převažující srážky sněhové, lze stávajícím člunkovým srážkoměrem zachytit pouze určité množství z celkových srážek. Přestože k určitému zkreslení dat může dojít i v létě, kdy se část zachycených sněhových srážek vypaří, problém nastává zejména v chladných měsících roku, kdy jsou srážky výhradně sněhové a nedochází již k dostatečně intenzivnímu rozpouštění sněhu dopadajícím slunečním zářením. Meteorologická stanice tedy v období od října do března vykazuje pouze minimální úhrny srážek a naměřené hodnoty jsou z důvodu jejich nespolehlivosti v klimadiagramu (Obr. 10, a)) vynechány. Pro budoucí výzkum by bylo vhodné na zimní období instalovat alespoň totalizátor, který by stanovil celkovou sumu srážek za toto období a mohl by sloužit k porovnání naměřených srážkových úhrnů člunkovým srážkoměrem i v letním období. Obecně lze říci, že měření srážek ve velehorském prostředí je složité a roste nespolehlivost získaných dat.



Srážková maxima vykazují klimadiagramy na Obr. 10 shodně v červenci. Zatímco však klimadiagram pro severní Ťan Šan (Obr. 10, b)) udává průměrné červencové srážky kolem 45 mm, meteorologická stanice Adygine (Obr. 10, a)) vykazuje během sledovaných let průměrné úhrny srážek v tomto měsíci 129,4 mm. Výrazně vyšší úhrny srážek během letních měsíců dokazují zmíněný kladný srážkový gradient typický právě pro letní období, kdy se v údolí nevyskytuje teplotní inverze. Rozdíl srážkových úhrnů v tomto období lze tedy opět, stejně jako v případě teplot, přisuzovat nejednotné nadmořské výšce reprezentovaných lokalit.

Na jedné straně tedy v povodí Adygine zaznamenáváme vyšší množství srážek v letních měsících způsobené pravděpodobně vyšší nadmořskou výškou. Na straně druhé zaznamenáváme nižší úhrny srážek v měsících zimních v důsledku omezeného technického vybavení meteostanice. Stále je však z klimadiagramu pro povodí Adygine (Obr. 10, a)) patrný charakter klimatu odpovídající oblasti severního Ťan Šanu.

Do grafu na Obr. 11 byly zaneseny vždy nejvyšší, respektive nejnižší naměřené teploty pro každý ze sledovaných roků. Vůbec nejvyšší teplotu meteostanice zaznamenala v červenci 2018, a to 20,3 °C. Naproti tomu nejnižší teploty bylo dosaženo v lednu téhož roku, kdy teplota klesla na -26,1 °C. Z teplotního hlediska lze tedy rok 2018 prohlásit za rekordní s dosaženou roční teplotní amplitudou 48,2 °C.

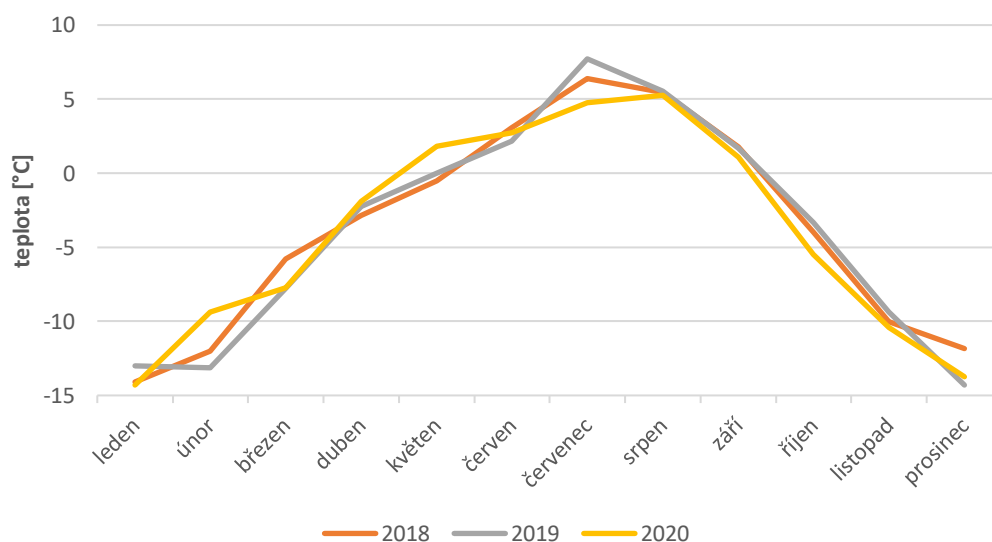


**Obr. 11:** Graf minimálních a maximálních ročních teplot za sledované období (2018–2020) ze stanice Adygine (3 560 m n. m.).

Zdroj: vlastní zpracování

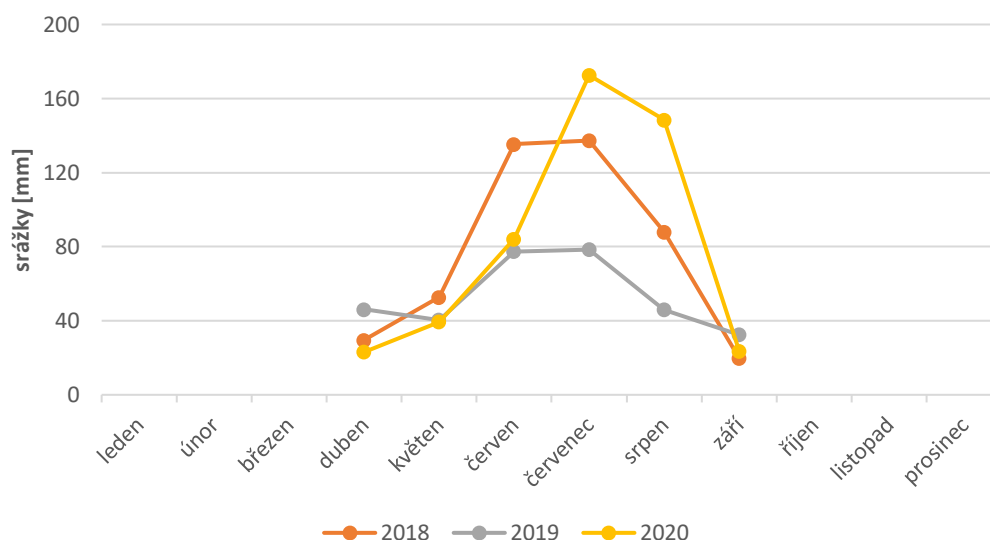
Pomocí níže uvedených grafů (Obr. 12 a 13) lze porovnávat průměrné měsíční teploty a celkové měsíční úhrny srážek mezi jednotlivými pozorovanými roky (2018–2020). Zatímco u teplot (Obr. 12) jsou jednotlivé křivky téměř shodné a jsou tedy patrné pouze minimální rozdíly mezi sledovanými roky, srážkové úhrny na Obr. 13 vykazují značnou meziroční variabilitu, zejména v měsících od dubna do září.

Na základě grafu na Obr. 13 lze tedy konstatovat, že zatímco roky 2018 a 2020 byly srážkově bohaté, rok 2019 vykazuje celkové srážky relativně nízké. Dále si lze povšimnout, že zatímco v letech 2018 a 2019 byly nejvyšší srážkové úhrny zaznamenány v červnu a červenci, rok 2020 zaznamenává maximální srážky o měsíc později, tedy v červenci a v srpnu. Zbylé měsíce tohoto roku jsou však již srážkově průměrné. Celkově nejvyšší množství srážek bylo srážkoměrem zachyceno během července roku 2020, a to konkrétně 172,6 mm. Srážková minima však nelze, vzhledem k výše zmíněné nedostatečné technické vybavenosti srážkoměru, na základě těchto dat stanovit. Aby se předešlo mylnému vyložení nízkých naměřených hodnot v zimním období roku, byly z grafu na Obr. 13 vynechány měsíce říjen až březen. Stále je však třeba brát v úvahu, že udávané množství srážek, zejména v dubnu a září, nemusí být v naprostém souladu se skutečností.



**Obr. 12:** Graf průměrných měsíčních teplot z meteorologické stanice Adygine (3 560 m n. m.) za jednotlivé roky (2018–2020).

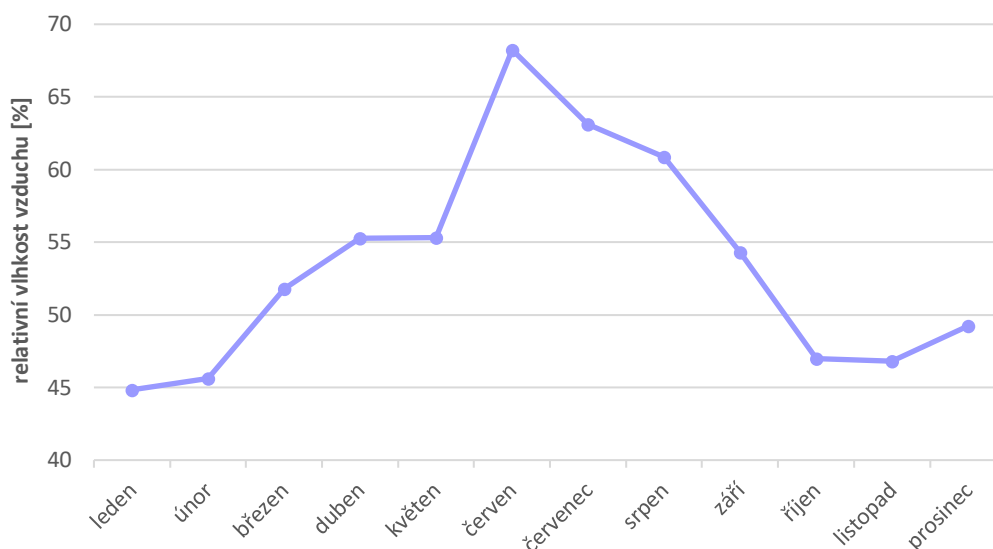
Zdroj: vlastní zpracování



**Obr. 13:** Graf průměrných měsíčních úhrnů srážek (duben–září) z meteorologické stanice Adygine (3 560 m n. m.) za jednotlivé roky (2018–2020).

Zdroj: vlastní zpracování

Další ukázkou údajů zaznamenaných meteorologickou stanicí ve zkoumané lokalitě Adygine mohou být naměřené hodnoty relativní vlhkosti vzduchu. Z grafu na Obr. 14 je patrný trend relativně nízké vlhkosti vzduchu během zimních měsíců následovaný postupným vzrůstem během jarního období, s maximálními hodnotami během letních měsíců. Tato skutečnost je opět v souladu s výše popsanou charakteristikou podnebí platnou pro celý Kyrgyzský hřbet, především letními srážkovými maximy a zimními minimy. S ohledem na výraznou kontinentalitu lokality není ani překvapením, že se zde průměrná roční relativní vlhkost vzduchu pohybuje okolo 53 %, s rozpětím od průměrných 45 % v lednu po 68 % v červnu.



**Obr. 14:** Graf chodu průměrných měsíčních hodnot relativní vlhkosti vzduchu ze stanice Adygine (3 560 m n. m.).

Zdroj: vlastní zpracování

#### 4.4 Hydrologické poměry

Ze sledovaného povodí odvádí vodu horská řeka Adygine. Ta představuje levostranný přítok řeky Ala Arči protékající stejnojmenným národním parkem, která se dále vlévá do řeky Čuj. Čuj pramení v Kyrgyzském hřbetě nedaleko jezera Issyk-kul, odkud pokračuje severozápadním směrem do Kazachstánu, kde končí svou cestu v bezodtoké oblasti pouště Betpak-dala. Řeka Adygine tak svou polohou náleží do oblasti tzv. suché střední Asie, pro niž je charakteristické, že odtokové poměry zdejších řek jsou, s ohledem na pestré přírodní poměry, velice diverzifikované (Netopil 1972). Zároveň také ve velké míře dochází k výstavbě kanálů odvádějících vodu z dolních toků těchto řek pro účely umělého zavlažování.

Podstatnou součástí reliéfu Kyrgyzského hřbetu je sněhová pokrývka (Chen et al. 2019), ze které se zejména v jarních a letních měsících (v povodí řeky Adygine od dubna přibližně do června) uvolňuje významné množství vody do okolních řek (Hagg et al. 2007). Taktéž voda pocházející z tajících ledovců, jež se v suchých obdobích roku podílí na celkovém odtoku až z 20 % (Aizen et al. 1997), zásobuje řadu středoasijských řek pramenících v této oblasti, z nichž značná část ústí do bezodtokých oblastí, jakými jsou známé Aralské jezero, jezero Balchaš a Issyk-kul či Tarimská pánev (Aizen 2011;

Bolch 2015). Voda z tajících ledovců a sněhové pokrývky je tedy nesmírně důležitá jakožto hlavní zdroj vody pro asijské veletoky a je na ní závislý život přibližně 75 milionů obyvatel střední Asie (United Nations, Department of Economic and Social Affairs 2019). Rozloha zdejších ledovců se však kvůli klimatické změně v posledních letech rapidně snižuje (Chen et al. 2016) a není tedy pochyb o tom, že jejich předpokládaný ústup může mít v budoucnu širokosáhlý negativní dopad na Centrální Asii.

Vzhledem k nadmořské výšce povodí řeky Adygine (2 020–4 393 m n. m.) má na odtoku největší podíl tající ledovec a sníh. Řeka Adygine, stejně jako celé povodí Ala Arči, tak svým charakterem odpovídá režimu glaciálně-niválnému (Aizen, Aizen, Melack 1996). Je tedy evidentní, že důležitým determinantem je zde v tomto ohledu teplota vzduchu a největší odtoky tak budou zaznamenány během jara až léta. Aizen, Aizen, Melack (1996) se zabývali výzkumem několika povodí v rámci Kyrgyzského hřbetu včetně povodí Ala Arči a udávají, že k výraznému nárůstu průtoků v řekách tekoucích skrz zaledněná údolí dochází na přelomu května až června. Z 32letého výzkumu autoři vyvodili, že průměrný roční odtok vody ze zdejších ledovců činí 1 047 mm. Tato hodnota představuje 28 % celkového ročního odtoku, a dokonce až 40 % letního odtoku. Ke zvýšeným hodnotám průtoku přispívá i rozmrzání sezónní sněhové pokrývky na povrchu ledovců. Konec ablační sezóny přichází zpravidla na konci srpna či na počátku září, kdy povrch ledovců opět zakryje sněhová pokrývka a jejich tání tak ustane. Průměrná délka ablační sezóny ledovců Kyrgyzského hřbetu se uvádí kolem 72 dní (Aizen 1988). Ani po skončení období tání ledovců a sněhu však voda z koryt řek nemizí. V tuto dobu narůstá význam příspěvků vody z podzemních zdrojů či přímých srážek (Aizen, Aizen, Melack 1996).

Odtok v povodí řeky Adygine je významně ovlivňován soustavou jezer vytvořených v moréno-ledovcovém komplexu. Výzkum zaměřený na studium režimu jezera Adygine (Falátková et al. 2014) odhaluje charakter kolísání hladiny tohoto jezera během roku. I přes mírné rozdíly v průběhu pozorovaných let (2008–2012) výsledky vykazují následující typické roční cykly kolísání hladiny. Nejprve, přibližně od konce září, dochází k postupnému poklesu hladiny, trvajícimu téměř do konce dubna. Následně se jezero začíná plnit vlivem intenzivního tání sněhové pokrývky způsobené nárůstem teplot, a je zde tedy patrný rapidní vzestup hladiny během několika dní. Poté se množství vody v jezeře téměř ustálí a začínají se projevovat výrazné denní výkyvy úrovně hladiny

jezera trvající až do konce léta. Tyto výkyvy jsou řízeny denním chodem teplot a intenzitou dopadajícího slunečního záření. Vyšší odpolední teploty mají za následek tání sněhové pokrývky, v tuto dobu již navíc doprovázené táním ledovců. Tím tedy jezero zpravidla dosahuje maximální úrovně hladiny několik hodin po kulminaci Slunce, tedy kolem 15. až 17. hodiny. Poté následuje pozvolný pokles hladiny, který po dosažení minimálních hodnot okolo 8. až 10. hodiny střídá opětovný nárůst. Takto se hladina jezera projevuje až do konce září, kdy opět přichází již zmíněný výrazný pokles hladiny způsobený snížením teploty spojený s ustáváním tání ledovců a tvorbou nové sněhové pokrývky.

Studie Falátkové et al. (2014) popsala způsob, jakým se tání ledovce Adygine projevuje na kolísání úrovně hladiny jezera ležícím v jeho koncové moréně. Poté, co se tavné vody dostanou do jezera, se v převážné míře vsakují do morénového materiálu a odtékají podzemní cestou. V případě vyšší úrovně hladiny jezera, což platí pro jarní a letní období, se navíc vytvoří povrchový odtok, který odvádí vodu do níže položeného menšího jezera, odkud opět odtéká výhradně podpovrchovou cestou do navazujícího kamenného ledovce. Na odtok vody v tomto povodí má tedy značný vliv i přítomný kamenný ledovec, kterým tavná ledovcová voda dále prochází.

Předpokládá se, že kromě přímého průtoku této vody kamenným ledovcem je určité množství vody v něm po delší dobu uchováno a následně odtéká to řeky Adygine. Žádné konkrétní hodnoty však dosud nebyly změřeny, a tak je pro odhalení vlivu tohoto kamenného ledovce navazujícího na ledovcovou morénu nyní zapotřebí další výzkum, který by zahrnoval instalaci limnigrafu na řece Adygine, v těsné blízkosti místa výstupu vody z kamenného ledovce na povrch. Na základě znalostí průtoků v tomto profilu by bylo následně možné porovnat tyto výsledky s výsledky předchozí studie na výše položených jezerech a stanovit tak mechanismus, jak ovlivňuje odtok vody právě tento kamenný ledovec. Tímto tématem by se měla zabývat navazující magisterská práce.

#### **4.4.1 Odtokové poměry povodí Ala-Arča**

Pro účely této práce byly k dispozici průměrné měsíční průtoky řeky Ala Arča od roku 1928 do roku 2015, poskytnuté Institutem vodních problémů v Biškeku. S ohledem na výrazné ovlivnění zdejších vodních toků zavlažovacími systémy jsou však průtoky řeky Ala Arča zaznamenávány pouze pro horní, tedy neovlivněnou část jejího povodí.

Místo závěrečného profilu se tak nachází na počátku kanálu Kashka-Suu a sledovaná část povodí se rozprostírá na celkové ploše 233 km<sup>2</sup> v průměrné nadmořské výšce 3 290 m n. m. S využitím poskytnutých dat byly dále stanoveny následující základní hydrologické ukazatele, uvedené v Tabulce 1.

**Tabulka 1:** Základní hydrologická charakteristika řeky Ala-Arča za období 1928–2015.

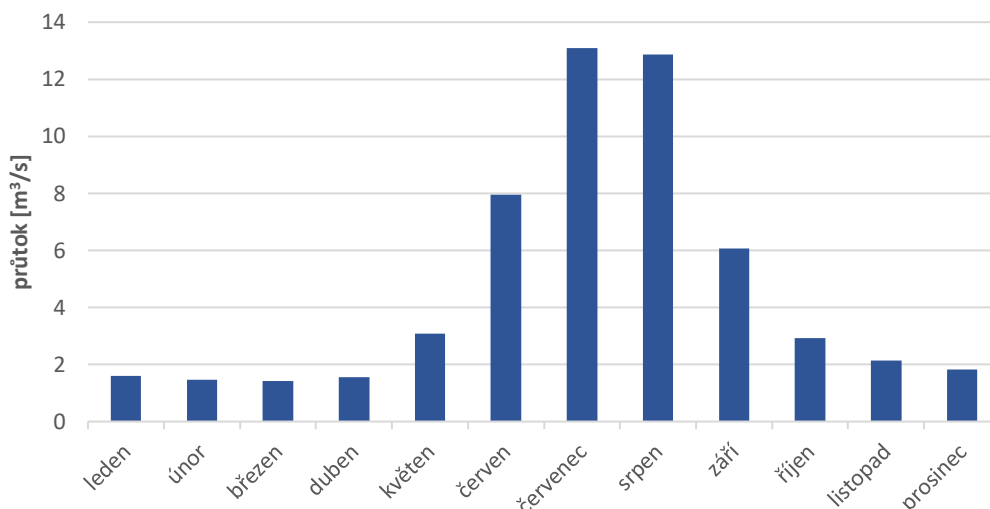
<b>Dlouhodobý průměrný roční průtok (Qa)</b> [m <sup>3</sup> /s]	<b>Objem odtoku</b> [mil. m <sup>3</sup> /rok]	<b>Specifický odtok</b> [l/s/km <sup>2</sup> ]	<b>Odtoková výška</b> [mm]
4,7	147,2	20,0	631,7

Zdroj: Institut vodnych problem, vlastní zpracování

S využitím dostupných dat byly vytvořeny 2 grafy interpretující odtokové trendy řeky Ala Arča. Průběh průměrných měsíčních průtoků je na Obr. 15. Z grafu je patrné, že nejvyšších průtoků dosahuje řeka Ala Arča v červenci (13,1 m<sup>3</sup>/s), nepatrně méně pak v srpnu. Nejnížší průtoky pozorujeme obecně v chladných měsících roku, obzvláště v březnu, kdy průměrný průtok dosahuje pouze 1,4 m<sup>3</sup>/s. Rozkolísanost průtoků této řeky je tedy 9,2, což značí relativně výrazné rozdíly v průběhu roku. Popsaný trend je typický právě pro řeky s glaciálně-niválním režimem, jelikož je jejich odtok významně ovlivněn zejména tajícími ledovci. Přestože neopomenutelným zdrojem vodnosti je zde i tající sněhová pokrývka, právě stěžejní role tajících ledovců zapříčiňuje pozdější průtokové maximum, než by tomu bylo v případě, kdy by primárním zdrojem vodnosti byla sněhová pokrývka, tedy u niválně-glaciálního režimu. V takovémto případě pak maximální objemy průtoků nastávají v jarním období, především od května do června.

Dokladem závislosti průtoků řeky Ala Arča na tání ledovců může být i srovnání průměrných měsíčních průtoků (Obr. 15) s průměrnými měsíčními teplotami vzduchu (Obr. 10, a). Zde vidíme, že nejvyšší teploty vykazují měsíce červen a červenec. Zvýšené teploty těchto měsíců urychlují tání zdejších ledovců, a tak následně v červenci a srpnu dosahuje sledovaná řeka Ala Arča nejvyšších průtoků. Současně si lze na Obr. 15 povšimnout, že, kromě již zdůvodněných zvýšených průtoků v létě (zejména od května do září), jsou po zbytek roku průtoky stabilně relativně nízké. Toto opět odpovídá přítomnosti ledovců ve zdrojové oblasti řeky, které po chladnější období roku vodu

zadržují a zdrojem vodnosti jsou v tuto chvíli pouze srážky či podzemní voda proudící z okolních suťových akumulací.

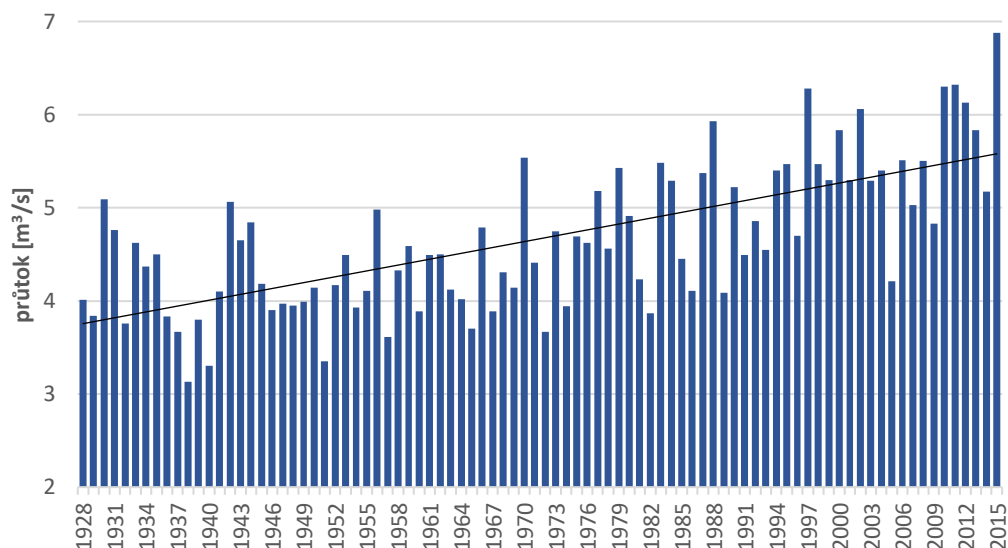


**Obr. 15:** Graf průměrných měsíčních průtoků ( $Q_m$ ) řeky Ala Arča za období 1928–2015.

Zdroj: vlastní zpracování

Graf sestavený na základě průměrných ročních průtoků řeky Ala Arča je na Obr. 16. Přestože tento graf vykazuje během sledovaného období (1928–2015) značné meziroční výkyvy průměrných průtoků řeky Ala Arča, při pohledu na osu trendu si nelze nevšimnout zjevného nárůstu objemu průtoků. Tento trend je pak evidentní zejména v posledních přibližně 45 letech. Z tabulky 1 již víme, že dlouhodobý průměrný průtok řeky Ala Arča za období 1928–2015 činí  $4,7 \text{ m}^3/\text{s}$ . Zatímco však průměrný průtok mezi roky 1928 a 1969 byl  $4,16 \text{ m}^3/\text{s}$ , mezi lety 1970 a 2015 vzrostl na  $5,13 \text{ m}^3/\text{s}$ . Pokud vezmeme v úvahu již zmíněný značný podíl ledovců na ploše povodí Ala Arči, je více než pravděpodobné, že tato situace odráží ústup těchto ledovců vlivem změny klimatu způsobující zvyšující se množství ledovcové vody uvolněné do okolních řek. Zatímco tedy řeka Ala Arča, stejně jako řeka Alamedin, s glaciálně-niválním režimem vykazuje trend rostoucích průtoků, například u řeky Kara Balta s niválně-glaciálním režimem tento trend prokazatelný není (Jedličková 2019).





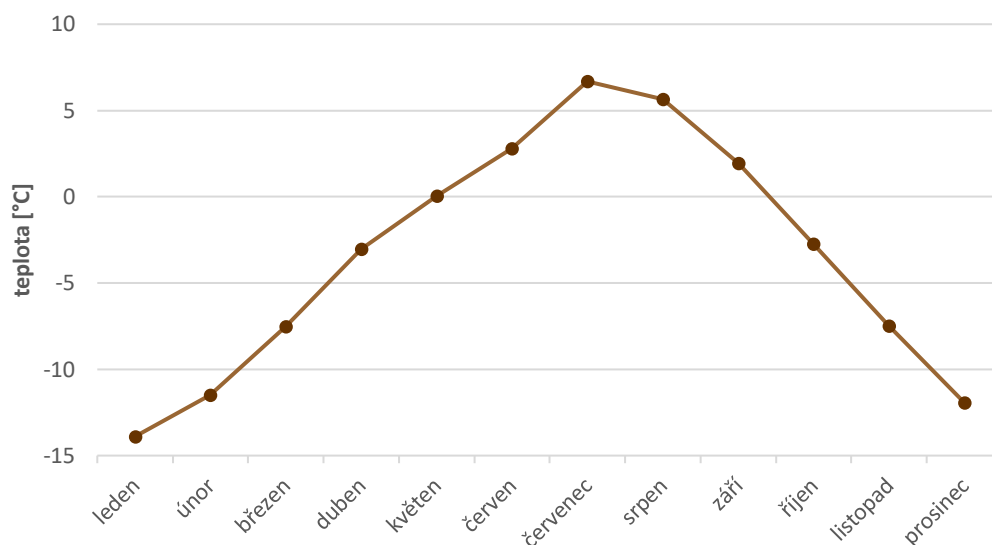
**Obr. 16:** Graf průměrných ročních průtoků ( $Q_r$ ) řeky Ala Arča za období 1928–2015 s vyznačením osy dlouhodobého trendu.

Zdroj: vlastní zpracování

#### 4.5 Půdní poměry

Půdní pokryv Ťan Šanu se do velké míry odvíjí od jeho pestrého reliéfu (Allan, Bruk, Rantsman 2019) a je tedy značně diverzifikován. S ohledem na horský reliéf Ťan Šanu a jeho tektonickou aktivitu zde převládají mladé, mělké a málo vyvinuté půdy. Ve zkoumané oblasti Kyrgyzského hřbetu nalezneme dle půdní mapy Asie (Nations 1977) převážně půdy spadající do referenční třídy leptosolů či kambisoly, tedy půdy typické pro horský terén. Zároveň je zde možný výskyt kaštanozemí.

Teplotní poměry půdy zjištěné z meteorologické stanice Adygine vykazují za sledované období od roku 2017 do roku 2021 průměrné teploty v hloubce 10 cm pod povrchem  $-3,4$  °C, ve 30 cm pak  $-3,5$  °C. Nejnižší hodnoty byly naměřeny v lednu ( $-13,9$  °C v 10 cm a  $-13,3$  °C ve 30 cm), nejvyšší naopak v červenci ( $6,7$  °C a  $5,9$  °C). Roční průběh průměrných měsíčních teplot půdy můžeme sledovat na níže přiloženém grafu (Obr. 17), který, z důvodu velmi malých rozdílů teplot v měřených hloubkách, zobrazuje pouze teplotu půdy v hloubce 10 cm. Za pozornost zde stojí značná doba trvání záporných teplot půdy, která poukazuje na umístění meteorologické stanice v místě výskytu permafrostu. Přestože jsou teploty půdy převážnou většinu roku pod bodem mrazu, je z uvedených hodnot patrné, že během letního období teploty nabývají kladných hodnot a dochází tudíž k částečnému rozmrzání svrchní, tzv. činné vrstvy permafrostu.



**Obr. 17:** Graf průměrných měsíčních teplot půdy v 10 cm pod povrchem – stanice Adygine (3 560 m n. m.).

Zdroj: vlastní zpracování

## 4.6 Flóra a fauna

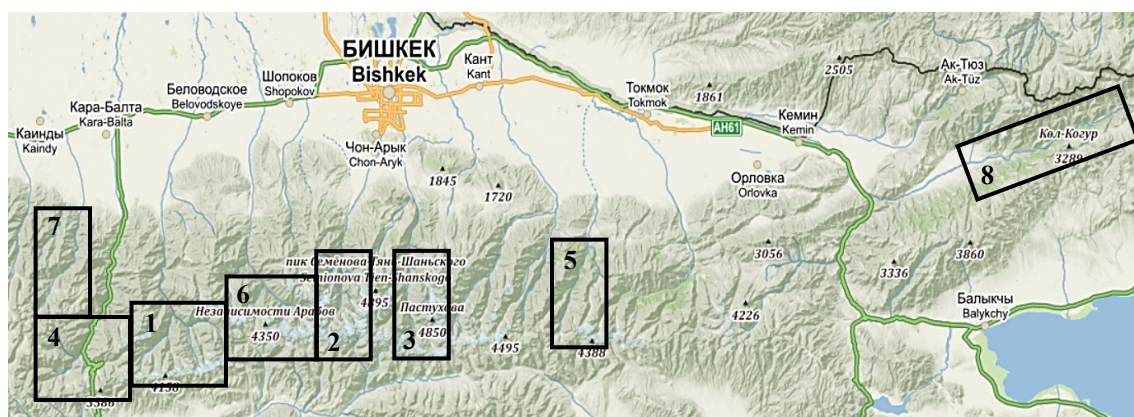
Biodiverzita Ťan Šanu je značně ovlivněna výškovou zonalitou pohoří a vykazuje tedy značnou různorodost mezi jednotlivými regiony. V předhůří Ťan Šanu se lze běžně setkat s polopouštní až pouštní vegetací. Typickými zástupci jsou zde efemerní rostliny s velmi rychlým životním cyklem, jako jsou xerofytní traviny, pelyněk či keře rodu *Ephedra*. Při postupu do vyšších nadmořských výšek pak nacházíme rozlehlé stepi, které jsou zejména na severních svazích střídány lesy. Nad horní hranicí lesa pak nalezneme subalpínské louky přecházející v území se sporadickým výskytem mechů a lišejníků (Allan, Bruk, Rantsman 2019).

S ohledem na charakter reliéfu, tedy na převládající sněhovou a ledovcovou pokrývku, se vegetace v oblasti Kyrgyzského hřbetu vyskytuje jen v omezené míře, a především ve výškách do 3 500 m n. m. V polohách do 800 m n. m. se rozkládají stepi, na které v 1 500 m n.m. navazují smíšené a jehličnaté lesy, jejichž typickým zástupcem je například smrk Schrenkův. Ve vyšších polohách se setkáme již se subalpínskou vegetací plynule přecházející v alpínské louky. Nad hranicí 3 500 m n. m. vegetace postupně mizí, případně se zde ojediněle vyskytuje odolnější vegetace tvořená již zmíněnými mechy a lišejníky (Aizen, Aizen, Kuzmichonok 2007; Sinor, Allworth 2021).

Horské prostředí poskytuje domov velkému množství živočichů, kteří jsou v řadě případů na horské podmínky přímo vázáni. Uvádí se, že horské oblasti obývá přes 85 % světových druhů savců, ptáků i obojživelníků (Rahbek et al. 2019). Typickými zástupci fauny v Ťan Šanu jsou, kromě vlků, lišek a hranostajů, především irbis (neboli levhart sněžný), srnec mandžuský, argali (neboli ovce středoasijská) a koza či ovce horská. Dalšími většími savci obývajícími tuto oblast jsou medvědi hnědí, divoká prasata a rysové. Nalezneme zde však i řadu menších savců, jako je hraboš, tarbík a pišťucha (Allan, Bruk, Rantsman 2019; Sinor, Allworth 2021). Pišťuchy (*Ochotona princeps* či *Ochotona iliensis*) jsou mimo jiné i známými obyvateli kamenných ledovců (Brighenti et al. 2021).

## 5 HODNOCENÍ VLIVU KAMENNÝCH LEDOVCŮ NA HYDROLOGICKÝ REŽIM ŘEK

Praktickým úkolem této práce bylo dále vyhodnotit vliv kamenných ledovců v povodí vybraných řek na základě dostupných dat poskytnutých Institutem vodních problémů v Biškeku. Pro tento krok byly k dispozici měsíční průtoky osmi přítoků řeky Čuj nacházejících se na severní straně Kyrgyzského a Kungejského hřbetu, měřené mezi roky 2000 a 2015. Vybrané vodní toky, včetně přibližného vymezení sledované části povodí, jsou zobrazeny na Obr. 18. Základní charakteristiky povodí těchto řek jsou pak uvedeny v Tabulce 2.



**Obr. 18:** Přibližné vymezení povodí sledovaných řek. 1- Ak-Suu, 2- Ala Arča, 3- Alamedin, 4- Kara Balta, 5- Kegety, 6- Sokuluk, 7- Čon Kaindy, 8- Čon Kemin.

Zdroj: Seznam.cz (2021), vlastní úprava

**Tabulka 2:** Základní charakteristika povodí 8 vybraných řek s výskytem kamenných ledovců na severní straně Kyrgyzského a Kungejského hřbetu.

Název řeky	Plocha povodí [km <sup>2</sup> ]	Střední výška povodí [m n. m.]	Podíl zalednění na ploše povodí [%]	Režim odtoku
<b>Ak-Suu</b>	426	3 060	3,9	ledovcovo-sněhový
<b>Ala Arča</b>	233	3 290	16,6	ledovcovo-sněhový
<b>Alamedin</b>	317	3 260	16,7	ledovcovo-sněhový
<b>Kara Balta</b>	577	2 910	1,2	sněhovo-ledovcový
<b>Kegety</b>	256	2 900	3,5	ledovcovo-sněhový
<b>Sokuluk</b>	353	3 110	9,1	ledovcovo-sněhový
<b>Čon Kaindy</b>	167	3 040	5,6	ledovcovo-sněhový
<b>Čon Kemin</b>	1 890	3 010	5,7	ledovcovo-sněhový

Zdroj: Institut vodních problémů, Moldobekov (2018), vlastní zpracování

Zvolená povodí byla vybrána záměrně tak, aby se na jejich území vyskytovaly kamenné ledovce. Celkové plochy zalednění povodí i dílčí plochy kamenných ledovců byly určeny z Katalogu ledovců – Moldobekov (2018). K určení ovlivnění hydrologického režimu těchto řek kamennými ledovci bylo nejprve zapotřebí srovnat jejich průměrné červnové průtoky s průměrnými červencovými průtoky, a to samé provést u specifických odtoků. Sledování rozdílu průtoků a specifických odtoků mezi uvedenými měsíci bylo zvoleno na základě předchozích naměřených dat na odtoku vody z ledovcových jezer ve zdrojové oblasti před vtokem vody do kamenného ledovce. Jak uvádí Falátková et al. (2020), v průběhu května a června se všechna jezera vlivem zvýšeného přítoku nejprve z tání sněhu, později s postupným příspěvkem tajících ledovců, naplňují a dosahují jen nepatrně nižších hodnot průtoků než v červenci. Výsledky porovnání vypočtených hodnot změn průtoků a specifických odtoků, stejně jako plochy kamenných ledovců uvnitř jednotlivých povodí můžeme vidět níže v Tabulce 3.

**Tabulka 3:** Podíl kamenných ledovců na celkové ploše povodí a porovnání průtoků i specifických odtoků mezi červnem a červencem (průměry za roky 2000–2015).

Název řeky	Plocha kamenných ledovců v povodí [km <sup>2</sup> ]	Nárůst průměrného červencového průtoku ve srovnání s červnovým [m <sup>3</sup> /s]	Nárůst průměrného červencového specifického odtoku ve srovnání s červnovým [l/s/km <sup>2</sup> ]
<b>Ak-Suu</b>	18,8	1,3	2,9
<b>Ala Arča</b>	14,8	4,9	21,0
<b>Alamedin</b>	19,3	7,0	22,0
<b>Kara Balta</b>	12,8	-1,4	-2,5
<b>Kegety</b>	10,8	1,4	5,4
<b>Sokuluk</b>	25,5	3,9	10,9
<b>Čon Kaindy</b>	7,3	-1,4	-2,5
<b>Čon Kemin</b>	41,9	5,3	2,8

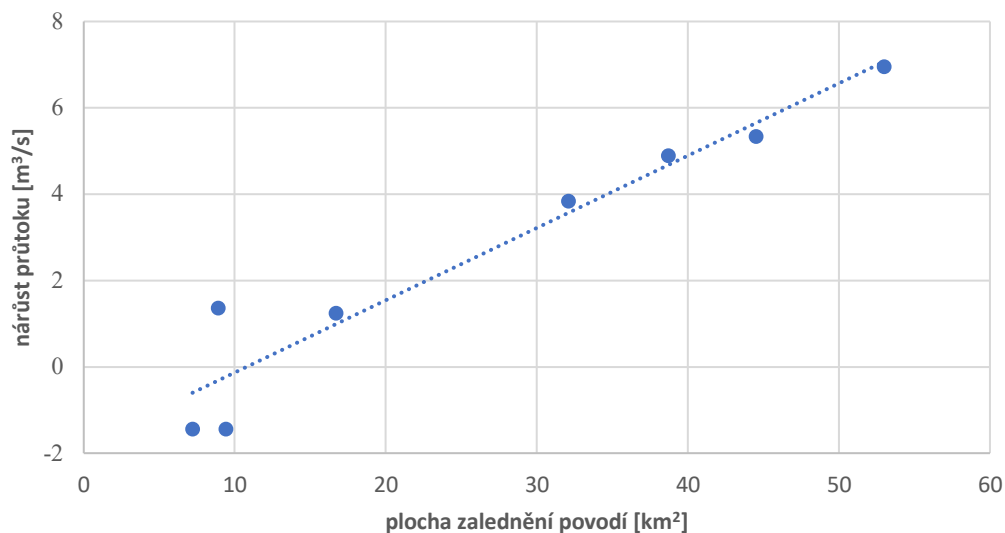
Zdroj: Institut vodních problémů, Moldobekov (2018), vlastní zpracování

Hodnoty rozdílu červnových a červencových specifických odtoků v Tabulce 3 ukazují, že nejvyšších červencových nárůstu dosahují řeky Ala Arča, Alamedin. Stále relativně vysoké nárůsty jsou pozorovány u řeky Sokuluk. Rozdíly mezi červnovým a červencovým specifickým odtokem řek Ak-Suu, Kegety a Čon Kemin již nejsou tak

výrazné, přesto je však stále evidentní nárůst červencového odtoku oproti červnovému. Kladné, ač nepříliš vysoké, hodnoty nárůstů červencového specifického odtoku poukazují na skutečnost, že ačkoli kamenné ledovce pravděpodobně jistou část protékající vody zachycují, dostatečné množství tavné ledovcové vody jimi proteče do přilehlých koryt vodních toků.

Opačný případ pak představují řeky Kara Balta a Čon Kaindy, u nichž pozorujeme pokles červencového specifického odtoku oproti červnovému. Záporné hodnoty změny specifických odtoků lze vysvětlit vyšší konzervační rolí zdejších kamenných ledovců, tedy že uvnitř kamenného ledovce dochází k zamrznání významné části ledovcového odtoku. Dalším faktorem způsobujícím pokles specifického odtoku v červenci bývá převažující sněhovo-ledovcový režim, zde reprezentovaný řekou Kara Balta, který má za následek dřívější vzestup průtoků typický právě pro tento odtokový režim. U řeky Čon Kaindy mohou být zjištěné hodnoty dále ovlivněny rozlehlou plochou povodí, následkem čehož je její průtok ovlivněn řadou přítoků, které mohou vykazovat opět spíše sněhovo-ledovcový režim.

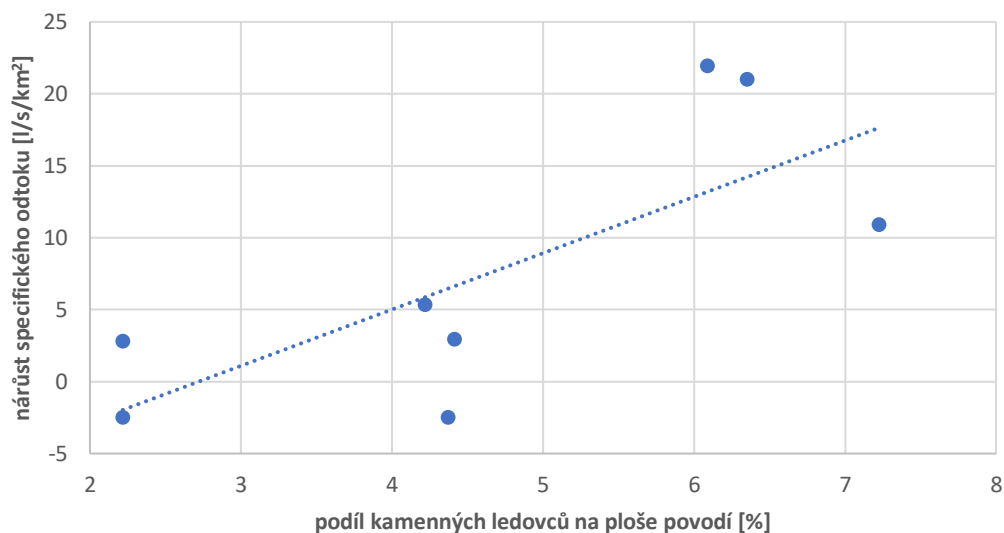
Z výsledků porovnání červnového a červencového průměrného průtoku byl sestrojen graf na Obr. 19. Z něj je na první pohled patrná silná závislost změny červnového a červencového průtoku na zaledněné ploše povodí. Jako důkaz byl vypočítán korelační koeficient, který vyšel 0,96, což značí velmi vysokou míru závislosti těchto dvou veličin. Obdobných hodnot korelačního koeficientu dosáhneme, pokud se rozhodneme zjistit závislost nárůstu červencového specifického odtoku oproti červnovému na podílu zalednění na celkové ploše povodí. S ohledem na převažující ledovcovo-sněhový režim řek ale není toto zjištění nikterak překvapivé.



**Obr. 19:** Graf závislosti nárůstu průměrného červencového průtoku ve srovnání s červnovým na celkové ploše zalednění vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).

Zdroj: Institut vodních problémů, Moldobekov (2018), vlastní zpracování

Nárůst červencového průtoku i specifického odtoku je tedy v podstatě lineárně závislý na ploše zalednění povodí. Pro potvrzení odlišnosti mezi vlivem kamenného ledovce a ledovce na hydrologický režim vodních toků byl sestrojen graf závislosti nárůstu specifického odtoku na podílu kamenných ledovců na ploše povodí (Obr. 20). Pokud tedy porovnáme tento graf s grafem na Obr. 19, vidíme, že zatímco nárůst červencového průtoku přímo koresponduje s plochou zalednění povodí, rozdílné mechanismy ovlivňující průtok vody kamennými ledovci způsobují větší variabilitu vlivu kamenných ledovců na vodní tok. Pro kompletnost byl opět dopočítán korelační koeficient, který vyšel 0,75. Z porovnání s předchozí hodnotou 0,96 je zřejmé, že ačkoli závislost stále platí, je o poznání slabší, což tedy dokládá jak rozdílnost vlivu ledovců a kamenných ledovců, tak zároveň nejednotnost vlivu kamenných ledovců na hydrologický režim řek.



**Obr. 20:** Graf závislosti nárůstu průměrného červencového specifického odtoku ve srovnání s červnovým na podílu kamenných ledovců na celkové ploše vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).

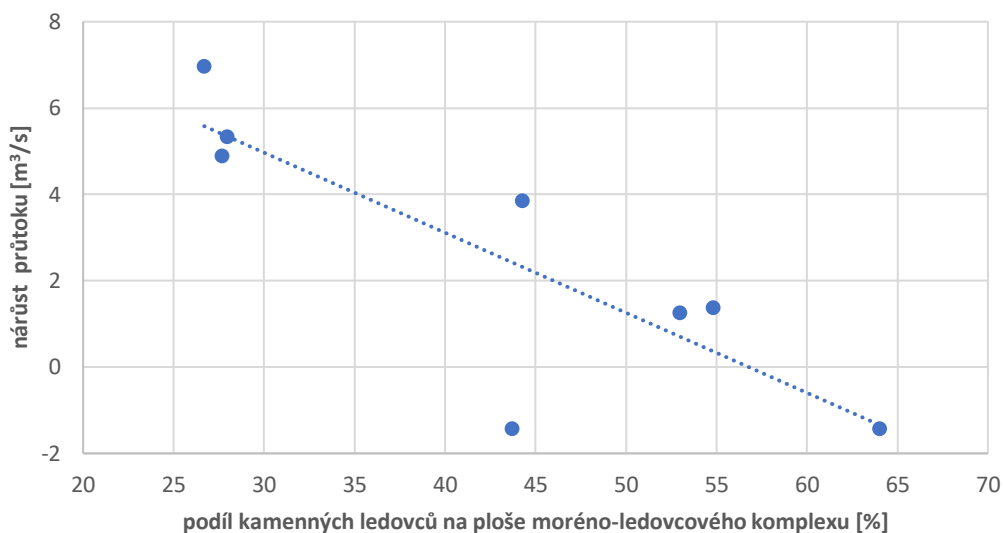
Zdroj: Institut vodnych problem, Moldobekov (2018), vlastní zpracování

Pokud se však nyní zaměříme na srovnání nárůstu červencového průtoku vybraných řek s podílem kamenných ledovců na celkové ploše moréno-ledovcových komplexů uvnitř jejich povodí, zjistíme, že zde platí opačný trend než v minulém případě. Tedy, že s rostoucím podílem kamenných ledovců na celkové ploše moréno-ledovcových komplexů povodí klesá nárůst průtoku mezi červnem a červencem. Graf na Obr. 21 tedy opět poukazuje na odlišnost mechanismu fungování ledovců a kamenných ledovců a potvrzuje hypotézu, že kamenné ledovce v sobě po nějaký čas vodu uchovávají, čímž snižují nárůst specifického odtoku v mezi červnem a červencem. I toto tvrzení bylo doplněno výpočtem korelačního koeficientu, který vyšel -0,84 a můžeme tedy opět potvrdit, že se jedná o prokázanou závislost.

Na grafu na Obr. 21 pozorujeme největší vychýlení od trendu u řeky Čon Kaindy. I přesto, že podíl kamenných ledovců na celkovém zalednění tohoto povodí a povodí Kara Balty je rozdílný, pokles červencového průtoku oproti červnovému vykazují stejný. Z toho tedy vidíme rozdílnost vlivu jednotlivých kamenných ledovců na vodu jimi procházející. Ačkoli je tedy pokles červencových průtoků těchto řek shodný, z porovnání podílu kamenných ledovců na zalednění povodí se nabízí vysvětlení, že kamenný ledovec v povodí řeky Čon Kaindy pravděpodobně akumuluje výrazně větší podíl procházející vody než kamenný ledovec v povodí Kara Balty. Na druhou stranu



je nutné opět připomenout, že odtokový režim řeky Kara Balta je sněhovo-ledovcový, a pokles průtoků je tedy navíc způsoben i rozdílným načasováním vzestupů průtoků. Jelikož malá plocha přítomných ledovců v tomto povodí nedokáže vyvažovat množství vody pocházející z tajícího sněhu, největší rozdíly hodnot průtoků dosahuje řeka Kara Balta v jarních měsících, především mezi květnem a červnem.



**Obr. 21:** Graf závislosti nárůstu průměrného červencového průtoku ve srovnání s červnovým na podílu kamenných ledovců na celkovém zalednění vybraných povodí (průměry za roky 2000–2015).

Zdroj: Institut vodních problémů, Moldobekov (2018), vlastní zpracování

## 6 DISKUZE

Na základě rešerše literatury zabývající se tematikou kamenných ledovců je zjevné, že neexistuje žádný standardizovaný pohled na klasifikaci kamenných ledovců ani procesy jejich vzniku. Dále je poněkud zarážející, že ačkoli řada autorů, jako například Croce a Milana (2002), Chen et al. (2016) či Jones et al. (2018), ve své práci zmiňuje neopomenutelnou podstatu kamenných ledovců, je toto téma dosud poněkud upozaděno. Úskalím, se kterým se pak setkáváme při určování podstaty kamenných ledovců z hlediska hydrologických vlastností, je problematika přímého pozorování. Ačkoli někteří autoři, z nichž lze jmenovat například Krainera a Mostlera (2002) či Winklera et al. (2016), zaměřili svůj výzkum na hydrologickou podstatu kamenných ledovců, nebyly dosud provedeny žádné přímé dlouhodobé výzkumy měřící konkrétní hodnoty hydrologických veličin (Jones et al. 2019), a tudíž jsou hydrologické procesy uvnitř kamenných ledovců z velké části pouhým odhadem či modelem. Jelikož jsou však kamenné ledovce z hlediska budoucího vývoje velmi perspektivními vodními zdroji pro řadu oblastí světa, bylo by, dle mého názoru, na místě pokusit se do budoucna více zaměřit na studium hydrologie kamenných ledovců a pokusit se odhalit mechanismus jejich fungování a zapojení do hydrologického cyklu.

Z dostupných dat z meteorologické stanice Adygine bylo možné charakterizovat klimatické podmínky sledované lokality, které jsou téměř v souladu s charakterem podnebí platným pro severní Ťan Šan (Aizen, Aizen, Melack 1995a; 1995b; 1996; Aizen et al. 1997). I zjištěná teplota půdy, která se po většinu roku nachází pod bodem mrazu, koresponduje s tvrzením (Gorbunov 1996), že svou nadmořskou výškou povodí řeky Adygine náleží do oblasti se sporadickým až souvislým výskytem permafrostu.

Velikou výhodou zdejší meteorologické stanice představuje skutečnost, že hodnoty jsou měřeny v 10minutových intervalech a čtyřikrát denně odesílány na server, odkud jsou dostupné prostřednictvím webové aplikace. Ačkoli jsou tedy získaná data relativně podrobná, mají i své nedostatky. Prvním z nich je již zmíněný nevyhříváný srážkoměr, kvůli kterému nelze spolehlivě určit množství spadlých srážek, což představuje zásadní problém zejména v zimních měsících roku. Dalším bonusem by byla možnost rozlišení, zda se jedná o srážky sněhové či dešťové, což je v současné době možné pouze za předpokladu přítomnosti členů výzkumného týmu na stanici. Bohužel v posledních dvou letech vlivem nedostatku financí a také za přispění pandemie Covid 19 nebyla v letním

období na stanici stálá služba. Ta mimo jiné sleduje právě množství a skupenství srážek v klasickém „vylévacím“ srážkoměru. Nezbytné je také brát v úvahu, že měření touto stanicí probíhá teprve od poloviny roku 2017, a nelze tedy hodnoty zaznamenané v průběhu necelých 4 let považovat za reprezentativní pro vyvození jednoznačných závěrů o místním klimatu a jeho trendech.

Obdobnou zkušenost s vysokohorskou meteorologickou stanicí popisují (Singh, Haritashya, Kumar 2007), kteří zdůrazňují, že největší potenciál takovýchto stanic se skrývá zejména ve využití naměřených dat pro výzkum vlivu klimatických podmínek na ledovce, jelikož, s ohledem na problematiku instalaci i provoz meteorologických stanic ve vysokohorských polohách, je takovýchto naměřených hodnot stále velmi omezené množství, čímž je výzkum ústupu ledovců do značné míry limitován. Přestože je tedy evidentní, že vybavení zdejší meteorologické stanice by bylo vhodné v jistých ohledech vylepšit, lze díky jejímu umístění konstatovat, že se jedná o velice unikátní meteorologickou stanici, která navíc, díky krátkým intervalům měření, poskytuje velice cenná a podrobná data sloužící jako kvalitní podklad pro probíhající i budoucí výzkumy v této oblasti.

Abychom však mohli využít naměřená klimatická data při studiu hydrologie kamenného ledovce v údolí Adygine, jsou zapotřebí dostatečně detailní informace o průtoku kamenným ledovcem, kterými však zatím nedisponujeme. Přestože práce (Falátková et al. 2020) odhalila rychlost průtoku tavné ledovcové vody skrz kamenný ledovec do koryta řeky Adygine a zároveň upozornila na možnost akumulace vody uvnitř materiálu kamenného ledovce, která poté odtéká s určitým zpožděním, k vyhodnocení množství a načasování průtoku vody tímto kamenným ledovcem je zapotřebí další výzkum, který, jak již bylo nastíněno výše, by měl být tématem navazující magisterské práce.

Předmětem této práce bylo zároveň vyhodnocení průtoků vybraných přítoků řeky Čuj, nacházejících se na severní straně Kyrgyzského a Kungejského hřbetu, naměřených mezi roky 2000 a 2015. Za současného využití znalosti zaledněných ploch i ploch kamenných ledovců v rámci těchto povodí byl studován vliv kamenných ledovců na změnu průtoku řek. Stejně jako uvádí Winkler et al. (2016), i výsledky analýzy průtoků sledovaných povodí v této práci poukazují na skutečnost, že kamenné ledovce mají schopnost akumulace části ledovcové vody, která jimi prochází. Do jisté míry se tím tedy

podářilo prokázat, že přítomnost kamenných ledovců v povodí ovlivňuje načasování i množství odtoku (Geiger et al. 2014).

Zajímavé závěry pramení především z porovnání výstupu mého vyhodnocení vlivu kamenných ledovců v osmi sledovaných povodích se studií Erochina, Mamatkanova a Tuzové (2015), kteří se obdobným srovnáním změny červnových a červencových průtoků i specifických odtoků řek zabývali na území nejen Kyrgyzského hřbetu a Kungejského, ale navíc i Talaského a Terského hřbetu. Dle velikosti nárůstu specifického červencového odtoku rozdělují řeky do čtyř kategorií. První kategorii tvoří řeky, jejichž nárůsty červencových specifických odtoků byly nejvyšší ( $0,07\text{--}0,09\text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ ), což znamená že voda z tajících ledovců není přítomností kamenných ledovců nikterak zasažena, respektive se dostává do koryt řek přímo z povrchu ledovců. Hodnoty nárůstu specifického červencového odtoku spadající do této kategorie jsme však na území sledovaných povodí nepozorovali, z čehož je patrné, že přítomné kamenné ledovce ovlivňují všechny sledované řeky. U druhé kategorie (nárůst o  $0,10\text{--}0,25\text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ ) je prokazatelný průtok tavné ledovcové vody moréno-ledovcovým komplexem (tedy kamenným ledovcem). V procesu filtrace tavné vody v kamenném ledovci dochází k odtávání části pohřbeného ledu a doplnění přítoku o tyto tavné vody. To má za následek zvýšení nárůstu specifického odtoku ve srovnání s čistě ledovcovým. Ani do této skupiny však sledované řeky nespádají, a tak lze konstatovat, že kamenné ledovce přítomné v pozorovaných povodích nezvyšují specifický odtok zdejších řek.

Třetí typ, který vyčleňují Erochin, Mamatkanov a Tuzova (2015) reprezentují vodní toky s již relativně nízkým rozdílem mezi červnovým a červencovým specifickým odtokem ( $0,03\text{--}0,06\text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ ). Ze sledovaných řek se těmito hodnotám nejvíce přibližují řeky Ala Arča, Alamedin, případně Sokuluk. Hodnoty poukazují na přítomnost velkých koncovo-morénových jazyků, skrz které se filtruje ledovcový odtok před vtokem do koryt řek. Při tom pohřbené ledy koncovo-morénových jazyků ochlazují část ledovcového odtoku do zámrazu a konzervace, což má za následek zmenšení nárůstu specifického ledovcového odtoku ve srovnání s čistě ledovcovým. Přestože nárůsty červencových specifických odtoků řek Ak Suu, Kegety a Čon Kemin neodpovídají hodnotám typickým pro tuto skupinu, lze s jistou mírou pravděpodobnosti předpokládat, že jsou nižší hodnoty nárůstu červencového specifického odtoku způsobeny větší konzervační schopností zdejších kamenných ledovců, a řeky tak můžeme řadit do stejné skupiny. Poslední kategorie je v mém případě reprezentována řekami Kara Balta a Čon Kaindy, majícími

nižší specifický odtok v červenci než v červnu. Ledovcové napájení na řekách, u kterých je červencový specifický odtok nižší než červnový, se snižuje natolik, že nepřevyšuje odtok jarního tání sněhu (Erochin, Mamatkanov, Tuzova 2015). Zde se nabízejí dvě možné příčiny tohoto chování. Jednou z nich může být menší plocha zalednění, což odpovídá řece Kara Balta, u které je plocha zalednění nejnižší a vykazuje již sněhovo-ledovcový režim odtoku, nebo se může projevat zvýšení konzervační role koncovo-morénových jazyků, což je zřejmě částečně případ řeky Čon Kaindy.

I přes stanovené závěry se však jedná pouze o hrubý odhad a pro jednoznačné určení vlivu kamenných ledovců na hydrologický režim zdejších řek by bylo zapotřebí provést podrobnější výzkumy zaměřující se přímo na měření odtoku vody z kamenných ledovců. Opět je navíc nutné poznamenat, že pro spolehlivost výsledků by byla vhodná delší časová řada sledovaných průtoků. Navíc by ke komplexnějšímu posouzení ovlivnění vodních toků kamennými ledovci bylo ideální disponovat naměřenými hodnotami denních průtoků, nikoli pouze měsíčními průměry. Zároveň je třeba při vyhodnocování výsledků z dostupných dat zohledňovat možnost ovlivnění naměřených hodnot několika faktory, jako například rozdílným množstvím akumulované sněhové pokrývky na konci jarního období či rozdílné teplotní podmínky způsobující různé načasování nástupu tání sněhu i ledovců. Výsledkem těchto faktorů mohou být více či méně výrazné meziroční rozdíly, které však mohou podstatným způsobem ovlivňovat odtoky v rámci sledovaných povodí, a tak zkreslovat vliv samotných kamenných ledovců na hydrologický režim těchto řek. Kromě použitých dat by tedy bylo vhodné disponovat navíc klimatickými daty (zejména množstvím a formou srážek a teplotami vzduchu) jednotlivých povodí, aby bylo možné toto zkreslení výsledků eliminovat. Současně by pak bylo možné porovnat takovéto výsledky s výstupy výzkumu Krainera a Mostlera (2002). Ti ve svém výzkumu prokázali téměř okamžitou reakci kamenných ledovců na klimatické události, tedy nízké hodnoty průtoků během chladných dní s převahou sněhových srážek střídané velmi rapidními vzestupy průtoků následkem vydatných dešťů, které následně v průběhu několika hodin po odeznění deště opět strmě poklesnou.

## 7 ZÁVĚR

Vysokohorské systémy jsou významným krajinným prvkem jak z vizuálního, tak zejména z funkčního hlediska. Stěžejním tématem této práce byly kamenné ledovce, které jsou typickým periglaciálním útvarem právě pro vysokohorské oblasti a představují velmi významnou dlouhodobou zásobárnu vody, která je uchovávána v podobě pohřbeného ledu uvnitř kamenných ledovců. Z provedené rešerše dostupné literatury je zřejmé, že problematika kamenných ledovců je poněkud kontroverzním tématem, jelikož existuje řada nejednotných, a často protichůdných názorů na jejich způsob vzniku i pravidla klasifikace. Přestože se autoři shodují na zásadním vlivu kamenných ledovců na hydrologický režim vysokohorských vodních toků, jsou v tomto směru ve výzkumu stále značné mezery. Z tohoto důvodu bylo jako konkrétní téma této bakalářské práce zvolen vliv kamenných ledovců na hydrologický režim.

Stejně jako z provedené literární rešerše, i z dostupných dat naměřených meteorologickou stanicí v povodí řeky Adygine vyplývá, že klima severní strany Kyrgyzského hřbetu vykazuje typické znaky kontinentality. Jsou pro tuto oblast charakteristické výrazné teplotní amplitudy během roku s relativně nízkými úhrny srážek zapříčiněné značnou vzdáleností od oceánu. Celoročně nízké teploty i převažující sněhové srážky jsou navíc podmíněny vysokou nadmořskou výškou povodí. Jelikož se zároveň jedná o území z velké části pokryté permafrostem, je zde hojný výskyt glaciálních i periglaciálních útvarů, jakými jsou právě studované kamenné ledovce. Ty mají nezpochybnitelný vliv na průtok místních řek, což bylo pozorováno na konkrétním případě osmi řek protékajících severní stranou Kyrgyzského hřbetu.

Prostřednictvím známých měsíčních průtoků a ploch zalednění sledovaných povodí byla sledována závislost změny červencového průtoku ve srovnání s červnovým na zaledněné ploše povodí. I přes uvedená úskalí byla dokázána závislost plochy kamenných ledovců na ovlivnění průtoku sledovaných řek. Souhrnně lze tedy konstatovat, že forma ovlivnění vodních toků kamennými ledovci závisí na formě moréno-ledovcových akumulací. U všech pozorovaných řek je pravděpodobné snížení nárůstu specifických průtoků mezi červnem a červencem oproti nárůstu výhradně ledovcovému. Extrémním případem jsou pak řeky Kara Balta a Čon Kemin, u nichž dochází, pravděpodobně vlivem vysoké konzervační role kamenných ledovců

či vysokému podílu tajícího sněhu na zdroji vodnosti, ke snížení specifických průtoků mezi červnem a červencem.

Tato bakalářská práce by měla sloužit jako základ pro navazující diplomovou práci, v rámci které by byl proveden přímý kontinuální monitoring průtoků v těsné blízkosti kamenného ledovce v údolí Adygine. S využitím poznatků pramenících z předchozích studií, zaměřených na režim zdejších ledovcových jezer a rychlost průtoku tavné ledovcové vody kamenným ledovcem, by nyní bylo na místě pokusit se vysledovat rozdíly v charakteru kolísání průtoků při vstupu vody do kamenného ledovce a po výstupu z něj, čímž by byl blíže odhalen způsob průtoku vody kamenným ledovcem Adygine.

## 8 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

AIZEN, V. (1988): The glaciation and its evolution in the North Tien Shan. Academy of Sciences of the USSR, Moskva.

AIZEN, V. (2011): Tien Shan glaciers. In: Singh, V. P., Singh, P., Haritashya, U. K. (eds.): Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Springer, 1179–1181.

AIZEN, V., AIZEN, E., KUZMICHONOK, V. A. (2007): Glaciers and hydrological changes in the Tien Shan: simulation and prediction. Environmental Research Letters, 2, 1–10.

AIZEN, V., AIZEN, E., MELACK, J. (1995a): Characteristics of runoff formation at the Kirgizskiy Alatau, Tien Shan. Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments, 228, 413–430.

AIZEN, V., AIZEN, E., MELACK, J. (1995b): Climate, snow cover, glaciers, and runoff in the Tien Shan, Central Asia. Water Resources Bulletin, 31, 1113–1129.

AIZEN, V., AIZEN, E., MELACK, J. M. (1996): Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. Journal of Hydrology, 186, 229–251.

AIZEN, V., AIZEN, E., MELACK, J. M., DOZIER, J. (1997): Climatic and Hydrologic Changes in the Tien Shan, Central Asia. Journal of Climate, 10, 1393–1404.

AIZEN, V., KUZMICHONOK, V. A., SURAZAKOV, A. B., AIZEN, E. (2006): Glacier changes in the central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote-sensing data. Annals of Glaciology, 43, 202–213.

ALLAN, N. J. R., BRUK, S. I., RANTSAMAN, Y. Y. (2019): Tien Shan, Encyclopedia Britannica, <https://www.britannica.com/place/Tien-Shan> (cit. 11. 4. 2021).

AZÓCAR, G. F., BRENNING, A. (2010): Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°–33°S). Permafrost and Periglacial Processes, 21, 42–53.

BARSCHE, D. (1996): Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin.

BERTHLING, I. (2011): Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. Geomorphology, 131, 98–106.

BOLCH, T. (2015): Glacier area and mass changes since 1964 in the Ala Archa Valley, Kyrgyz Ala-Too, northern Tien Shan. Ice and Snow, 129, 28–39.

BRAZIER, V., KIRKBRIDE, M. P., OWENS, I. F. (1998): The relationship between climate and rock glacier distribution in the Ben Ohau Range, New Zealand. Geografiska Annaler, 80, 193–207.

BRENNING, A. (2005): Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33–35°S). Permafrost and Periglacial Processes, 16, 231–240.



- BRIGHENTI, S., HOTALING, S., FINN, D. S., FOUNTAIN, A. G., HAYASHI, M., HERBST, D., SAROS, J. E., TRONSTAD, L. M., MILLAR, C. I. (2021): Rock glaciers and related cold rocky landforms: Overlooked climate refugia for mountain biodiversity. *Global Change Biology*, 27, 1504–1517.
- BUCHLI, T., MERZ, K., ZHOU, X., KINZELBACH, W., SPRINGMAN, S. M. (2013): Characterization and Monitoring of the Furggwanghorn Rock Glacier, Turtmann Valley, Switzerland: Results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal*, 12, 1, 1–15.
- BURGER, K. C., DEGENHARDT, J. J., GIARDINO, J. R. (1999): Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31, 93–132.
- CABALLERO, Y., JOMELLI, V., CHEVALLIER, P., RIBSTEIN, P. (2002): Hydrological characteristics of slope deposits in high tropical mountains (Cordillera Real, Bolivia). *Catena*, 47, 101–116.
- CAPPS, S. R. (1910): Rock glaciers in Alaska. *Journal of Geology*, 18, 359–375.
- ČERNÍK, A., SEKYRA, J. (1969): *Zeměpis velehor*. Academia, Praha.
- CHEN, H., CHEN, Y., LI, W., LI, Z. (2019): Quantifying the contributions of snow/glacier meltwater to river runoff in the Tianshan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 174, 47–57.
- CHEN, Y., LI, W., DENG, H., FANG, G., LI, Z. (2016): Changes in Central Asia's Water Tower: Past, Present and Future. *Scientific Reports*, 6, 1–12.
- COHEN, K. M., FINNEY, S. C., GIBBARD, P. L., FAN, J. X. (2013): ICS International Chronostratigraphic Chart.
- CROCE, F. A., MILANA, J. P. (2002): Internal Structure and Behaviour of a Rock Glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 299, 289–299.
- DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha.
- EROCHIN, S. A., MAMATKANOV, D. M., TUZOVA, T. V. (2015): Vlijanije pogreblenogo lda na stok rek Sevrenogo Ťan Šana. Institut vodnych problem i gidroenergetiki NAN KR, výzkumná zpráva, 1–10.
- FALÁTKOVÁ, K., ŠOBR, M., KOCUM, J., JANSKÝ, B. (2014): Hydrological regime of Adygine lake, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Geografie*, 119, 320–341.
- FALÁTKOVÁ, K., ŠOBR, M., NEUREITER, A., SCHÖNER, W., JANSKÝ, B., HÄUSLER, H., ENGEL, Z., BENE, V. (2019): Development of proglacial lakes and evaluation of related outburst susceptibility at the Adygine ice-debris complex, northern Tien Shan. *Earth Surface Dynamics*, 7, 301–320.
- FALÁTKOVÁ, K., ŠOBR, M., SLAVÍK, M., BRUTHANS, J., JANSKÝ, B. (2020): Hydrological characterization and connectivity of proglacial lakes to a stream, Adygine ice-debris complex, northern Tien Shan. *Hydrological Sciences Journal*, 65, 610–623.

- FARINOTTI, D., LONGUEVERGNE, L., MOHOLDT, G., DUETHMANN, D., MÖLG, T., BOLCH, T., VOROGUSHYN, S., GÜNTNER, A. (2015): Substantial glacier mass loss in the Tien Shan over the past 50 years. *Nature Geoscience*, 8, 716–722.
- FREE WORLD MAPS (2005): Kyrgyzstan physical map, Physical map of Kyrgyzstan, equirectangular projection, <https://www.freeworldmaps.net/asia/kyrgyzstan/map.html> (cit. 14. 3. 2021).
- GEIGER, S. T., DANIELS, J. M., MILLER, S. N., NICHOLAS, J. W. (2014): Influence of rock glaciers on stream hydrology in the La Sal Mountains, Utah. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46, 645–658.
- GIARDINO, J. R., REGMI, N. R., VITEK, J. D. (2011): Rock Glaciers. In: Singh, V. P., Singh, P., Haritashya, U. K. (eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer, Dordrecht, 943–948.
- GIARDINO, J. R., VITEK, J. D., DEMORETT, J. L. (1992): A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics. In: Dixon, J. C., Abrahamas, A. D. (eds.): *Periglacial Geomorphology*. Chichester, 159–184.
- Google Earth (2021): Adygene, <https://earth.google.com/web> (cit. 1. 4. 2021).
- GORBUNOV, A. P. (1996): Monitoring the evolution of permafrost in the Tien Shan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 297–298.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of Mountain Permafrost: Internal Structure and Flow of Alpine Rock Glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Zürich*.
- HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADANYI, B., MATSUOKA, N., SPRINGMAN, S., MÜHLL, D. V. (2006): Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 189–214.
- HAGG, W., BRAUN, L. N., KUHN, M., NESGAARD, T. I. (2007): Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments. *Journal of Hydrology*, 332, 40–53.
- HARRISON, S., WHALLEY, B., ANDERSON, E. (2008): Relict rock glaciers and protalus lobes in the British Isles: implications for Late Pleistocene mountain geomorphology and palaeoclimate. *Journal of Quaternary Science*, 23, 287–304.
- HUMLUM, O. (1982): Rock glacier types on Disko, Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*, 82, 1, 59–66.
- HUMLUM, O. (1988): Rock Glacier Appearance Level and Rock Glacier Initiation Line Altitude: A Methodological Approach to the Study of Rock Glaciers. *Arctic and Alpine Research*, 20, 2, 160–178.
- HUMLUM, O. (1996): Origin of rock glaciers: Observations from Mellemfjord, Disko Island, Central West Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 361–380.

- JEDLIČKOVÁ, Š. (2019): Vývoj odtoku vody ve vybraných povodích Kyrgyzského hřbetu, Ťan-Šan. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha.
- JOHNSON, P. G. (1981): The structure of a talus-derived rock glacier deduced from its hydrology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1422–1430.
- JONES, D. B., HARRISON, S., ANDERSON, K., BETTS, R. A. (2018): Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. *Scientific Reports*, 8, 1–10.
- JONES, D. B., HARRISON, S., ANDERSON, K., WHALLEY, W. B. (2019): Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*, 193, 66–90.
- KÄÄB, A. (2008): Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 136, 107–136.
- KÄÄB, A., FRAUENFELDER, R., ROER, I. (2007): On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56, 172–187.
- KOPPE, M., GILLESPIE, A. R., BURKE, R. M., THOMPSON, S. C., STONE, J. (2008): Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan. *Quaternary Science Reviews*, 27, 846–866.
- KRAINER, K., MOSTLER, W. (2002): Hydrology of Active Rock Glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34, 142–149.
- KUMMERT, M., DELALOYE, R. (2018): Mapping and quantifying sediment transfer between the front of rapidly moving rock glaciers and torrential gullies. *Geomorphology*, 309, 60–76.
- LIU, C., HAN, T. (1992): Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan mountains, Central Asia. *Annals of Glaciology*, 16, 11–16.
- LUCKMAN, B. H., CROCKETT, K. J. (1978): Distribution and characteristics of rock glaciers in the southern part of Jasper National Park, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, 540–550.
- LUGON, R., STOFFEL, M. (2010): Rock-glacier dynamics and magnitude-frequency relations of debris flows in a high-elevation watershed: Ritigraben, Swiss Alps. *Global and Planetary Change*, 73, 202–210.
- MARCHENKO, S. S. (2003): Kriolitozona Severnogo Tjan-Shanja: Ploshloje, Nastojashchee, Bydushchee (Permafrost in Northern Tien Shan: past, present, and future). Izdatelstvo Instituta Merzlotobedenija SORAN, Jakutsk.
- MARCHENKO, S. S., GORBUNOV, A. P., ROMANOVSKY, V. E. (2007): Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, 56, 311–327.
- MARTIN, E. H., WHALLEY, B. W. (1987): Rock Glaciers, part 1: Rock glacier morphology: classification and distribution. *Progress in Physical Geography*, 11, 260–282.

- MAXIMOV, E. B., BAZHEVA, V. Y. (1973): Katalog ledovců SSSR. Hydrometeoizdat, Leningrad.
- MIKOLAICHUK, A. V., APAYAROV, F. K. (2004): Geological map, KYRGYZ RANGE AND CHU BASIN, 1:200 000, <http://www.kyrgyzstan.ethz.ch> (cit. 30. 3. 2021).
- MILLAR, C. I., WESTFALL, R. D., DELANY, D. L. (2013): Thermal and hydrologic attributes of rock glaciers and periglacial talus landforms: Sierra Nevada, California, USA. *Quaternary International*, 310, 169–180.
- MOLDOBEKOV, M. D., SHABUNIN, A. D. (2018): Katalog ledovců Kyrgyzstánu. CAIS, Biškeek.
- MONNIER, S., KINNARD, C. (2015): Reconsidering the glacier to rock glacier transformation problem: New insights from the central Andes of Chile. *Geomorphology*, 238, 47–55.
- NATIONS, F. and A. O. of the U. (1977): FAO/UNESCO Soil Map of the World, <http://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/faounesco-soil-map-of-the-world/en/> (cit. 11. 4. 2021).
- NETOPIIL, R. (1972): Hydrologie pevnin. Academia, Praha.
- OUTCALT, S. I., BENEDICT, J. B. (1965): Photo-Interpretation of two Types of Rock Glacier in the Colorado Front Range, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 5, 849–856.
- PEPIN, N., BRADLEY, R. S., DIAZ, H. F., BARAER, M., CACERES, E. B., FORSYTHE, N., FOWLER, H., GREENWOOD, G., HASHMI, M. Z., LIU, X. D., MILLER, J. R., NING, L., OHMURA, A., PALAZZI, E., RANGWALA, I., SCHÖNER, W., SEVERSKIY, I., SHAHGEDANOVA, M., WANG, M. B., WILLIAMSON, S. N., YANG, D. Q. (2015): Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5, 424–430.
- POTTER, N. (1972): Ice-Cored Rock Glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. *GSA Bulletin*, 83, 10, 3025–3058.
- RAHBEK, C., BORREGAARD, M. K., COLWELL, R. K., DALSGAARD, B., HOLT, B. G., MORUETA-HOLME, N., NOGUES-BRAVO, D., WHITTAKER, R. J., FJELDSÅ, J. (2019): Humboldt's enigma: What causes global patterns of mountain biodiversity? *Science*, 365, 1108–1113.
- RGI CONSORTIUM (2017): Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, <https://www.glims.org/RGI/> (cit. 1. 4. 2021).
- ROHN, O. (1900): A reconnaissance of the Chitna River and Skolai Mountains, Alaska. US Geological Survey, 21st Annual Report, 2, 399–400.
- SCHAFFER, N., MACDONELL, S., RÉVEILLET, M., YÁÑEZ, E., VALOIS, R. (2019): Rock glaciers as a water resource in a changing climate in the semiarid Chilean Andes. *Regional Environmental Change*, 19, 1263–1279.

- ŠEFRNA, L., PREVITALI, F., COMOLLI, R., CANTELLI, D., ZDRAVKOVIČ, M. (2008): Trace elements in soils in the northern and the central Tian-Shan (Kazakhstan - Kyrgyzstan). *Geografie*, 113, 253–268.
- SEZNAM.CZ (2021): *Mapy.cz - Turistická mapa.*, Ťan Šan, <https://mapy.cz/> (cit. 20. 4. 2021).
- SHRODER, J. F., BISHOP, M. P., COPLAND, L., SLOAN, V. F. (2000): Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 82, 1, 17–31.
- SINGH, P., HARITASHYA, U. K., KUMAR, N. (2007): Meteorological study for Gangotri Glacier and its comparison with other high altitude meteorological stations in central Himalayan region. *Nordic Hydrology*, 38, 59–77.
- SINOR, D., ALLWORTH, E. (2021): Kyrgyzstan, *Encyclopedia Britannica*, <https://www.britannica.com/place/Kyrgyzstan> (cit. 13. 4. 2021).
- SOLOMINA, O., BARRY, R., BODNYA, M. (2004): The retreat of Tien Shan glaciers (Kyrgyzstan) since the little ice age estimated from aerial photographs, lichenometric and historical data. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 86, 2, 205–215.
- SORG, A., BOLCH, T., STOFFEL, M., SOLOMINA, O., BENISTON, M. (2012): Climate change impacts on glaciers and runoff in Tien Shan (Central Asia). *Nature Climate Change*, 2, 725–731.
- SPENCER, A. C. (1900): A peculiar form of talus *Science*. *Science*, 11, 1–188.
- STEENSTRUP, K. J. V. (1883): Bidrag til Kjendskab til Braerne og Brae-Isen i Nord-Gronland. *Medd Grönl*, 4, 69–112.
- STINE, M. (2012): Clyde Wahrhaftig and Allan Cox (1959) Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America* 70(4): 383-436. *Progress in Physical Geography*, 37, 130–139.
- STROEVEN, A. P., HÄTTESTRAND, C., HEYMAN, J., KLEMAN, J., MORÉN, B. M. (2013): Glacial geomorphology of the Tian Shan. *Journal of Maps*, 9, 505–512.
- TIBALDI, A., CORAZZATO, C., RUST, D., BONALI, F. L., PASQUARÈ MARIOTTO, F. A., KORZHENKOV, A. M., OPIZZI, P., BONZANIGO, L. (2015): Tectonic and gravity-induced deformation along the active Talas-Fergana Fault, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Tectonophysics*, 657, 38–62.
- UFIMTSEV, G. F. (2009): Geomorphological features of the Western Tien Shan. *Geography and Natural Resources*, 30, 156–160.
- UNITED NATIONS, DEPARTMENT OF ECONOMIC AND SOCIAL AFFAIRS, P. D. (2019): *World Population Prospects 2019, Online Edition. Rev. 1.*, <https://population.un.org/wpp/Download/Standard/Population/> (cit. 3. 4. 2021).
- VONDER MÜHLL, D., STUCKI, T., HAEBERLI, W. (1998): Borehole temperatures in alpine permafrost: a ten year series. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada)*, 55, 1089–1095.

- WAHRHAFTIG, C., COX, A. (1959): Rock glacier in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 383–436.
- WAYNE, W. J. (1981): Ice segregation as an origin for lenses of non-glacial ice in “ice cemented” rock glaciers. *Journal of Glaciology*, 27, 506–510.
- WHALLEY, W. B., MARTIN, E. H. (1992): Rock glaciers: II models and mechanisms. *Progress in Physical Geography*, 16, 127–186.
- WHITE, S. E. (1976): Rock glaciers and block fields, review and new data. *Quaternary Research*, 6, 77–97.
- WINKLER, G., WAGNER, T., PAURITSCH, M., BIRK, S., KELLERER-PIRKLBAUER, A., BENISCHKE, R., LEIS, A., MORAWETZ, R., SCHREILECHNER, M. G., HERGARTEN, S. (2016): Identification and assessment of groundwater flow and storage components of the relict Schöneben Rock Glacier, Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). *Hydrogeology Journal*, 24, 937–953.
- ZHANG, Q., CHEN, Y., LI, Z., FANG, G., XIANG, Y., JI, H., LI, X. (2021): Why are glacier lakes in the Eastern Tien Shan expanding at an accelerated rate? *Remote Sensing*, 13, 1–29.