

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**ZMĚNY ODTOKU VODY VE VELEHORSKÉM PROSTŘEDÍ,
PŘÍPADOVÁ STUDIE KYRGYZSKÝ HŘBET, ŤAN-ŠAN**

**(Runoff changes in mountain environment, case study
Kyrgyz Ridge, Tian Shan)**

Bakalářská práce

Šárka Jedličková

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

Praha 2016

Zadání bakalářské práce

Název práce

Změny odtoku vody ve velehorském prostředí, případová studie Kyrgyzský hřbet, Ťan-Šan

Cíle práce

Bakalářská práce si stanovuje následující cíle:

1. Provést literární rešerši metod, používaných ke zjišťování změn v odtoku.
2. Provést literární rešerši na téma změny odtoku ve vysokohorském prostředí, se zaměřením na oblast Střední Asie (Ťan - Šan, Pamír).
3. Provést základní fyzickogeografickou charakteristiku povodí řek Alamedin, Ala-Arča, Kara-Balta se zaměřením na režim odtoku.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Rešeršní část práce bude zaměřena na statistické metody, kterými je možné sledovat změnu odtoku.

Zájmovým územím bude povodí řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta, které se nachází na severní straně Kyrgyzského hřbetu, pohoří Ťan-Šan. Povodí budou zkoumána po závěrový profil.

Hlavním datovým zdrojem jsou data z Institutu vodnych problem.

Datum zadání: 11. 11. 2015

Jméno studenta: Šárka Jedličková

Podpis studenta:

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

Podpis vedoucího práce:

Podpis vedoucího katedry:

Na tomto místě bych ráda poděkovala svému vedoucímu RNDr. Miroslavu Šobrovi, Ph.D. za možnost psát o tomto tématu, za čas mi věnovaný, při poskytování cenných rad. Dále bych chtěla poděkovat všem, kteří mi byli při tvorbě mé bakalářské práce nápomocni a podporovali mě v mé práci.

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala 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, 17. 5. 2016

.....

ABSTRAKT

Cílem této práce bylo vyhledat dostupné statistické metody, které je možné využít na sledování změn odtoku řek ve vysokohorském prostředí (a nejen v něm). Jednou z nejčastěji užívaných metod je Mann-Kendall test. Dále pak jsou to testy na homogenitu časových řad, mezi které patří např. Pettitt test nebo Mann-Whitney test. K pozorování změn je také možné využít různé modely. Práce podává charakteristiky povodí řek Ala-Arča, Alamedina a Kara-Balta se zaměřením na jejich odtok. Odtoky řeky Ala-Arča byly zkoumány v letech 1928 - 2010, pro řeku Alamedina byly analyzovány roky 1926 - 2010. A u řeky Kara-Balta je dostupná časová řada pouze za období 1927 - 1994.

Klíčová slova: odtok, statistické metody, vysokohorské prostředí, Ťan-Šan, ledovcovo-sněhový režim

ABSTRACT

The goal of this thesis is to search available statistical methods, which can be used for tracking changes in runoff of rivers in mountain areas (but not exclusively there). One of the most commonly used methods is Mann-Kendall test. Next there is test of homogeneity of time series, which includes for example Pettitt test or Mann-Whitney test. To observe the changes we can also use different models. The thesis gives characteristics of the drainage area of the rivers Ala-Archa, Alamedina a Kara-Balta with focus on their runoff. Runoffs of their river Ala-Archa were studied in years 1928 - 2010. For river Alamedin, only years 1926 - 2010 were analyzed. And for river Kara-Balta, the time series is available only for period of 1927 - 1994.

Key words: runoff, statistical methods, mountain environment, Tian Shan, glacier-snow regime

OBSAH

1. ÚVOD.....	8
1.1 Cíl práce.....	8
2. METODIKA.....	9
3. ZJIŠŤOVÁNÍ ZMĚN V ODTOKOVÉM REŽIMU	10
3.1 Jednoduché součtové čáry	10
3.2 Podvojně součtové čáry	10
3.3 Mann-Kendall test.....	11
3.4 Testování homogenity časových řad.....	14
3.4.1 Pettitt test	14
3.4.2 Mann-Whitney test/Wilcoxon test	16
3.4.3 Kruskal-Wallisův test.....	17
3.4.4 Alexanderssonův test homogenity pro jednoduchý zlom	18
3.5 Modely odtoku ve vysokohorském prostředí	18
3.5.1 Glacier Evolution Runoff Model (GERM).....	18
3.5.2 The Soil Water Assessment Tool (SWAT Model).....	20
3.5.3 Degree-day model.....	21
3.5.4 HBV-ETH model	22
3.5.5 OEZ model	23
3.6 Proměnné, u kterých můžeme sledovat změnu v trendu.....	25
3.7 Postup při zjišťování změn hydrologických jevů	25
3.8 Odtok a odtokové režimy	26
3.9 Sledování odtoku řek v pohoří Ťan-Šan	26
4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	30
4.1 Lokalizace zkoumané oblasti.....	30
4.2 Geologické poměry	30
4.3 Geomorfologické poměry	31
4.4 Klimatické poměry	32
4.5 Hydrologické poměry	35
4.6 Půdní poměry.....	38
4.7 Biogeografie	38
5 HODNOCENÍ ODTOKOVÉHO REŽIMU NA ZÁKLADĚ DAT	40
5.1 Ala-Arča	40
5.2 Alamedin	44

5.3 Kara-Balta.....	48
5.4 Srovnání zvolených povodí.....	52
6 DISKUZE.....	55
7 ZÁVĚR.....	57
8 ZDROJE.....	58

Seznam obrázků, tabulek a grafů

Obrázky

Obr. č. 1: Jednoduchá součtová čára Qd pro profil Opava-Opava, 1926-2005

Obr. č. 2: Podvojná součtová čára Qr a Hr pro profil Opavice-Krnov, 1962-2005

Obr. č. 3: Pettitt test pro zjišťování bodu změny u ročního průtoku

Obr. č. 4: Schéma modelu GERM

Obr. č. 5: Koncepční struktura pro analýzu dopadů změn ledovcových změn na hydrologii
v povodí řeky Takes

Obr. č. 6: Výsledky HBV modelu v povodí řeky Ala-Arča v roce 1963/64

Obr. č. 7: Výsledek OEZ modelu pro řeku Abramov v letech 1968/69 - 1987/88

Obr. č. 8: Odtok na řece Urumqi, měřený na hydrometeorologické stanici Urumqi Glacier No. 1
a změna hmoty ledovce Glacier No.1

Obr. č. 9: Průměrný měsíční denní a noční průtok v letních měsících v letech 2001 - 2005

Obr. č. 10: Množství vody přitéklé do jezera Adygyne v letech 2008 - 2012 v jednotlivých
měsících

Obr. č. 11: Mapa pohoří centrální Asie

Obr. č. 12: Průměrné měsíční teploty z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m.), průměr
z let 2002-2010

Obr. č. 13: Roční úhrny srážek v severním Ťan-Šanu

Obr. č. 14: Průměrné úhrny měsíčních srážek pro stanici Ala-Arča (2200 m n. m.) z let 2002 -
2010

Obr. č. 15: Povodí řek Kara-Balta, Ala-Arča a Alamedin po závěrové profily

Obr. č. 16: Graf odtoku vody řekami Ala-Arča (černá) a Kara-Balta (šedá) během roku

Obr. č. 17: Povodí řeky Ala-Arča po závěrový profil v nadmořské výšce 1577 m

Obr. č. 18: Povodí řeky Alamedin po závěrový profil v nadmořské výšce 1310 m

Obr. č. 19: Povodí řeky Kara-Balta po závěrový profil v nadmořské výšce 1153 m

Obr. č. 20: Velikost odtoku vypočítané modelem OEZ pro různé scénáře pro povodí Ala-Arča

Tabulky

Tab. č. 1: Základní údaje řek Alamedin, Ala -Arča a Kara-Balta

Grafy

Graf č. 1: Průměrné roční průtoky na řece Ala-Arča v letech 1928 - 2010

Graf č. 2: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Ala-Arča v letech 1928 - 2010

Graf č. 3: Průměrné roční průtoky na řece Alamedin v letech 1926 - 2010

Graf č. 4: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Alamedin v letech 1926 - 2010

Graf č. 5: Průměrné roční průtoky na řece Kara-Balta v letech 1927 - 1994

Graf č. 6: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Kara-Balta v letech 1927 - 1994

Graf č. 7: Procentuální zastoupení množství odtoku ročních období v letech 1928 - 1994

Graf č. 8: Dlouhodobý měsíční průtok řek v letech 1989 - 1994

1. ÚVOD

Z důvodu klimatických změn a procesu oteplování dochází i ke změnám odtoku vody nejen ve velehorském prostředí. Globální změny mají za následek stále se častěji opakující období sucha a povodně. Ve velehorském prostředí, v oblastech, kde se nachází ledovce, dochází z důvodu oteplování k jejich ubývání a tím i v určitém období ke zvýšení průtoku řek. Tento trend se začal ještě více zrychlovat v posledních dvaceti letech (Mingjie a kol. 2013).

Odtok ve vysokohorských ledovcových systémech relativně rychle podléhá změnám a to díky nízké retenční schopnosti ledu a skalního pokryvu, omezenému rozsahu vegetačního pokryvu a obecně mělkým půdám (Hass a kol. 2008). Nejvíce citlivé na změnu teploty a srážek jsou menší ledovce, kdy jejich úbytek a postupné roztávání přispívá i ke zvyšování hladiny světového oceánu. Podle Mingjie a kol. (2013) se v minulém století zvýšila hladina světového oceánu o 7 cm, a z toho jednou čtvrtinou až jednou třetinou přispělo roztávání malých ledovců. Zkoumání změn ledovce a znalost důsledku těchto změn na odtok řek je rozhodující pro předpověď možných změn v budoucnosti (Xu a kol. 2015).

V dnešní době se spousta autorů ve svých pracích zabývá změnami, které se na jednotlivých řekách a v jejich povodí udály. Používá se k tomu řada statistických analýz, kterými se zjišťuje např. bod zlomu změny a následně se zjišťuje, proč k této změně došlo (určuje se, zda například došlo ke změně zapříčiněné působením člověka).

1.1 Cíl práce

Hlavním cílem této práce bylo provést literární rešerši metod používaných ke zjišťování změn v odtoku a následně provést literární rešerši na téma změny odtoku ve vysokohorském prostředí se zaměřením na oblast Střední Asie, s důrazem na pohoří Ťan-Šan. Dalším cílem bylo provést fyzicko-geografickou charakteristiku povodí řek Alamendin, Ala-Arča a Karabalta se zaměřením na režim odtoku.

2. METODIKA

Tato práce se především zabývá statistickými metodami, jak zpracovávat hydrologická a meteorologická data (s hlavním zaměřením na odtok). Využívá tedy především publikovaných článků, ve kterých tyto metody byly použity a snaží se nám je poté vysvětlit a přiblížit i s příklady výsledků jednotlivých prací.

Pro fyzicko-geografickou charakteristiku zájmového území byl především použit Atlas Kyrgyzské republiky. Hydrografické charakteristiky vybraných vodních toků byly zpracovány s pomocí dat získaných z Kyrgyzské republiky (Institut vodnych problem), na kterých byly aplikovány jednoduché statistické metody. Pro jednotlivé řeky byly dostupné různě dlouhé datové řady (viz kapitola č. 5). Za použití Microsoft Office Excel 2007 byly vytvořeny sloupcové grafy průměrných ročních odtoků s klouzavým průměrem za 2 roky. Dále byly vytvořeny kruhové grafy s procentuálním dlouhodobým měsíčním průtokem a procentuálním zastoupením odtoku v ročních obdobích. A pomocí liniového grafu byly znázorněny dlouhodobé měsíční průtoky v letech 1989 - 1994.

Ke zpracování povodí řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Batla byl použit ArcMap 10.2. V tomto programu byla vykreslena jednotlivá povodí. K vymezení řek a rozvodnic byly použity topografické mapy Kyrgyzské republiky v měřítku 1 : 100 000, byly využity listy K43-028, K43-029, K43-030, K43-040, K43-042, K43-052, K43-053, K43-054, K43-064. Na základě toho byly zjištěny hydrografické charakteristiky, sloužící k porovnání s již zjištěnými údaji z jiných výzkumných prací. Hydrografické charakteristiky byly počítány pro řeky pouze k bodu závěrového profilu a nikoliv v celé své délce.

3. ZJIŠŤOVÁNÍ ZMĚN V ODTOKOVÉM REŽIMU

K získání informací z jednotlivých časových řad hydrometeorologických jevů je potřeba použít různé druhy analýz. Některé jsou jednoduché (např. součtové čáry), jiné naopak velmi statisticky složité. V této kapitole budou některé z nich stručně popsány. Výsledky těchto metod budou dále zkoumány ve vybraných studiích zabývajících se především vysokohorským prostředím.

3.1 Jednoduché součtové čáry

Tato metoda je často používána k zaznamenání změny v odtoku. Jedná se o grafické znázornění, kdy dochází k „postupnému načítání hodnot průtoků v chronologickém pořadí“ (Kliment, Matoušková 2003). Užívá se kumulativních součtů, aby mohlo dojít k porovnání, např. při zkoumání více hydrologických profilů. Dochází tedy k vynesení hodnot průtoků na osu y a časové období na osu x (Fiala 2012). V ideálním případě výsledkem bude přímka, což znamená, že nedošlo ke změně v odtokovém režimu (Kliment, Matoušková 2003). V případě změny existuje několik příčin, které tyto změny mohou způsobit. Několik příčin můžeme najít v práci Klimenta a Matouškové (2003), kde uvádí tyto příčiny: „antropogenní úpravy hydrografické sítě, strukturní a kvalitativní změny v povodí (změna využití krajiny, atd.) nebo změna srážkových úhrnů“.

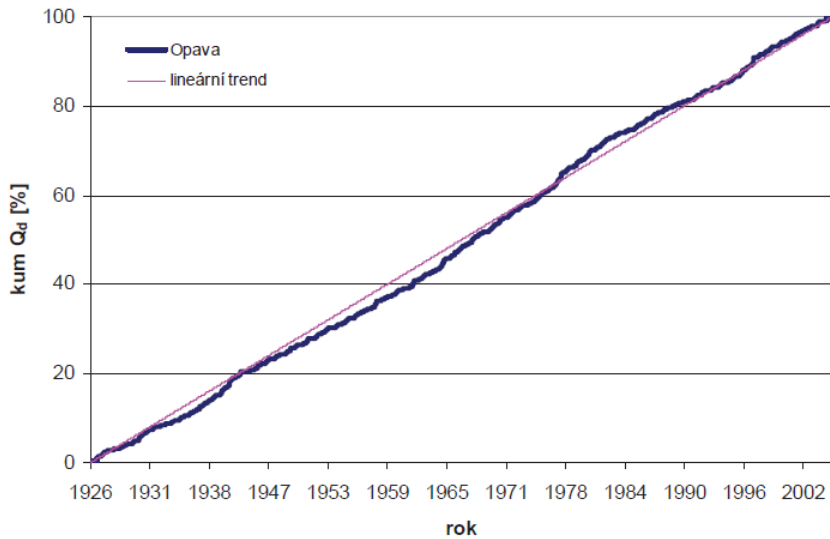
3.2 Podvojně součtové čáry

Metoda podvojně součtové čáry funguje na podobném principu jako výše zmíněné jednoduché součtové čáry, avšak vyjadřuje závislost jedné veličiny na druhé. Na obou osách jsou vynášeny kumulativní hodnoty (Kaňok 1997). Nejčastěji se jedná o zkoumání závislosti průměrných ročních průtoků a ročních srážkových úhrnů (Kliment, Matoušková 2003). I zde, když dojde ke zlomu na přímce, tak můžeme říci, že došlo ke změně v odtokovém režimu (Kaňok 1997).

Použití jednoduchých a podvojných čar

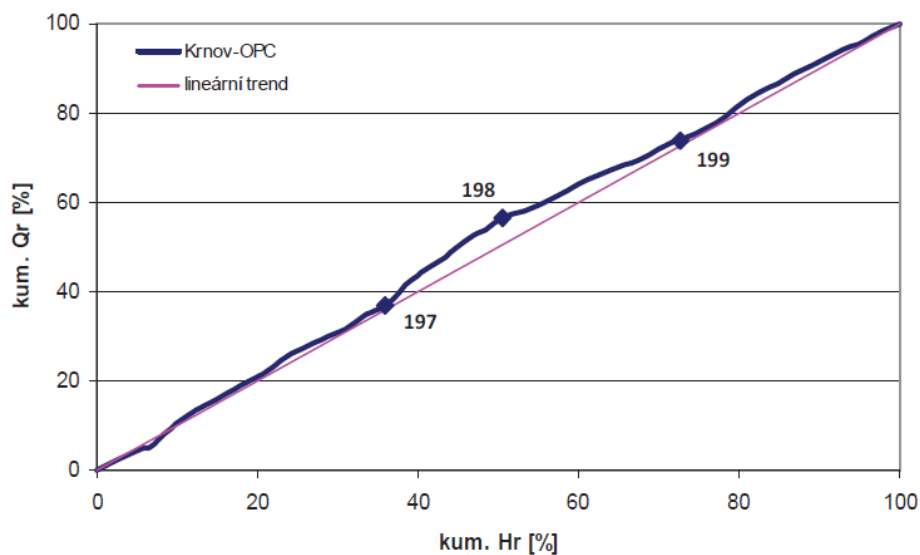
Jednoduché i podvojně součtové čáry jsou hojně využívány Klimentem a Matouškovou. Jejich využití můžeme vidět na příklad v práci Klimenta a kol. (2005), kde se zabývají změnami odtoku v povodí horní Otavy, horní Opavy a Rolavy. Příklad jednoduché a podvojně součtové čáry můžeme vidět na obr. č. 1 a obr. č. 2., kde na obou grafech můžeme vidět, že došlo k odchylce ve vývoji odtoku (Kliment a kol. 2005). Ze všech zkoumaných stanic, na těchto dvou stanicích (Opava-

Opava a Opava-Krnov) byly zjištěny největší odchyly. U profilu Opava-Opava byly zjištěny různě dlouhé jak kladné, tak i záporné výkyvy odtoku.



Obr. č. 1: Jednoduchá součtová čára Qd pro profil Opava-Opava, 1926-2005

Zdroj: Kliment a kol. (2005)



Obr. č. 2: Podvojná součtová čára Qr a Hr pro profil Opavice-Krnov, 1962-2005

Zdroj: Kliment a kol. (2005)

3.3 Mann-Kendall test

Jedná se o neparametrický test, který byl původně použit H. B. Mannem v roce 1945 a v roce 1975 byl následně odvozen M. G. Kendallem jako test statistického rozložení (Burn

a Hag Elnur 2002). Tento test slouží k analýze trendů hydrologických časových řad a analýze reakcí povodí na klimatické změny. Test je také vhodný pro nenormální rozložení dat a nelineární trendy (Pellicciotti, Bauder, Parola 2010).

Burn a Hag Elnur (2002) ve své práci popsali vzorec Mann Kendall testu, který je určen vztahem,

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(X_j - X_i)$$

kde X_i a X_j jsou hodnoty dat jdoucích v řadě po sobě, n je délka časové řady a pro funkci $\text{Sgn}(X_j - X_i)$ platí, že

$$\text{Sgn}(X_j - X_i) = \begin{cases} +1, & X_j - X_i > 0 \\ 0, & X_j - X_i = 0 \\ -1, & X_j - X_i < 0 \end{cases}$$

Pro detekci trendů pomocí tohoto parametru jsou důležité dva parametry a to:

- Hladina významnosti (significant level), která udává sílu trendu (Burn a Hag Elnur 2002). Gocic a Trajkovic (2013, cit. v Fraindova 2014, s. 19) uvádí, že zamítnutí nulové hypotézy je možné, když hladina významnosti je vyšší než zvolená hladina. Dále autoři dodávají, že hladinu významnosti je možné si libovolně zvolit, avšak nejčastěji se volí v intervalu od 0,01 do 0,05.
- Slope magnitude, který určuje směr a velikost trendu (Burn a Hag Elnur 2002).

Použití Mann-Kendall testu

Neparametrický Mann-Kendall test je v dnešní době hojně využívaný. Jeho použití se nechá nalézt v pracích z mnoha různých částí světa. Ve své práci ho využili např. Birsan a kol. (2005), Abdul Aziz a Burn (2006), Kliment a kol. (2011), Fraindová (2014) a Chevallier a kol. (2014).

Fraindová (2014) uvádí, že tento test použila k testování změn v odtoku na řece Athabasca v období od roku 1971 do roku 2011, jak v horní, dolní, tak i ve střední části toku (na čtyřech limnigrafických stanicích¹) a aplikovala ho na průměrné měsíční průtoky, maximální a minimální měsíční průtoky, hodnoty mediánu a hodnoty m-denních průtoků. Jako hladinu spolehlivosti si zvolila 5 %. Z jejích výsledků je patrné, že nejvíce signifikantních výsledků zjistila na dolním a středním toku během celého roku s výjimkou května a června. Jednalo se

¹ Blízko města Jasper, ve městech Hilton a Athabasca a pod městem McMurray

o poklesový trend. Naopak na horním toku byl v několika měsících zachycen i nárůst měsíčního průtoku. Zajímavé je, že jediný měsíc se signifikantním poklesem byl zjištěn v srpnu.

Kliment a kol. (2011) použili Mann-Kendall test na několik českých řek, konkrétně na řeky Vydrů, Ostružná, Blanice, Opava, Opavice a Rolava. Trend zkoumali na řadě měsíčního a ročního odtoku, celkových srážkách, teplotě vzduchu a průměrné hloubce sněhové pokrývky. Použitá data byla z let 1962 až 2008 a zvolená hladina významnosti byla jako v předešlém případě zvolena na 5 %. Signifikantní pokles odtoku byl zaznamenán v jarních a letních měsících. Například na řece Vydře byl zaznamenán pouze v červnu, na řece Ostružné byl zjištěn od května až do září. Naopak signifikantní nárůst byl zaznamenán v zimních měsících a to v únoru a potom také v březnu.

Birsan a kol. (2005) se zabývali změnami odtoku ve Švýcarsku. Oproti předchozím dvěma studiím použili tento test k testování ve třech obdobích a to 1931 - 2000, 1961 - 2000 a 1971 - 2000. V každém období bylo analyzováno jiné množství stanic, v prvním období jich bylo pouze 12, v druhém 30 a ve třetím 48. Rozdílem také je, že data nebyla zjišťována za jednotlivé měsíce, ale nýbrž za jednotlivá roční období (zima - prosinec až únor, jaro - březen až květen, léto - červen až srpen, podzim - září až listopad). Test byl aplikován na roční a sezónní průtok, na minimum a maximum a poté také na srážky a teplotu vzduchu. Ani hladina významnosti nebyla zvolena jako u předešlých studií na 5 %, ale byla zvolena hladina 10 %. Ve všech třech zkoumaných obdobích dochází k nárůstu odtoku a to především v zimě. K nárůstu dochází také na jaře a na podzim, avšak ne k tak markantnímu. Jedině během léta dochází k poklesovému trendu.

Abdul Aziz a kol. (2006) zkoumali odtok na 54 hydrometrických stanicích na řece Mackenzie River. Při použití Mann-Kendall testu si zvolili hladinu významnosti 10 %. Stejně jako Birsan a kol. (2005) analyzovali odtok v několika obdobích (1960 až 2000 - 21 stanic, 1965 až 2000 - 34 stanic, 1970 až 2000 - 46 stanic a 1975 až 2000 - 54 stanic), avšak zkoumali jednotlivé měsíce a ne roční období. Došli k výsledkům, že v zimních měsících (prosinec až duben) dochází k výraznému signifikantnímu nárůstu. Zjistili také, že v období od července do srpna nemají ani v jednom období signifikantní výsledek. Signifikantní pokles byl zaznamenán u dvou nejdelších pozorování v květnu a v období 1960 - 2000 byl ještě zaznamenán v červnu a říjnu.

V pohoří Pamír využil Mann-Kendall test Chevallier (2014). Analyzoval datovou řadu srážek z let 1940 - 2000. Celkem zkoumal 8 hydrometeorologických stanic. Na pěti těchto stanicích (Abramov, Fedchenko, Lyairun, Lyakhsh a Rushan) nebyl zjištěn žádný trend na zvolené hladině významnosti. U zbylých třech stanic (Sarytash, Altynmazar a Inrt) byl zjištěn pozitivní trend (Chevallier 2014).

3.4 Testování homogenity časových řad

Testování homogenity časových řad je velice důležitou součástí při zkoumání změn v meteorologických a hydrologických řadách, tyto změny mohou být jak přírodního, tak i antropogenního původu (Kaňok 1997). Podle Kaňoka (1997) je možné změny v těchto řadách zjistit pomocí sledování dlouhodobého kolísání klimatických a hydrologických jevů a zjišťování trendů dlouhodobých řad. Hledáme zde odchylky a zlomy.

„Podle Reinhartové (1989), Conrada a Pollaka (1950) a Noska (1972) je homogenní časová řada taková řada naměřených meteorologických a hydrologických prvků, které zobrazují změny způsobené počasím a podnebím a nejsou ovlivněny změnami mikroklimatu v okolí, změnami typu přístrojů, změnami umístěním přístrojů a nejsou ovlivněny chybami pozorovatelů“. Taková řada, ale nejspíše neexistuje (Kaňok 1997).

Podle Štěpánka (2006) můžeme metody testování rozdělit na absolutní a relativní, kdy absolutní homogenita nám zjišťuje změny pouze v jedné časové řadě a při relativní homogenitě dochází u této řady ještě k porovnání s tzv. referenční řadou, která je homogenní. Kaňok (1997) se v definici absolutní homogenity shoduje se Štěpánkem (2006), ale u relativní homogenity tvrdí, že jsou to takové metody, kdy dochází k porovnání dvou řad naměřených na dvou stanicích, které od sebe nejsou příliš vzdálené.

Mezi testy absolutní homogenity patří např. Mann-Whitney test, Pettit test, Pettit-Mann-Whitney test, Kruskal-Wallisův test a metoda Von Neumana. Mezi testy relativní homogenity můžeme např. zařadit Alexanderssonův test (SNHT).

3.4.1 Pettitt test

Tento test byl vyvinut Pettitem v roce 1979 a jedná se o neparametrický test, který se používá k určení bodu změny (Ma a kol. 2008). Kliment a kol. (2011) uvádí, že test může být označován i jako Pettitt-Mann-Whitney a Kundzewicz a Robson (2000) používají pro tento test také název Median change point test a dále říkají, že test je založený na změně ve středové hodnotě časové řady, kdy přesný bod změny je neznámý. Podle Ma a kol. (2008) je otázka nulové hypotézy, zda je zde absence bodu změny. Pokud je výsledek menší než zvolená signifikantní hladina, můžeme říci, že v dané časové řadě existuje bod změny a tato řada se nechá rozdělit na dvě části.

Pettitt test je určený jako

$$T_s = \max_{1 \leq t \leq T} |U_{t,T}|$$

kde U je definováno jako

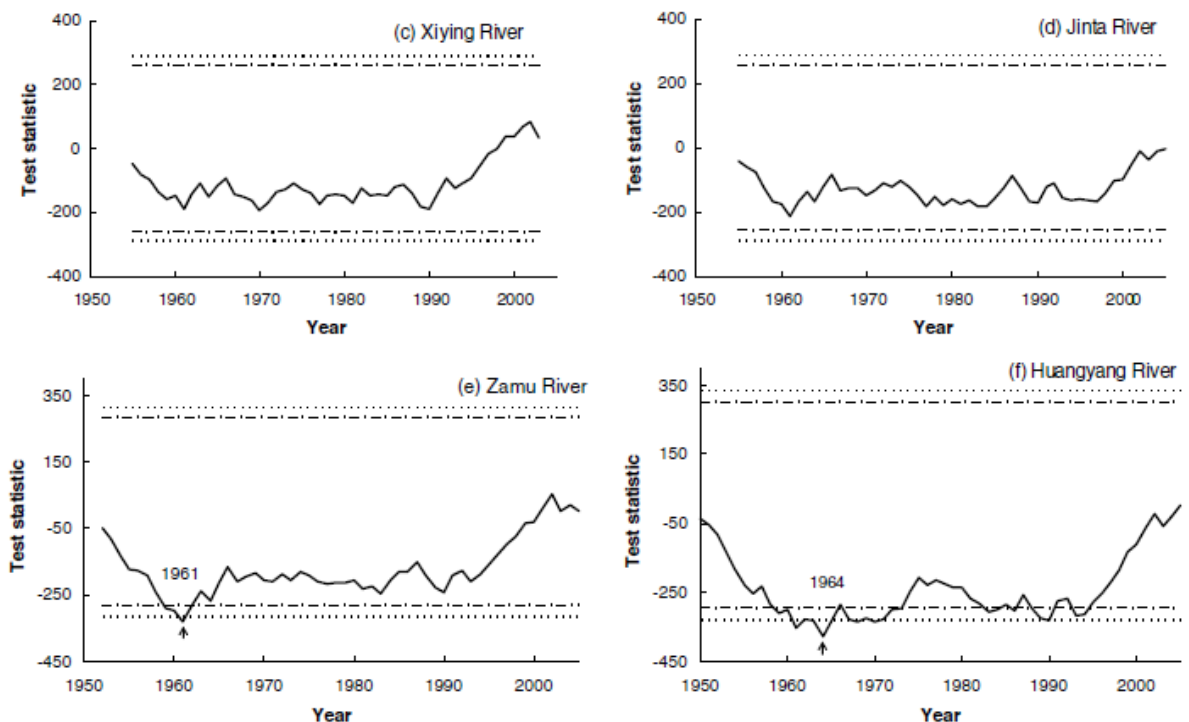
$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T \text{sgn}(x_i - x_j)$$

a sgn značí funkci sgn (Kundzewicz a Robson 2000).

Použití Pettitova testu

Pettitt test byl například použit v práci Ma a kol. (2008), kdy byl zkoumán roční odtok na 8 povodí v oblasti severozápadní Číny. Test našel bod změny u 4 povodí (u řek Zamu, Huangyang, Gulang a Dajig). Signifikantní hladina byla v tomto případě zvolena na 5 % a bod změny se u všech čtyřech povodí nacházel mezi roky 1959 - 1964.

Na obr. č. 3 vidíme příklad dvou řek, u kterých nebyl bod změny zjištěn (řeky Xiyiing a Jinta) a u dvou, kde bod změny je (řeky Zamu a Huangyang). Horizontální tečkovaná linie představuje signifikantní hladinu 5 %.



Obr. č. 3: Pettitt test pro zjišťování bodu změny u ročního průtoku

Zdroj: Ma a kol. (2008)

Další, kdo použil Pettitt test byl například Chevallier a kol. (2014), který jej použil v oblasti Pamíru na osmi hydrometeorologických stanicích. Test byl použit na roční srážky na

stanicích Abramov, Fedchenko, Lyairum, Lyakhsh, Rushan, Sarytash, Altynmazar a Ihrt. Dostupná data pro tyto stanice byly mezi lety 1940 - 2000. Signifikantní změna nebyla zjištěna na většině stanic, s výjimkou stanice Fedchenko Glacier station, kde byla zaznamenána změna v roce 1959, avšak nebylo zjištěno žádné vysvětlení, proč k této změně došlo.

Na základě těchto zjištěných výsledků Chevallier a kol. (2014) došli k závěru, že tyto data srážek i vzhledem k možnosti horší kvality dat, budou brány za stacionární a stabilní a možnost změny srážek byla na zvolené hladině spolehlivosti zamítnuta.

3.4.2 Mann-Whitney test/Wilcoxon test

Mann-Whitney test může být také označován jako Wilcoxon test anebo též Wilcoxon-Mann-Whitney test (Kundzewicz a Robson 2000). Jedná se o dvouvýběrový, párový test, který zkoumá, zda existují dva nezávislé, spojitě výběry, které mají stejné rozdělení. Mezi tyto dva výběry často patří roční průtok a roční srážky (Kliment a Matoušková 2009). Nulová hypotéza tedy je, zda středové rozdělení těchto dvou výběrů je stejné. Podmínkou je, že rozdělení musí být známé (Kundzewicz a Robson 2000). Postup při použití Mann-Whitney testu je podle Kaňoka (1997) následující: Obě zkoumané řady seřadíme vzestupně podle velikosti, zjistíme součet pořadí obou řad a označíme si je (např. T_A a T_B). Následně zjištěné údaje dosadíme do vzorců testovacího kritéria:

$$U_A = mn + \frac{m(m+1)}{2} - T_A$$

$$U_B = mn + \frac{n(n+1)}{2} - T_B$$

kde m a n jsou počty členů jednotlivých řad.

Když při určité zvolené hladině významnosti dojde k tomu, že U_A , U_B je menší nebo rovna této hladině, testovaná hypotéza se zamítá, což znamená, že první řada ovlivňuje řadu druhou. V opačném případě nulovou hypotézu nezamítáme (druhá řada je neovlivněna řadou první) (Kaňok 1997).

Použití Mann-Whitneyho testu

Tento test byl použit např. na zjištění změny v odtoku na území Šumavy Klimentem a Matouškovou (2009), kde byl použit na průtoky Vydry, Blanice a Ostružné. Hladina významnosti pro tento test byla určena na 5 %. Žádné změny nebyly nalezeny v povodí řeky

Vydry, ale u ostatních bylo testovací kritérium pro roky 1975 - 1982 nižší anebo rovno kritické hodnotě, a tudíž došlo k nepřijetí nulové hypotézy.

Další, kdo použil tento test, byl například Yaning a kol. (2009), který testoval homogenitu množství srážek a teploty vzduchu v povodí řeky Tarim. U teploty vzduchu byla zkoumána řada mezi roky 1958 až 2004. U srážek to byly data z let 1958 - 1986 a 1987 - 2004. V obou případech byla signifikantní hladina určena 5 %.

K potřebám Mann-Whitney testu byla série teplot rozdělena rokem 1985 na dvě podsérie, jelikož v roce 1985 byla zaznamenána největší změna teploty a to o 0,7°C. Avšak testem bylo zjištěno, že cut point je v roce 1986 a tudíž původní hypotéza byla zamítnuta (Yaning a kol. 2009).

Při používání testu na srážky, byla řada rozdělena rokem 1986, jelikož průměrný rozdíl, mezi dvěma podsériemi (1958 - 1986 a 1987 - 2004) byl největší. Z toho důvodu je možné říci, že na zvolené hladině významnosti dochází k nárůstu srážek (Yaning a kol. 2009).

3.4.3 Kruskal-Wallisův test

Jedná se o neparametrický test, který se používá, když je podezření, že se časová řada rozpadá na 3 a více dílčích řad. Jde v podstatě o Wilcoxon dvouvýběrový test, avšak o jeho zobecněnou podobu. U nulové hypotézy se zjišťuje, zda všechny výběry pocházejí z téhož rozdělení. Stejně jako u Wilcoxonova testu nejprve seřadíme prvky celé časové řady podle velikosti od nejmenšího po největší a následně sečteme pořadí prvků, které patří do jednotlivých výběrů (i-tý výběr), a to si označíme (T_i). Poté to dosadíme do testovacího kritéria, které má v tomto případě vzorec:

$$Q = \frac{12}{n(n+1)} * \sum \frac{T_i^2}{n_i} - 3(n+1)$$

kde n je počet prvků celé časové řady a n_i je rozsah jednotlivých výběrů.

Když $Q \geq \chi_{k-1}^2(\alpha)$, docházíme k tomu, že výběry nepocházejí z téhož rozdělení a na zvolené hladině zamítáme tuto hypotézu. Při použití tohoto testu a následném zamítnutí hypotézy, vzniká další otázka a to, které výběry se od sebe liší a k tomu se používají další metody jako například Schéfého, Tukeyova a nebo Neményiho metoda (Kaňok 1997).

3.4.4 Alexanderssonův test homogenity pro jednoduchý zlom

Jedná se o relativní test homogenity, kdy dochází k porovnání zkoumané řady s řadou homogenní. Na začátku je nutné si vytvořit řadu diferencí nebo kvocientů mezi zkoumanou a homogenní řadou a poté tuto výslednou řadu (q_i) standardizujeme na normální rozdělení pomocí vzorce:

$$z_i = \frac{q_i - \bar{q}}{s_q}$$

kde \bar{q} je aritmetický průměr, spočtený z diferencí nebo kvocientů a s_q je směrodatná odchylka.

Nulová hypotéza je definována jako:

$$H_0 = z_i \in N(0,1), i \in \{1, \dots, n\}$$

N zde značí normální rozdělení s parametry směrodatné odchylky a průměru.

Testovací kritérium tohoto testu má tvar:

$$T_0 = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{T_a\} = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{\bar{z}_1^2 + (n-a)\bar{z}_2^2\}$$

kde \bar{z}_1 a \bar{z}_2 jsou aritmetické průměry.

Pokud hodnota T_0 je větší než daná kritická hodnota, usuzujeme, že řada je na této hladině významnosti nehomogenní (Ledvinka 2008, Královec 2009).

Použití Alexanderssonova testu homogenity

Alexandersson test byl použit na řece Váh, kde byla testována homogenita na 59 stanicích. Hladina významnosti byla zvolena na 5 % a na této hladině bylo zjištěno 18 homogenních řad. Test se potýkal s problémem různé délky naměřených řad, v některých případech byla délka naměřených hodnot pouze 40 let. Na základě testu byl nalezen statisticky významný klesající trend na několika stanicích - Dierova, Martin, Zborov nad Bystrycou a Šala (Jeneiová a kol. 2014).

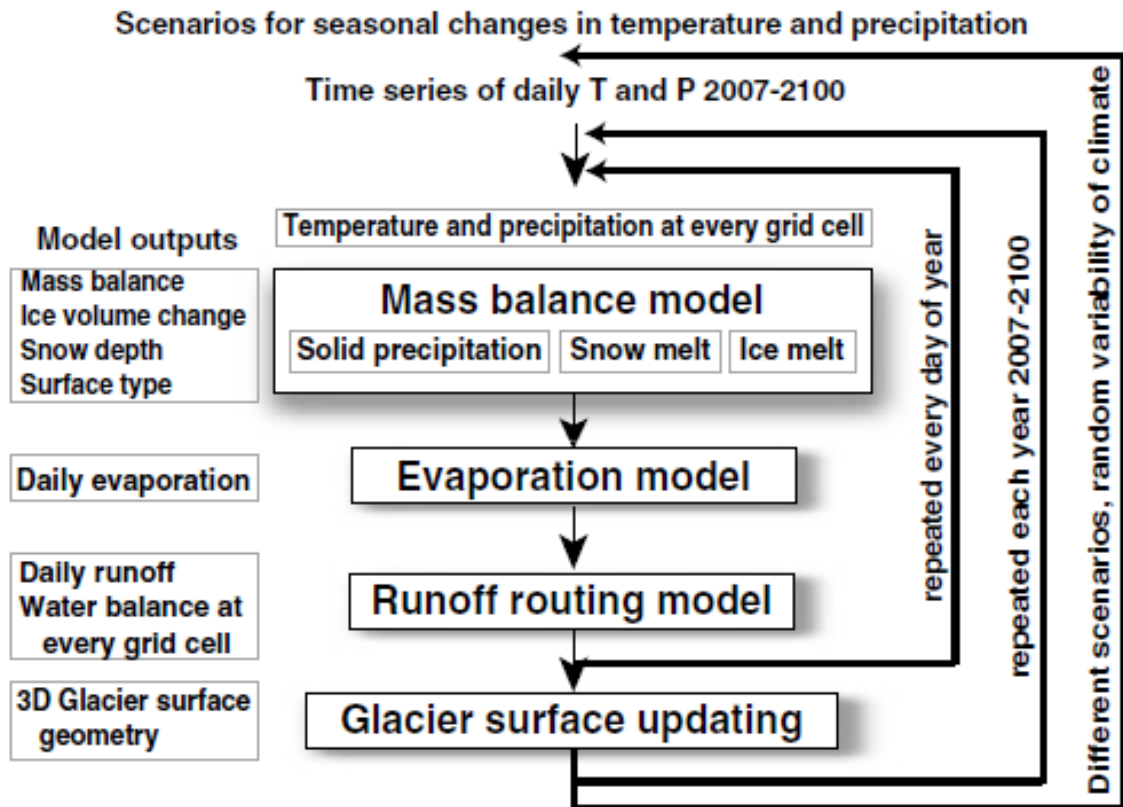
3.5 Modely odtoku ve vysokohorském prostředí

Modely nám slouží k předpovědi, k jaké změně dojde v budoucnu s postupující změnou klimatu. Většinou počítají se změnou teploty, srážek, odtoku a objemu ledovce.

3.5.1 Glacier Evolution Runoff Model (GERM)

Jedná se o ledovco-hydrologický model, který byl vyvinut pro výpočet odtoku z vysoce zaledněných povodí a pro klimatický vstup používá data teploty a srážek. Tento model se skládá z několika součástí. První z nich je rovnováha objemu ledovcového povrchu - glacier

surface mass balance (akumulace a ablace), druhou částí je odpařování, třetí odtok a čtvrtou je změna polohy ledovce a jeho ústup. Schéma GERM můžeme vidět na obr. č. 4. Na základě předpokládané změny klimatu byly definovány tři scénáře (chladný-vlhký, teplý-suchý a průměrný (Huss a kol 2008).



Obr. č. 4: Schéma modelu GERM

Zdroj: Huss a kol. (2008)

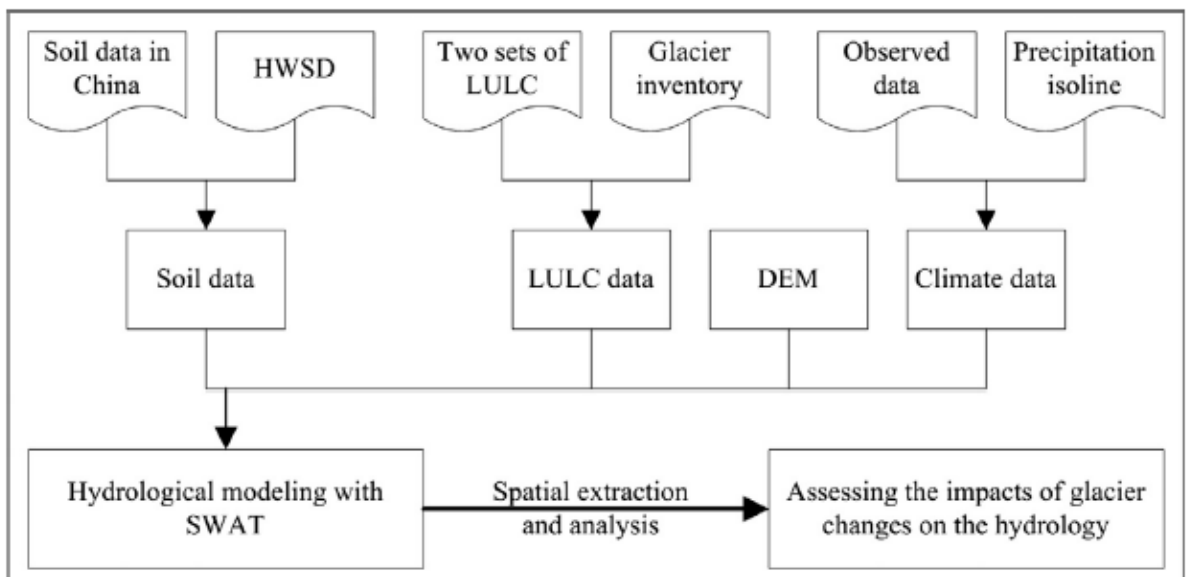
U modelu je nutná kalibrace, která je zde prováděná postupně po jednotlivých částech. Nejdůležitější částí je rovnováha objemu ledovce, kde jsou ke kalibraci použita data z digitálního výškového modelu (DEM) získaná za poslední čtyři desetiletí, pozorování pohybu sněžné čáry a měření množství měsíčního odtoku po dobu 27 let na stanici Mottec. U části modelu počítající s odpařováním je kalibrace těžší a to z důvodu nedostatku dat. Kalibrace se provádí pomocí odhadu odpařování vody z jednotlivých povrchů ve vysokých nadmořských výškách. Odtokový model je optimalizován na základě porovnání mezi pravděpodobným a naměřeným odtokem. Parametr ústupu ledovce byl kalibrován na základě sledování dosavadního ústupu ledovce v letech 1988, 1995 a 2006. (Huss a kol. 2008)

3.5.2 The Soil Water Assessment Tool (SWAT Model)

Tento model byl vyvinut, aby odhalil dopady ledovcových změn na hydrologii v polovině minulého století v povodí řeky Takes. Na obr. č. 5 můžeme pozorovat koncepční strukturu. Mezi hydrologické složky, které jsou zahrnuty v rámci SWAT modelu, patří srážky, evapotranspirace (užívá exponenciální funkce pro půdní hloubku, lineární funkci pro potenciální evapotranspiraci a index pro povrch listů), povrchový odtok (závisí na metodě SCS křivky s denním úhrnem srážek), infiltrace, laterální průtok (užívá kinematický model) a podzemní odtok (počítá se na základě hydraulické vodivosti povrchové zvodně, vzdálenosti dílčích povodí od hlavního a hladině podzemní vody). Hydrologický cyklus pro tento model je počítán na základě rovnice rovnováhy vody, která má vzorec:

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw})$$

kde SW_t je konečný obsah vody v půdě, SW_0 je počáteční obsah vody v půdě, t určuje čas (např. dny), R_{day} je množství srážek za den, Q_{surf} značí množství povrchového odtoku za den, E_a je množství evapotranspirace za den, w_{seep} nám říká jaké množství vody vstupuje do vadózní zóny z půdního profilu za den a Q_{gw} je množství vody, která se již vsákla do zóny aerace, ale dostává se zpět na povrch za den (Xu a kol. 2015).



Obr. č. 5: Koncepční struktura pro analýzu dopadů změn ledovcových změn na hydrologii v povodí řeky Takes

Zdroj: Xu a kol. (2015)

Data pro kalibraci SWAT modelu se nechají rozdělit na dvě části a to na prostorová data a statistická data. Mezi prostorová data patří digitální výškový model, půdní data a digitální mapa Land Use a Land Cover (LULC). Ke statistickým datům jsou v tomto případě řazena data zahrnující srážky, průměrnou, minimální a maximální teplotu (získané z jedné meteorologické stanice a ze dvou srážkových stanic) a odtok z hydrologických stanic. (Xu a kol. 2015)

3.5.3 Degree-day model

Degree-day model byl použit na řece Tuotuo v západní části Číny. Před použitím modelu byly prvně analyzovány změny ledovce pomocí topografických map a satelitních obrazů s vysokým rozlišením v letech 1968/1971 až 2001/2002. A následně byl využit model k simulaci ledovcového odtoku mezi lety 1961 - 2004, kde bylo počítáno se sluneční radiací jasného nebe a dále byly analyzovány změny charakteristik ledovcového odtoku a jejich možné dopady na změnu ve vodních zdrojích. Podle Zhanga a kol. (2008) je tento model jedním z prvních kroků, jak předpovídat dopady změny klimatu na ledovcový odtok v málo prozkoumaných oblastech.

Zaledněná oblast řeky Tuotuo byla rozdělena do několika prostorových jednotek, u kterých je předpoklad, že jsou v rámci hydrologického chování homogenní. Pro každou výškovou skupinu byla teplota a srážky určeny na základě interpolace dat ze sousedních meteorologických stanic. Pro teplotu byla nastavena míra poklesu na 0,5 °C na 100 výškových metrů od nejbližší meteorologické stanice. U srážek bylo určeno, že se zvyšující se nadmořskou výškou, rostou i srážky. Procentuální množství srážek bylo zvyšováno o 11,2 % na 100 metrů od nejbližší meteorologické stanice od zkoumané oblasti. Průtok řeky Tuotuo byl počítán na základě rovnice:

$$Q = \sum_{i=1}^n S(i) [(1 - f)M(i) + P_{liq}(i)]$$

kde S je rozloha jedné výškové skupiny, P_{liq} jsou tekuté srážky, u kterých je předpoklad, že tvoří odtok ze zaledněného povrchu a f označuje množství vody, která zmrzne. Tento index musí být použit v oblastech, kde je dominantní studená, ledovcová oblast. Pro oblast řeky Tuotuo má tento index hodnotu 0,2 (Zhang a kol. 2008).

Zhang a kol. (2008) uvádí, že hlavní vliv na ledovcový odtok mají změny zaledněné oblasti a klimatické podmínky. Dále uvádí, že odpařování ledovcového povrchu má vliv malý

a proto s ním v tomto modelu nebylo počítáno. I přesto výsledky tohoto modelu jsou přijatelné a je možné ho použít i na další oblasti Tibetské náhorní plošiny, kde se nenachází velké množství pozorovacích stanic a tudíž neexistují data na zkoumání změn v ledovcovém odtoku.

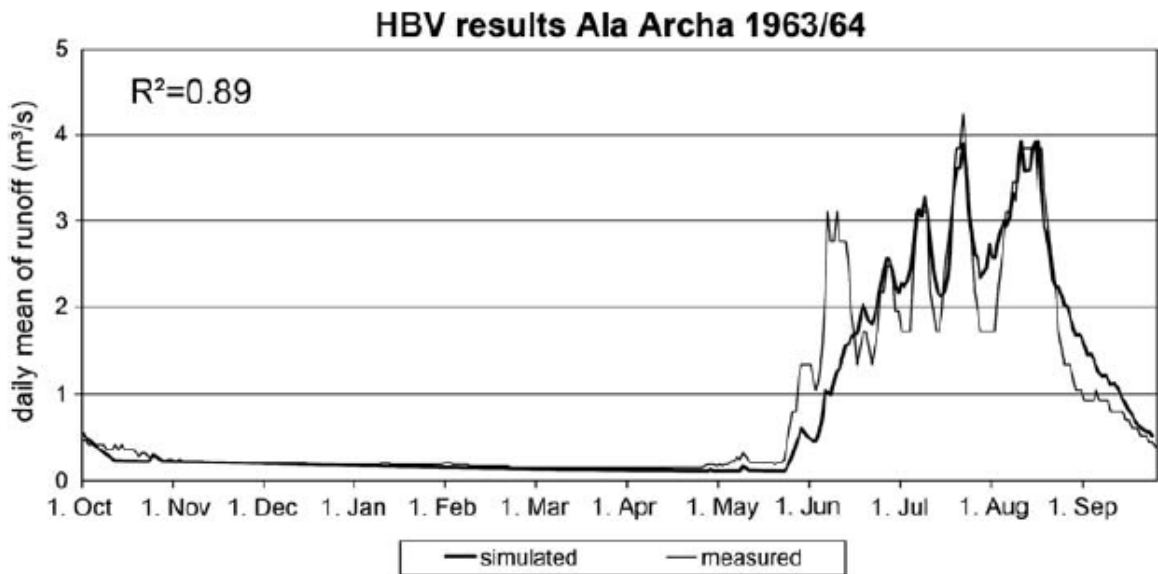
3.5.4 HBV-ETH model

Tento model byl použit na řece Ala-Arča a také například na řece Abramov, která se nachází v pohoří Pamír. Hydrometeorologická data pro průměrnou denní teplotu, srážky a odtok, která byla použita do tohoto modelu, byla pro řeku Ala-Arča brána pro hydrologické roky 1960/1961, 1962/1963-1963/64 a 1971/1972-1972/1973. U řeky Abramov to byly hydrologické roky 1968/1969-1987/1988. Topografická data byla převzata z mapy 1:25 000 (Hagg a kol. 2007).

Jedná se o lineární model užívající denní časový krok, který vychází z původního HBV modelu, který byl vymyšlen Švédskou meteorologickou a hydrologickou institucí (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) a poté byl přepracován Švýcarskou federální institucí pro technologie (Swiss Federal Institute of Technology), tak aby mohl být použit pro ledovcová povodí (Hagg a kol 2007).

Pro model jsou potřebná topografická a hydrometeorologická data. K určení rozdílu mezi tekutými a pevnými srážkami je používán vertikální teplotní gradient a prahová teplota. Růst srážek s růstem nadmořské výšky je počítán na základě srážkového gradientu (když není možné tento gradient získat měřením, tak je kalibrován). Úbytek sněhové pokrývky a odtávání ledovce je počítáno na základě metody teplotního indexu. Dalším faktorem užívaným v tomto modelu je půdní vlhkost, která do jisté míry ovlivňuje odpařování. Potenciální odpar je počítán právě na základě půdní vlhkosti (Hagg a kol 2007).

Z HBV-ETH modelu lze tedy získat data o odtoku, množství srážek spadlých do povodí řeky, evapotranspiraci a změnu množství ledovce a sněhu a změnu množství odtokové vody (Hagg a kol 2007).



Obr. č. 6: Výsledky HBV modelu v povodí řeky Ala-Arča v roce 1963/64

Zdroj: Hagg a kol (2007)

Obr. č. 6 nám porovnává data mezi naměřenými hodnotami na řece Ala-Arča a hodnotami vypočítány HBV modelem. Můžeme dojít k závěru, že výsledky modelu se v některých měsících odlišují, především v červnu. Naopak v červenci až září se maxima průměrných denních průtoků shodují.

3.5.5 OEZ model

Model OEZ byl stejně jako předchozí model použit na řece Ala-Arča a Abramov. Byla pro něj použita i stejná data. Avšak byla zde ještě navíc použita data travního a lesního pokryvu, která jsou u tohoto modelu potřebná k odhadu odpařování. Tyto data byla získána ze Sovětské vojenské topografické mapy 1:100 000 (Hagg a kol. 2007).

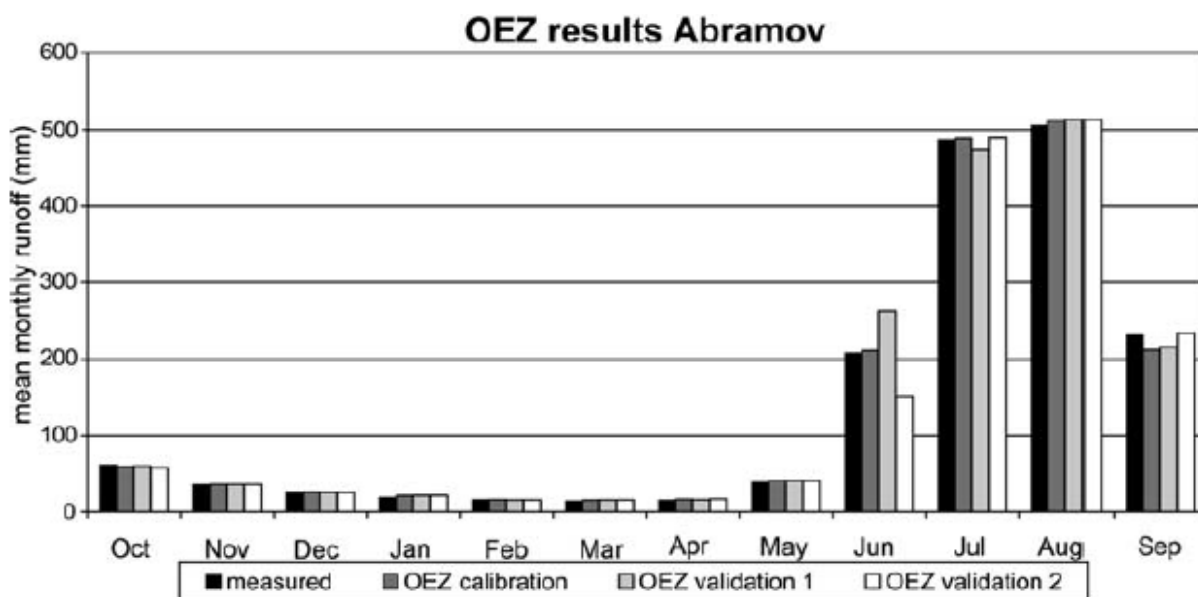
Jedná se o model, který pracuje s dlouhodobými měsíčními daty a byl vyvinut pro Institut meteorologie a geofyziky na Innsbrucké univerzitě (Institute for Meteorology and Geophysics of the University of Innsbruck) (Hagg a kol. 2007).

Tento model pro svou funkci využívá čtyř kroků, které ovlivňují proces modelování.

- Prvně dochází k určení ročního množství srážek v povodí a to jako voda, která zbyla po odpaření, odtoku a vsaku. Tyto srážky jsou rozděleny úměrně do měsíců tak, aby reprezentovali skutečné množství srážek, které byly naměřeny na meteorologické stanici.

- Gradienty srážek pro každý měsíc je potřeba vypočítat ze záznamů srážek zaznamenaných na alespoň dvou reprezentativních stanicích. Hodnoty měsíčních srážek jsou dále přepočítávány v souladu se sezónním průběhem srážek.
- Ve třetím kroku je průměrná měsíční teplota vzduchu získávána ze dvou stanic, ze kterých jsou poté vypočítávány hodnoty teplotního gradientu vztažené k nadmořské výšce. Pokrývka sněhu pro každý výškový pás je vypočítávána z množství sněhu, které zůstalo na povrchu z minulých měsíců, z množství spadlých pevných srážek a z odparu. Množství odpařené vody je přibližně odhadováno na základě krajinného pokryvu (sníh, holá půda, tráva a les), ročním obdobím a nadmořské výšce. Odtok je počítán odděleně od deště a vody ze sněhu.
- V posledním kroku je vypočítaný odtok porovnáván s naměřeným a tyto odtoky by se neměly od sebe lišit o více než 20 mm.

Výstupem z OEZ modelu je průměrný měsíční odtok, srážky v povodí, výpar, bilance ledovcové hmoty a množství sněhu (Hagg a kol. 2007).



Obr. č. 7: Výsledek OEZ modelu pro řeku Abramov v letech 1968/69 - 1987/88

Zdroj: Hagg a kol. (2007)

Výsledek OEZ modelu je patrný na obr. č. 7, kde je vidět, že nedochází k velkým rozdílům mezi naměřenými hodnotami a hodnotami vypočítanými samotným modelem. Výsledky modelu byla validována daty z let 1968/69 - 1977/78 (OEZ validation 1) a daty 1978/79 - 1987/88 (OEZ validation 2).

3.6 Proměnné, u kterých můžeme sledovat změnu v trendu

Změny v trendech můžeme sledovat u čtyř hlavních proměnných, mezi které patří odtok, srážky, teplota a sněhová pokrývka. Pro každou z těchto proměnných můžeme sledovat několik charakteristik (Pellicciotti, Bauder, Parola 2010).

- Odtok - mezi charakteristiky odtoku patří např. průměrný odtok a rozložení odtoku v kvantilech (q), kdy si můžeme určit, jakých kvantil bude nabývat hodnot $q = 10, 25, 50, 75, 90$ a 100 . U řek napájených ledovcem nám odtok může poskytnout informace o změně ablace („ubývání sněhové pokrývky nebo ledu z ledovce v důsledku společného působení procesu oteplování, výparu a sublimace nebo snižování vodní hodnoty sněhu v důsledku oteplování, výparu a působení větru a lavin“ (Antal a kol. 2002)) ledovce, užíváme k tomu dva parametry - time of centroid (den v roce, který označuje polovinu celkového odtoku, který odeče během roku) a time of the first peak (den v roce, vyjadřující okamžik, kdy je poprvé vrchol větší než polovina maxima odtoku).
- Srážky - k charakteristikám srážek řadíme např. průměrné srážky a počet dnů bez srážek
- Teplota - u teploty můžeme určovat např. průměrnou teplotu, maximální a minimální teplotu nebo počet dní s teplotou vyšší než 0°C
- Sněhová pokrývka - i u sněhové pokrývky lze zjišťovat mnoho charakteristik jako např. průměrná výška sněhové pokrývky, doba sněhové pokrývky a počet dní bez sněhové přikrývky

3.7 Postup při zjišťování změn hydrologických jevů

Určení změny a variability hydrologických jevů je důležité. Abychom tyto změny dokázaly nalézt, je potřeba projít několika kroky. Burn a Hag Elnur (2002) tento proces rozdělili do 4 kroků. Jako první krok určili, že je potřeba si určit, který hydrologický jev chceme zkoumat (v našem případě jde o odtok). V druhém kroku je nutné vybrat správné místo, které budeme zkoumat. Jedním z hlavních faktorů může být délka doby, po jakou se zde provádí sběr dat. V dalším kroku je potřeba zjistit, zda se v dané řadě dat nachází nějaká změna. Toto zjištění může být provedeno například Mann-Kendlovým neparametrickým testem. V posledním, čtvrtém kroku je potřeba určit význam těchto změn, definováním hladiny významnosti, která odráží korelaci v datech.

3.8 Odtok a odtokové režimy

„Odtok je množství vody, které odečte z povodí korytem vodního toku za vymezený časový úsek“ (Chábera a Kössl 1999). Jeho jednotkou je m^3 nebo km^3 udávaný za určitý časový úsek (např. sekundy, den, atd.) (Chábera a Kössl 1999).

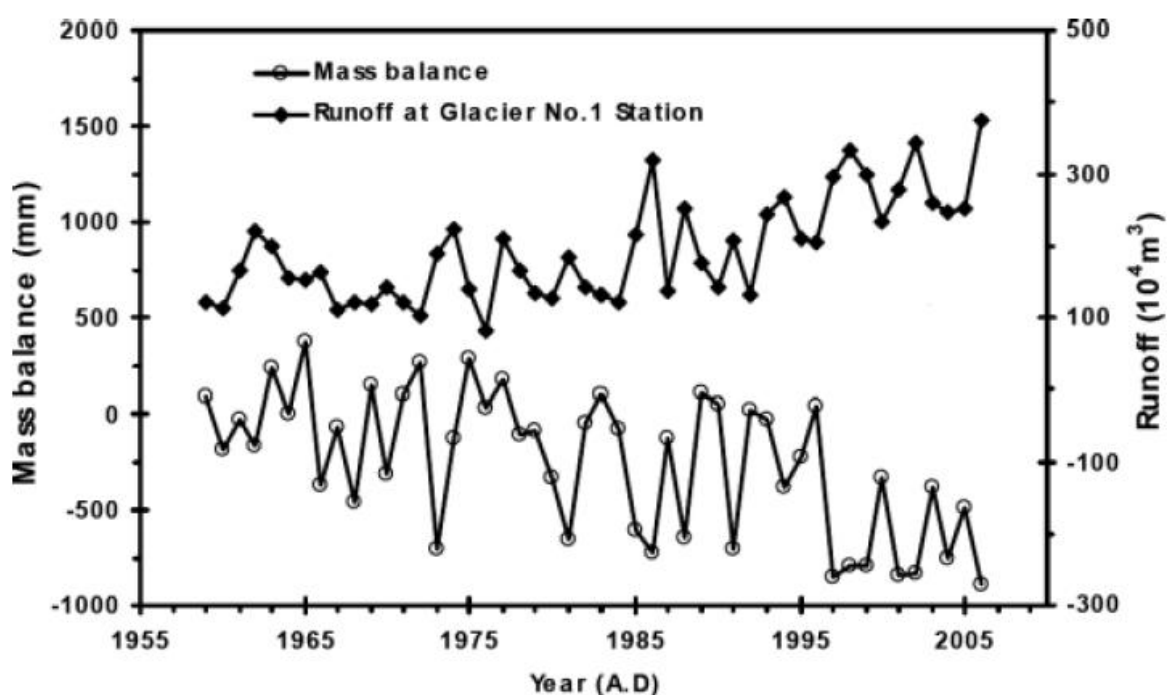
Během roku je odtok řek nevyrovnaný, což závisí především na zdroji vodnosti. Jedná se o periodické výkyvy. Průtok a vodní stav je rozdílný jak během let, kdy přichází suchá a vlhká období, tak ale i během dne. Tyto změny jsou ale ve většině případů jen nepatrné. Větší změny lze pozorovat jen v době např. při náhlých lijácích, kdy se jedná o nepravidelné výkyvy a dochází ke škodám jak na majetku, tak i na životě. Největší změna během dne přichází na horních tocích řek v letních měsících, které jsou napájeny ledovcem (Chábera a Kössl 1999).

Odtok řek se může rozdělit na několik druhů režimů. Záleží především na tom, jakým zdrojem je řeka napájena, zda sněhem, srážkami, ledovcem nebo podzemní vodou. Na základě převládání jednoho tohoto zdroje, mluvíme o jednoduchých režimech. U některé řeky nemusí převládat pouze jeden zdroj, mluvíme tak o odtokových režimech komplexních. Mezi jednoduché režimy patří oceánský dešťový - řeka Temže (v oblastech s mírným klimatickým pásmem, kde není tak velký rozdíl v rozložení srážek a teplot mezi létem a zimou (Hanus a Šídlo 2011)), rovníkový - řeka Kongo (v rovníkových oblastech, znakem těchto řek je vyrovnaný průtok během celého roku; jedná se o nejvodnější řeky planety (Hanus a Šídlo 2011)), monzunový - řeka Mekong (jedná se o řeky s nevyrovnaným průtokem, kdy jejich maximum je v době letních monzunových dešťů (Hanus a Šídlo 2011)), nivální, který lze ještě dělit na nivální nížinný režim - řeka Lena a nivální horský režim - řeky Skandivávie (Smolková, Vysoudil, 2000). Do režimu ledovco-sněhového patří řeky, které budou dále v této bakalářské práci zkoumány - Ala Arča a Alamedin. Třetí zkoumaná řeka - Karabalta také měla ledovcoví režim, avšak z důvodu roztátí ledovce, již převládá jiný zdroj vodnosti sněhovo-ledovcový. Mezi komplexní režimy patří niválně-pluviální režim - řeka Ebra a pluvio-nivální režim - řeka Volha (hlavním zdrojem vodnosti, je voda tající ze sněhu, nejvyšší průtoky jsou dosahovány v jarních měsících, naopak v zimě je voda vázána ve sněhové pokrývce) (Hanus a Šídlo 2011).

3.9 Sledování odtoku řek v pohoří Ťan-Šan

V oblasti pohoří Ťan-Šan proběhlo již několik výzkumů, které zkoumaly odtoky řek. Jednou z řek, na které tyto výzkumy probíhaly je řeka Urumqi. Touto řekou se ve své práci zabývali např. Mingjie a kol. (2013), Casassa a kol. (2009) a nebo Li a kol. (2012).

Řeka Urumqi se nachází v západní části Číny, a pramení v oblasti pohoří Ťan-Šan. Li a kol. (2012), uvádí, že řeka je dlouhá 214 km a velikost povodí má 4684 km². Dále uvádí, že řeka vzniká ze dvou zdrojnic, kdy jedna je napájena ledovcem označovaným jako Glacier No. 1, a druhá zdrojnice je prakticky bezledovcová. V Číně patří sledování změny rozlohy ledovce Glacier No. 1 k nejdelším, byl zkoumán mezi lety 1962 - 2003 a v tomto období byl pozorován 20% úbytek ledovce. Příčina se může hledat právě v oteplování, neboť mezi lety 1980 - 2003 došlo ke zvýšení průměrné teploty o 0,8°C a také k 19% zvýšení množství srážek (Casassa a kol. 2009). Díky tomu bylo na měřící stanici Glacier No. 1 zjištěn 62% růst odtoku (Casassa a kol. 2009). Změna odtoku na této stanici a změna ledovcové hmoty jsou znázorněné na obr. č. 8.



Obr. č. 8: Odtok na řece Urumqi, měřený na hydrometeorologické stanici Urumqi Glacier No. 1 a změna hmoty ledovce Glacier No.1

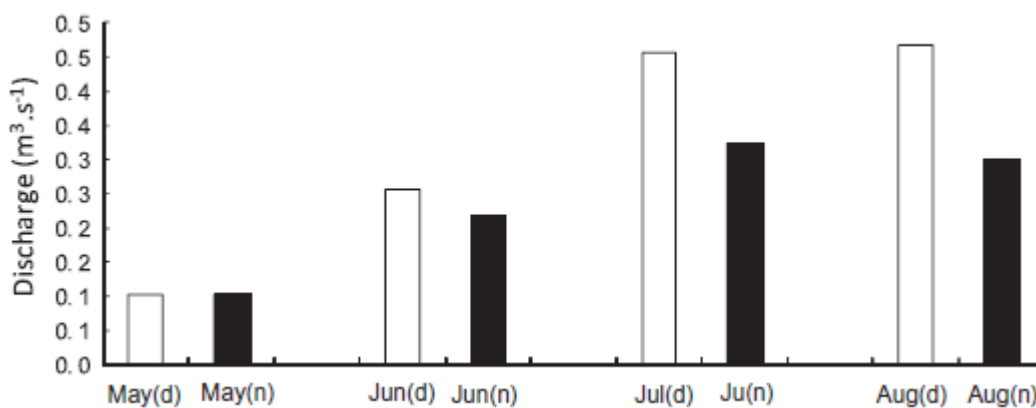
Zdroj: Casassa a kol. (2009)

Casassa a kol. (2009) se dále ve své práci zmiňují, že výzkum změny odtoku byl pozorován i na stanicích² položených níže po proudu. Například na stanici Yingxiongqiao byl mezi léty 1958 - 2001 zjištěn 11% vzrůst odtoku. I na stanici, která se nachází na zdrojnici, která je neovlivněna ledovcem, došlo k nárůstu odtoku, který koreluje především s nárůstem srážek v oblasti, ale také přispívá zvyšující se teplota vzduchu, která přispívá k roztávání ledu nacházejícího se v zemi (Casassa a kol. 2009).

² Stanice Yuejinqiao, která je položena ve střední části toku a stanice Yingxiongqiao, které je vzdálena okolo 70 km od pramene řeky

Změnou se na řece Urumqi zabývali také Mingjie a kol. (2013), kteří ale zkoumali především změnu průměrných denních a nočních průtoků v závislosti na teplotě a srážkách za vysoké časové přesnosti (časový krok, jak pro měření odtoku, tak i pro teploty, byl jedna hodina), díky níž mohli určit, který faktor dominuje. Pro měření denního průtoku a teploty byl vymezen čas mezi 9:00 a 20:00, zbylé hodiny byly brány jako noční. Zaměřili se na období mezi lety 2001 - 2005. Jejich data byla naměřená na stanici Daxigou, která je od ledovce Glacier No. 1 vzdálena 1 km. Dále uvádí, že před rokem 1995 byl odtok ovlivňován přibližně stejně táním ledu, tak i srážkami, ale po roce 1996, došlo ke změně a k dominanci tání, kdy přibližně 70 % veškerého ročního odtoku tvoří roztávání ledovce, zbytek pak připadá na srážky. Uvádí, že v období od května do září odteče 90 % vody z celkového ročního odtoku.

Při pozorování denních a nočních průtoků Mingjie a kol. (2013) zjistili, že rozdíly mezi dnem a nocí, nejsou ve všech měsících konstantní. Obecně vzato, denní průtoky jsou vyšší. Jak je ale patrné z obr. č. 9, v květnu jsou denní a noční průtoky vyrovnané a čím více se blížíme k létu, tím se rozdíly zvyšují. Při odtoku také dochází k jeho zpoždění, jelikož roztátá voda proudí přes sněhovou pokrývku a trvá jí, než dorazí na povrch ledovce, proto například v květnu je odtok nižší, jelikož než stihne dorazit k povrchu, opět zmrzne. Obecně řečeno, velikost odtoku je také závislá na vzdálenosti, kterou musí urazit přes ledovec a na uspořádání vnitřní odtokové sítě.



Obr. č. 9: Průměrný měsíční denní a noční průtok v letních měsících v letech 2001 - 2005

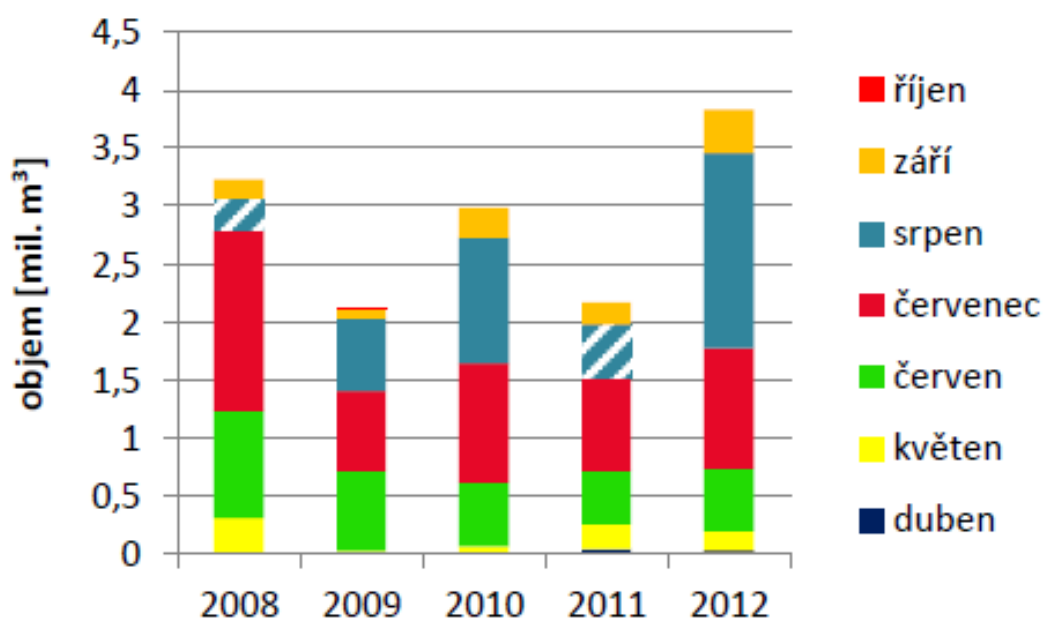
Zdroj: Mingjie a kol. (2013)

Při zkoumání průtoků Mingjie a kol. také zjistili, že při vyšších srážkách dochází ke snížení odtoku, jelikož dojde i ke snížení teploty a tím menšímu odtávání ledovce. Dokazuje to i jejich původní teorii jak již bylo zmíněno výše, že srážky mají mnohem menší vliv na celkový odtok.

V této oblasti dochází ke zvyšování sněžné čáry, a tudíž bude docházet k ubývání ledovce a zvyšování odtoku i do budoucnosti (Casassa a kol. 2009).

Další práce, které se zabývaly oblastí v pohoří Ťan-Šan, jsou práce Beitlerové (2010) a Falátkové (2014). Ty se zabývaly oblastí jezera Adygyne, které se nachází na řece Adygyne, která je levostranným přítokem řeky Ala-Arča. Zkoumaly především vývoj hladiny jezera, ale na to má také velký vliv množství přitekuté vody.

Falátková (2014) zkoumala přítok v letech 2008 - 2012. Tato oblast je z hlediska klimatu velmi variabilní, což dokazuje rozdílné množství přitekuté vody v jednotlivých letech. Z obr. č. 10 je patrné, že nejvýznamnějšími měsíci jsou červenec a srpen³. Důležitou roli hraje též červen. Hodnoty objemu vody v červnu přitekuté do jezera patří k nejvyrovnanějším. U ostatních měsíců je množství vody variabilnější. Pouze u let 2011 a 2012 byl zaznamenán přítok vody i v dubnu. Nepatrný přítok v říjnu byl naměřen v roce 2009.



Obr. č. 10: Množství vody přitekuté do jezera Adygyne v letech 2008 - 2012 v jednotlivých měsících

Zdroj: Falátková (2014)

Falátková (2014) také uvádí, že za nejtypičtější rok, lze brát rok 2010, kdy 70 % vody přiteče v červenci a srpnu. Poté následuje červen, který zaujímá 18 % z celkového přítoku.

³ v srpnu roku 2008 a 2011 nebyly naměřeny žádné hodnoty, množství vody je tedy pouze přibližně odhadnuto

4. FYZICKOGEOGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

4.1 Lokalizace zkoumané oblasti

Povodí řek Alamedin, Ala-Arča a Kara-Balta se nachází v bezodtoké oblasti Asie, která je způsobena řadou horských pásem. Z celé Asie je přes 40 % plochy území bezodtokou oblastí (Netopil 1972).

Řeky se nachází v severní části Kyrgyzského hřbetu, který je součástí pohoří Ťan-Šan. Řeky Ala-Arča a Alamedin jsou levostrannými přítoky řeky Ču⁴. Řeka Kara-Balta je levostranným přítokem řeky Aksu, která je následně levostranným přítokem řeky Ču. Řeka Ala-Arča protéká hlavním městem Kyrgyzstánu - městem Biškek. Povodí řeky Alamedin se rozkládá na východ od řeky Ala-Arča, povodí řeky Kara-Balta je vzdáleno o něco více na západ.

4.2 Geologické poměry

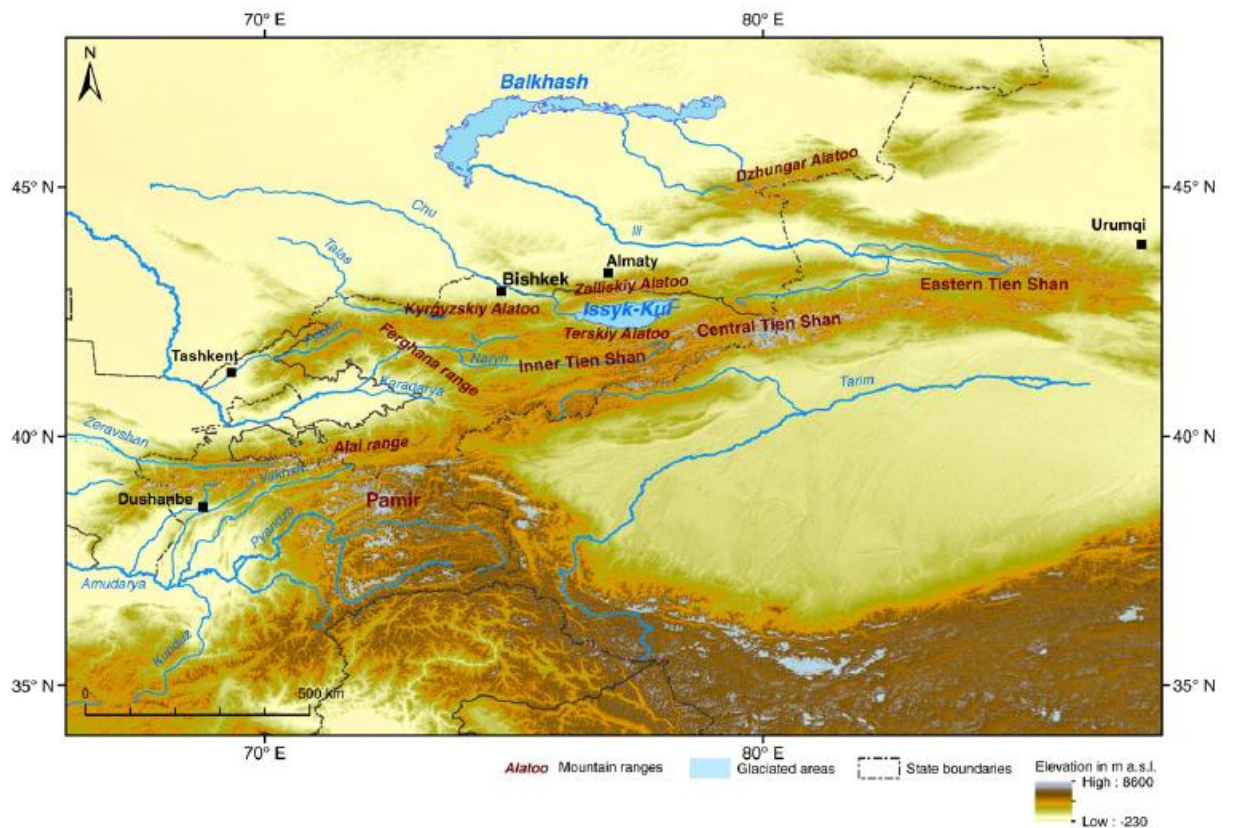
Pohoří Ťan-Šan vzniklo v době hercynského a kaledonského vrásnění, táhne se západovýchodním směrem a jeho délka je přibližně 2600 km. Na západě se zdvihá z pánve řeky Syrdarji. Šířka tohoto pásemného pohoří dosahuje největší šíře ve střední části, kdy dosahuje šířky až 600 km. Lze jej rozdělit na Západní, Centrální a Východní Ťan-Šan. Horniny jsou algonkického⁵ až karbonského stáří, některé i permského. (Černík, Sekyra 1969)

Kyrgyzský hřbet se nachází v západní části Ťan-Šanu a táhne se v délce zhruba 400 km a dosahuje šířky cca 80 km. Je tvořen granitoidními a sedimentárními metamorfovanými horninami. Díky tomu, že některé karbonátové horniny jsou zkrasovělé, vytvořil se zde místy velehorský kras. Výška sněžné čáry tohoto hřbetu se pohybuje v rozmezí 3100 - 3500 metrů. Oblast je ovlivněna ledovce a především pleistocénním zaledněním a z toho důvodu se zde nachází velké množství karů. Tento hřbet dosahuje nejvyšších výšek, v pramenných oblastech řek Alamedin a Ala-Arča. (Černík, Sekyra 1969)

Na obr. č. 11 je dobře vidět rozčlenění pohoří Ťan-Šan a jeho rozdělení. Kyrgyzský hřbet vidíme na severo-západě a na východě je ohraničený jezerem Issyk-Kull, v mapě je označený jako Kyrgyzskiy Alatau.

⁴ při popisování povodí Ču v dalším průběhu práce, je brána pouze oblast nacházející se na území Kyrgyzstánu.

⁵ algonkium - geologická éra mezi prahorami a prvohorami



Obr. č. 11: Mapa pohoří centrální Asie

Zdroj: Unger-Shayesteh a kol. (2013)

Oblast povodí Ču je především tvořena kaledonidy, které jsou od hercynid odděleny řánšanským zlomem. V geosynklinálách převládají především klastické a karbonátové horniny. V protáhlých synklinálách se ve svrchním a spodním patře vyskytuje ordovický flyš. V oblasti se také vyskytují granitoidy, které jsou kambro-ordovického stáří (Mísař 1987).

4.3 Geomorfologické poměry

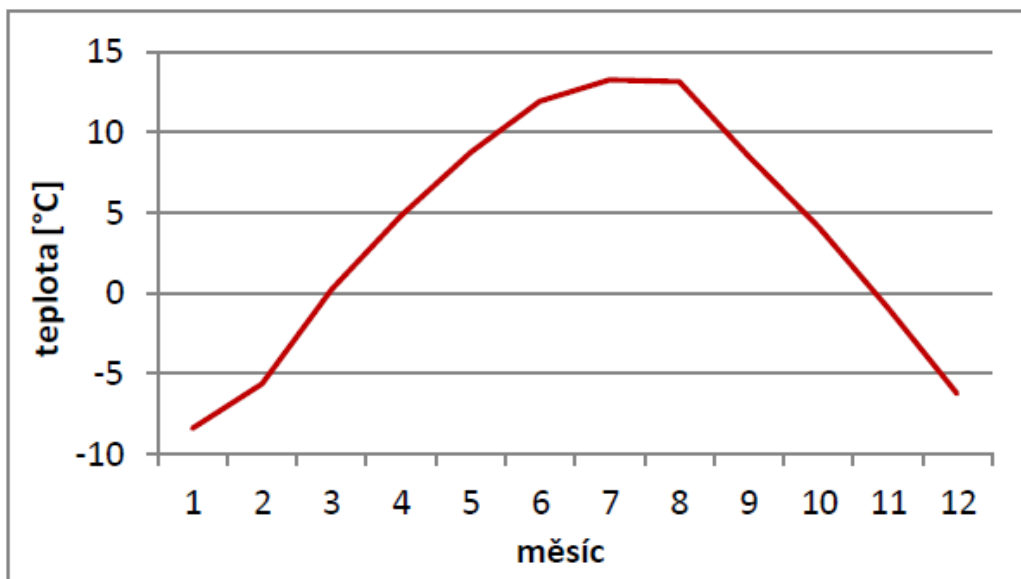
Na severních svazích Kyrgyzského hřbetu nalezneme především glaciální a fluvioglaciální reliéf (Aizen a kol. 1996), díky tomu je zde možné najít kary a údolí tvaru U, která byla modelována ledovcem. Tato údolí byla tvarována především během pleistocénního zalednění (Koppes a kol. 2008). Z dalších tvarů zde nalezneme například morény nebo oblíky (Aizen a kol. 1996). Najdeme zde i údolí tvaru V, která jsou v nižších částech Kyrgyzského hřbetu, v místě kde již území nebylo modelované ledovcem a údolí je zde tvarováno hlavně erozní činností horských toků.

Nejvyšší vrchol Kyrgyzského hřbetu najdeme v povodí řeky Ala-Arča a jedná se o Pik Semjonova Tienshanského, jeho výška je 4895 m n. m (Farrington 2005, cit. v Beitlerová 2010, s. 40).

Souvislý permafrost se nachází v nadmořské výšce vyšší než 3000 m n. m., avšak lokální je možné nalézt již od výšky 2000 m n. m. (Aizen a kol. 1996).

4.4 Klimatické poměry

Oblast povodí Ču se nachází v kontinentálním mírném pásmu, pro které jsou typické velké teplotní rozdíly během roku. Sever Centrální Asie je především ovlivňován vztahem mezi severozápadní Sibiřskou anticyklónou a západní cyklónou (Aizen a Aizen 1994). Průměrná teplota během roku se v povodí pohybuje od -16 °C v zimě až po 26 °C v létě. Teploty ovšem závisí na nadmořské výšce. Během měsíce ledna je průměrná teplota téměř v celém povodí stejná a pohybuje se okolo -12 °C, výjimkou je pás okolo hlavního města Biškeku, kde je průměrná lednová teplota okolo -4 °C. Červencová teplota už je daleko více vázána na nadmořskou výšku. V pramenných oblastech, tedy na vrcholcích hor, se teplota pohybuje kolem 0 °C, kdežto v nižších polohách, při ústí řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta může průměrná teplota být kolem +24 °C. I jarní a podzimní teploty dosahují značné variability, od vrcholků hor k ústím zkoumaných řek se teplota pohybuje od -4 °C až k +12 °C. Absolutní minima se pro Čujské povodí pohybují okolo -35 °C a maxima přes 40 °C (Adyšev a kol. 1987). Průběh měsíčních teplot ze stanice Ala-Arča, nacházející se v povodí řeky Ala-Arča je vidět na obr. č. 12.



Obr. č. 12: Průměrné měsíční teploty z meteorologické stanice Ala Arča (2200 m n. m.), průměr z let 2002-2010

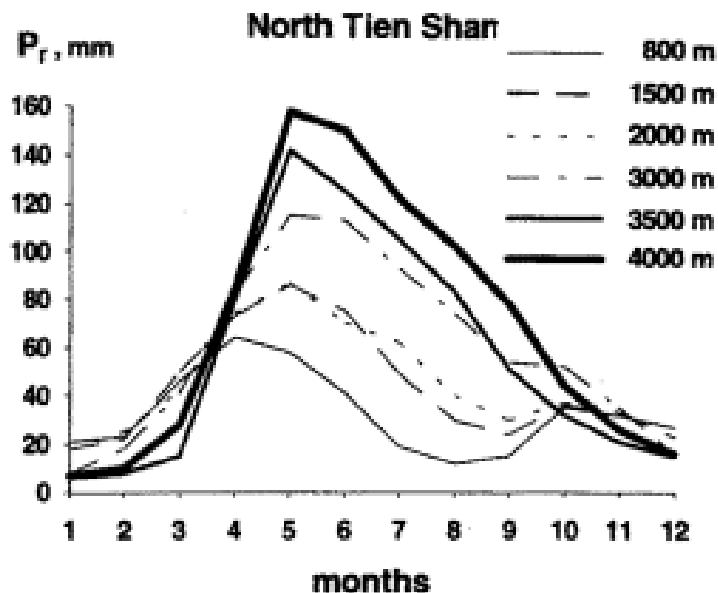
Zdroj: Falátková (2014)

Teplotní gradient v povodí řeky Ala-Arča určoval Aizen (1988, cit. v Aizen a kol. 1996, s. 240), který tvrdil, že změna teploty mezi nadmořskými výškami 2200 a 3400 m je 0,2 až -0,7 °C na 100 m v noci a 0,9 až 0,75 °C na 100 m ve dne.

Vlhkost je zde ovlivňována Atlantským oceánem a Středozezemním mořem (západní proudění). Indickým oceánem zde není vlhkost ovlivňována, neboť monzunové srážky, které by sem mohly proudit, jsou zastaveny horskými hřbety pohoří Himaláje (Aizen a Aizen 1994). Stejně jako u teplot i u vlhkosti hraje roli nadmořská výška. Ve vyšších polohách hor se vlhkost v lednu pohybuje kolem 45 %, kdežto v nižších polohách je vlhkost vyšší - cca 70 %, naopak v červenci vlhkost ve vyšších oblastech hor dosahuje 65 % a v nižších oblastech nepřesahuje 25 % (Adyšev a kol. 1987).

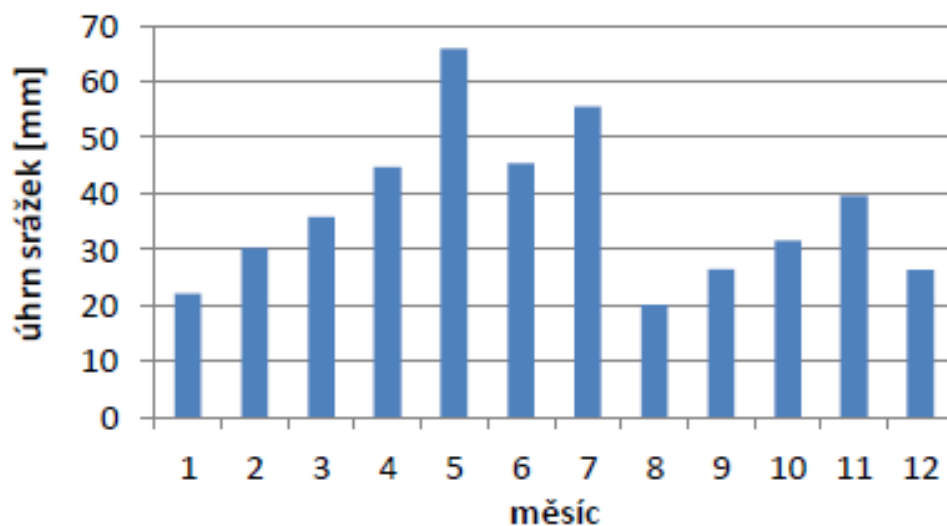
I množství srážek je v interakci s nadmořskou výškou. V pramenných oblastech řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta se množství srážek za rok pohybuje okolo 900 mm. S klesající výškou klesají i úhrny srážek a to na 400 - 500 mm u ústí těchto řek do řeky Ču. V průběhu roku se rozložení srážek mění v celém povodí, v nižších polohách spadne více srážek v jarních měsících, kdežto ve vyšších nadmořských výškách spadne několikanásobně více srážek okolo měsíce července (Adyšev a kol. 1987). Porovnání množství srážek je možné vyčíst z obr. č. 13, kdy data pro tento výstup jsou měřena v severním Ťan-Šanu. U dalšího obrázku (obr. č.14) jsou na grafu zaneseny průměrné úhrny srážek jednotlivých měsíců ze stanice Ala-Arča. Rozdílný je

i počet dní se srážkami⁶. V pramenných oblastech řek je to více jak 80 dní, v nižších polohách se to pohybuje v rozmezí 50 - 60 dní (Adyšev a kol. 1987).



Obr. č. 13: Roční úhrny srážek v severním Ťan-Šanu

Zdroj: Aizen a Aizen (1994)



Obr. č. 14: Průměrné úhrny měsíčních srážek pro stanici Ala-Arča (2200 m n. m.) z let 2002 - 2010

Zdroj: Falátková (2014)

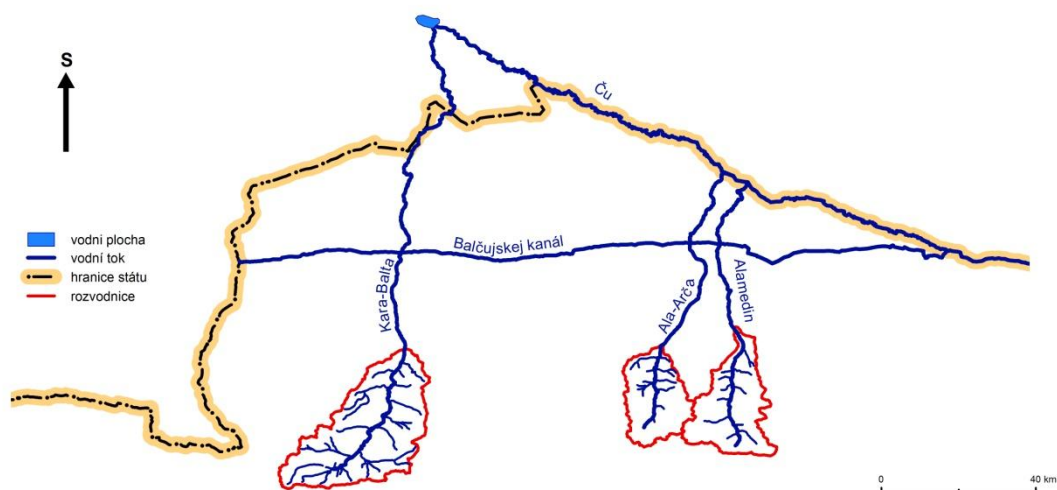
⁶ jsou započítány dny, kdy napadne alespoň jeden mm srážek

Sněhová pokrývka ve vyšších nadmořských výškách leží více než 300 dní, počet dní klesá s klesající nadmořskou výškou a v dolní části zkoumaných toků se doba se sněhovou pokrývkou pohybuje okolo 50 dní (Adyšev a kol. 1987).

4.5 Hydrologické poměry

Řeky Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta patří do povodí řeky Ču, která tvoří část kyrgyzské hranice s Kazachstánem.

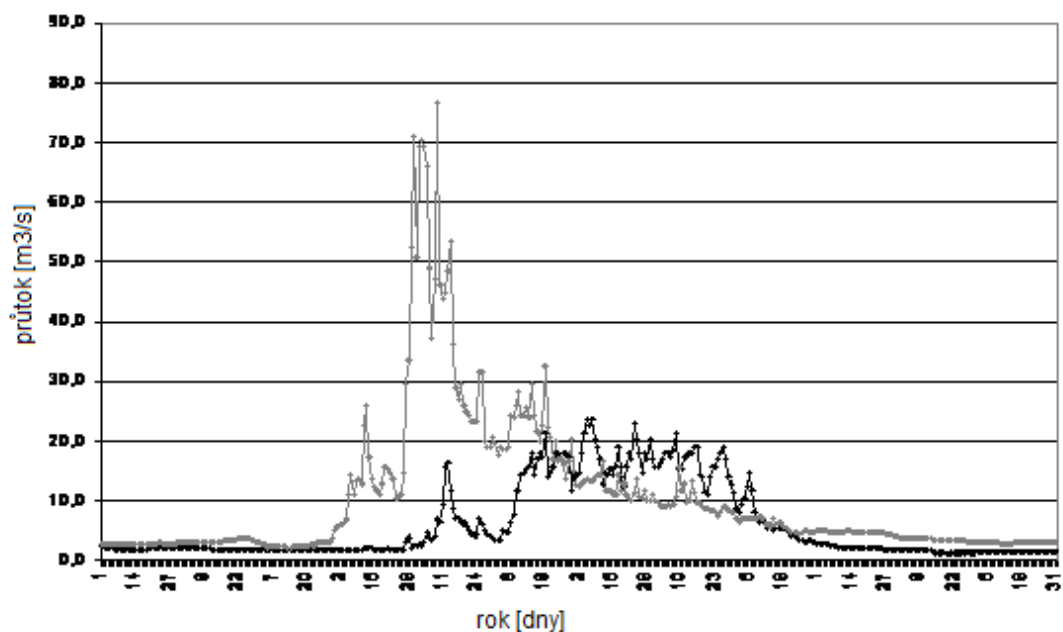
Řeky a jejich vlastnosti jsou pozorované pouze do oblasti výtoku z hor, jelikož dále je říční síť velmi ovlivněna vybudovanou soustavou zavlažovacích kanálů. Povodí řeky Ala-Arča je uzavřeno nad začátkem kanálu Kashka-Suu a plocha povodí je k tomuto bodu 233 km². U řeky Alamedin je bod závěrového profilu umístěn nad ústí kanálu Čunkurčak a plocha povodí je 317 km². Největší plochu povodí zaujímá řeka Kara-Balta, s velikostí povodí 577 km² a bod závěrového profilu je umístěn v obci Sosnovka (viz obr. č. 15).



Obr. č. 15: Povodí řek Kara-Balta, Ala-Arča a Alamedin po závěrové profily

Zdroj: vlastní, Mapa generálního štábu 1:100 000 (1982)

Řeky Alamedin a Ala-Arča jsou řeky napájeny ledovcově - sněhově, kdežto řeka Kara-Balta je napájena sněhovo - ledovcově. Rozdíl mezi napájením řeky Ala-Arča a Kara-Balta je vidět na obr. č. 16, kdy největší rozdíl je vidět v dubnu a květnu. U řeky Kara-Balta je odtok v dubnu a v květnu větší, jelikož dochází k roztátí sněhové pokrývky, poté už velikost odtoku klesá. Naopak v červenci a srpnu jsou odtoky větší na řece Ala-Arča, kdy dochází k roztávání ledovců.



Obr. č. 16: Graf⁷ odtoku vody řekami Ala-Arča (černá) a Kara-Balta (šedá) během roku

Zdroj: Institut vodnych problem

V práci Adyševa a kol. (1987) je možné vyčíst různé charakteristiky, jak celého Čujského povodí, tak i jednotlivých řek. Na základě zkoumání stupně vývoje toku⁸, což je poměr skutečné délky toku ku přímkové vzdálenosti od pramene k ústí, můžeme říci, že řeky Ala-Arča a Alamedin patří k velmi přímým řekám, bez zákrutů, jelikož jejich index stupně vývoje je menší než 1,2. Ani u řeky Kara-Balta nenajdeme mnoho zákrutů a meandrů, ale hodnota stupně vývoje se již nachází v intervalu od 1,2 do 1,6. Tento vývoj řek je z velké části způsoben vysokým sklonem koryta řek.

Porovnání dalších základních údajů jako je průměrná nadmořská výška povodí, spád řeky nebo zalednění povodí je možné v Tab. č. b.

Řeka	Plocha povodí [km ²]	Nadmořská výška [m]	Spád řeky [‰]	Zalednění povodí [%]
Alamedin	317	3260	64	15
Ala-Arča	233	3290	69	17
Kara-Balta	577	2910	46	< 1

Tab. č. 1: Základní údaje řek Alamedin, Ala -Arča a Kara-Balta

Zdroj: Institut vodnych problem

⁷ Na ose x jsou dny v roce a na ose y je znázorněn průtok v m³/s

⁸ Čím více se hodnota vzdaluje od 1, tím více má tok meandrů a zákrut

U každé z řek je poměr zdrojů vodnosti individuální a závisí především na vertikální zonalitě a hypsometrických parametrech, mezi které řadíme například velikost plochy povodí, ležící výše než 3000 m n. m. a míru zalednění povodí.

Jak vyplývá i ze zdrojů vodnosti, které byly u řek určeny výše, základním zdrojem vody v řekách je voda ze sezónní sněhové pokrývky a dlouhodobé sněhové pokrývky a ledovců. Voda z dešťových srážek zde nehraje tak významnou roli, neboť u vysoce položených povodí se podíl dešťových srážek pohybuje v rozmezí 1 - 3 % z celkového odtoku. U níže položených řek, pod 2000 m n. m. je odtok dešťových srážek do 10 % z celkového množství. Většího významu dosahuje podzemní zdroj vody, který je důležitý v období s nízkým odtokem (jedná se především o zimní měsíce).

Pro řeky v Čujském povodí jsou typické tři fáze odtoku, kdy u každé fáze převažuje jeden ze zdrojů odtoku. A tyto fáze se nechají rozdělit následovně:

- Období sněhových záplav, které jsou typické pro měsíce březen až červen. Odtok je převážně tvořen tající vodou ze sezónních sněhů, které se nachází ve spodních a středních patrech hor. Záplavy začínají, když teplota vzduchu stabilně dosahuje kladných teplot v oblastech se sněhem. V tomto období také přestane docházet k akumulaci nového sněhu.
- Období ledovcově-sněhových záplav, které se objevují v měsících červenec až září. V tomto období je tok řeky napájen především z tající vody vysokohorských sněhů a ledovců. Jedná se o období, kdy nulová izoterma dosahuje výšky 3500 - 4000 m n. m.
- Ve zbylých měsících (říjen - únor) je takzvané období nízkého stavu vody, kdy koryto řek není zásobeno tající vodou, ale je napájeno především podzemní vodou. V tomto období mají řeky pouze minimální a udržitelné průtoky.

Využití vody na výrobu elektrického proudu je především na řece Alamedin, kde se nachází několik menších elektráren. Všechny elektrárny se nachází v dolní části řeky před ústím do řeky Ču (Adyšev a kol. 1987).

V roce 1987 byl stav ledovců v povodí řek Alamendin, Ala-Arča a Kara-Balta následující: V povodí řeky Alamedin se nacházelo 51 ledovců o celkové rozloze 72,3 km² a průměrná velikost jednoho byla 1,4 km². U řeky Ala-Arča byl celkový počet ledovců v povodí 30 o rozloze 53,5 km², avšak průměr jednoho ledovce byl 1,8 km². V povodí řeky Kara-Balty bylo celkem 45 ledovců, ale jejich celková velikost byla pouze 20 km². Jedná se tedy o velký počet malých ledovců, o průměrné velikosti jednoho ledovce 0,5 km² (Adyšev a kol. 1987).

Na základě publikovaných informací výše, je jasné, že k dnešnímu datu je rozloha ledovců menší a menší je i jejich počet. Přesnější údaje o vývoji rozlohy ledovců budou zpracovány v rámci navazující magisterské práce.

4.6 Půdní poměry

V oblasti pohoří Ťan-Šan je matečná hornina tvořena převážně granity a granitoidy, díky tomu jsou zde půdy spíše kyselé (Falátková 2014). Opět zde hraje významnou roli nadmořská výška. V oblasti povodí řeky Ču se v nižších polohách nachází šedozemě (malokarbonátové). Se zvyšující nadmořskou výškou se začínají objevovat šedozemě luční, slance a solončaky. V horských oblastech se objevují hnědozemě a místy i černoziemě (Adyšev a kol. 1987). Ve vrcholcích (přibližně nad 3300 m) se půda již téměř nevyskytuje, je zde možné vidět skalní výchozy, morény a glaciofluviální akumulace (Adyšev a kol. 1987).

Teplota půdy se v dubnu pohybuje v rozmezí 0 - 12°C. Závisí na nadmořské výšce, ve vyšších polohách je teplota půdy nižší. V červenci v nižších nadmořských výškách dosahuje teplot až 28°C, v nejvýše položených partiích nepřesahuje 8°C.

4.7 Biogeografie

Z hlediska flóry se dá říci, že pohoří Ťan-Šan má různorodou vegetaci s převahou stepního charakteru, která je druhově chudá. Rozdíl vegetačního pokryvu je různorodý i při porovnání severních a jižních svahů. Na severní straně pohoří Ťan-Šanu, kde se nachází zkoumané řeky, nerostou evropské druhy stromů. Nejčastěji je zde možné narazit na jedlí (*Abies semenovii*) a smrk (*Picea schrenkiana*) (Černík, Sekyra 1969). Dle Farringtona (2005, cit. v Beitlerová 2010, s. 49) se tento smrk vyskytuje v nadmořské výšce 2100 - 2800 m a podle Černíka a Sekyry se jedná o vysoké a štíhlé stromy, které jsou hustě obrostlé větvemi. Z listnatých stromů zde můžeme nalézt osiky, jeřáby (*Sorbus tianshanica*) a břízy (*Betula alba*). Na severních hřebenech vytváří souvislý pokryv jalovec arča (*Juniperus turkestanica*) (Černík, Sekyra 1969).

Z květeny se zde vyskytuje celá řada sibiřských druhů. Z celkového množství, se zde nachází 20 % endemických druhů. Zcela typickou rostlinou vyskytující se v pohoří Ťan-Šan je čičišník, který se zde vyskytuje v několika druzích (*Caragana frutescens*, *Caragana pygmaea* a další). Na jaře vytváří žlutá květenství a v některých oblastech je možné jej užít k topení (Černík, Sekyra 1969).

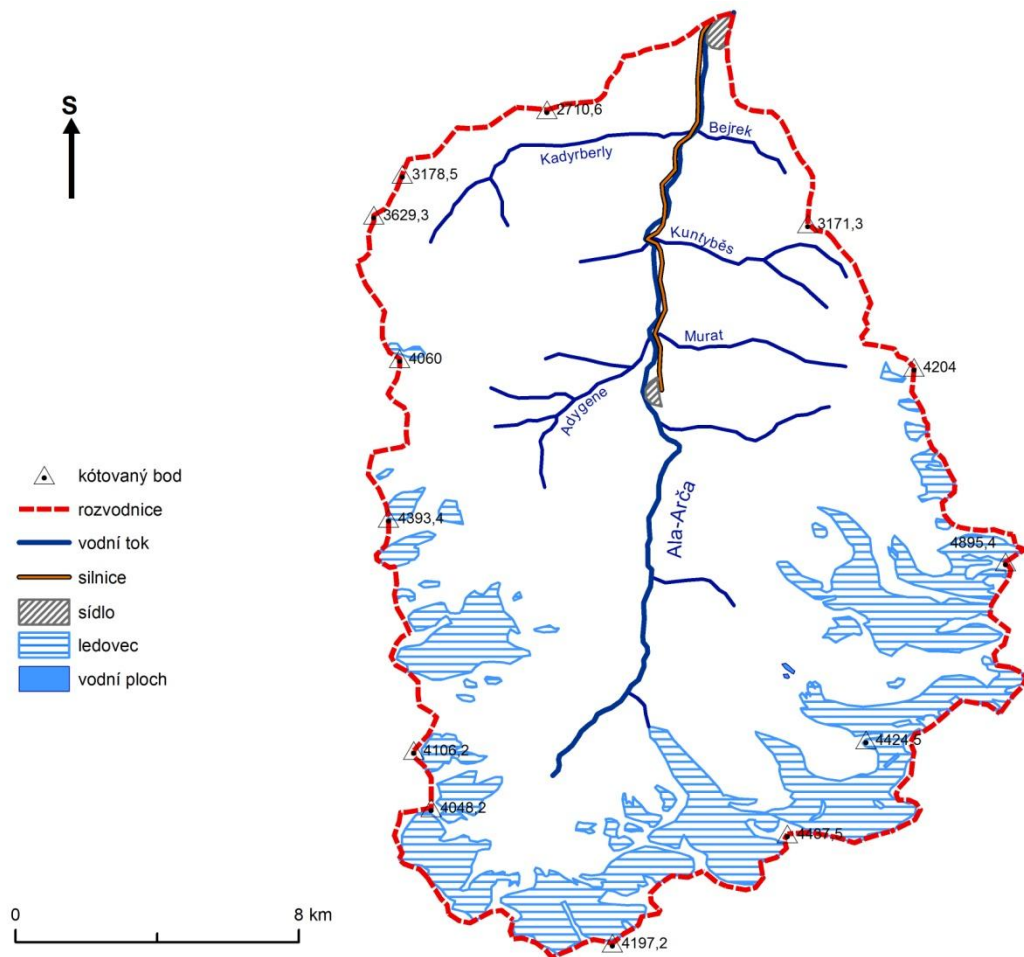
V Údolí řeky Ala Arča se nachází nejstarší kyrgyzský národní park. Jeho rozloha je 194 km² a nachází se v něm přes 800 druhů rostlin a více než 330 druhů zvířat (Falátková 2014).

Z fauny se v pohoří Ťan-Šan vyskytuje například osel divoký (*Equus kiang*), kozy, ovce a kozorožci. Je zde možné narazit i na vlka, lišku i levharta sněžného. Žije zde i celá řada hlodavců jako například svišti (Černík, Sekyra 1969).

5 HODNOCENÍ ODTOKOVÉHO REŽIMU NA ZÁKLADĚ DAT

5.1 Ala-Arča

Na základě map Kyrgyzstánu 1:100 000 bylo zakresleno povodí po závěrový profil (obr. č. 17). Délka řeky po tento profil je 23,7 km a plocha povodí byla vypočtena na 240 km² (tato hodnota se liší o 7 km² od hodnoty, která byla získána z Institutu vodnych problem). Délka rozvodnice je rovna 77 km. Další údaje, které byly použity pro výpočet vlastností povodí je přímková vzdálenost od ústí k nejvzdálenějšímu bodu povodí a jeho hodnota pro řeku Ala-Arča je 26,8 km. U stupně vývoje toku je ještě důležitá hodnota přímkové vzdálenosti od pramene k ústí a ta je v tomto případě 21,8 km.



Obr. č. 17: Povodí řeky Ala-Arča po závěrový profil v nadmořské výšce 1577 m⁹

Zdroj: vlastní, Mapa generálního štábu 1:100 000 (1982)

⁹ stav ledovců je k roku 1982

Z dat o povodí je možné vypočítat Gravelliův koeficient, který vyjadřuje míru členitosti rozvodnice, což nám určuje, zda je povodí protáhlé nebo kruhové. Byl vypočítán na základě vzorce:

$$K_G = \frac{L_R}{2\sqrt{P\pi}} \quad K_G = \frac{77}{2\sqrt{240\pi}}$$

kde L_R je délka rozvodnice a P je plocha povodí. Jedná se o bezrozměrnou veličinu.

Výsledek koeficientu 1,4 ukazuje, že povodí je relativně protáhlé. Další přiblížení tvaru povodí je možné díky charakteristice povodí α , ta je určena vzorcem:

$$\alpha = \frac{P}{L^2} \quad \alpha = \frac{240}{26,8^2}$$

kde P je plocha povodí a L je přímková vzdálenost od ústí k nejvzdálenějšímu bodu povodí. Dle této charakteristiky je možné určit, zda je povodí protáhlé, přechodný typ anebo vějířovité. I charakteristika povodí je bezrozměrná veličina.

V tomto případě je výsledek 0,33 a z toho můžeme vyvozovat, že se jedná o vějířovité povodí.

Další charakteristika je možná na základě převýšení povodí Δh .

$$\Delta h = h_{max} - h_{min}$$

kde h_{max} a h_{min} jsou nadmořské výšky nejnižšího a nejvyššího bodu v povodí. Výsledek vyjde v metrech.

U řeky Ala-Arča byl v povodí nejvyšší bod 4895 m n. m. a nejnižší 1577 m n. m. Hodnota převýšení v tomto povodí je 3318 m. Převýšení povodí se užívá pro výpočet průměrného sklonu povodí. Ten je pro řeku Ala-Arča vypočítán následovně:

$$I = \frac{\Delta h}{\sqrt{P}} \quad I = \frac{3318}{\sqrt{240}}$$

kde Δh je převýšení povodí a P je plocha povodí. Při dosazení Δh v metrech a plochy povodí v km^2 vyjde výsledek v promilích.

Průměrný sklon povodí je v povodí řeky Ala-Arča 214 ‰, což je nejvíce ze všech třech zkoumaných povodí.

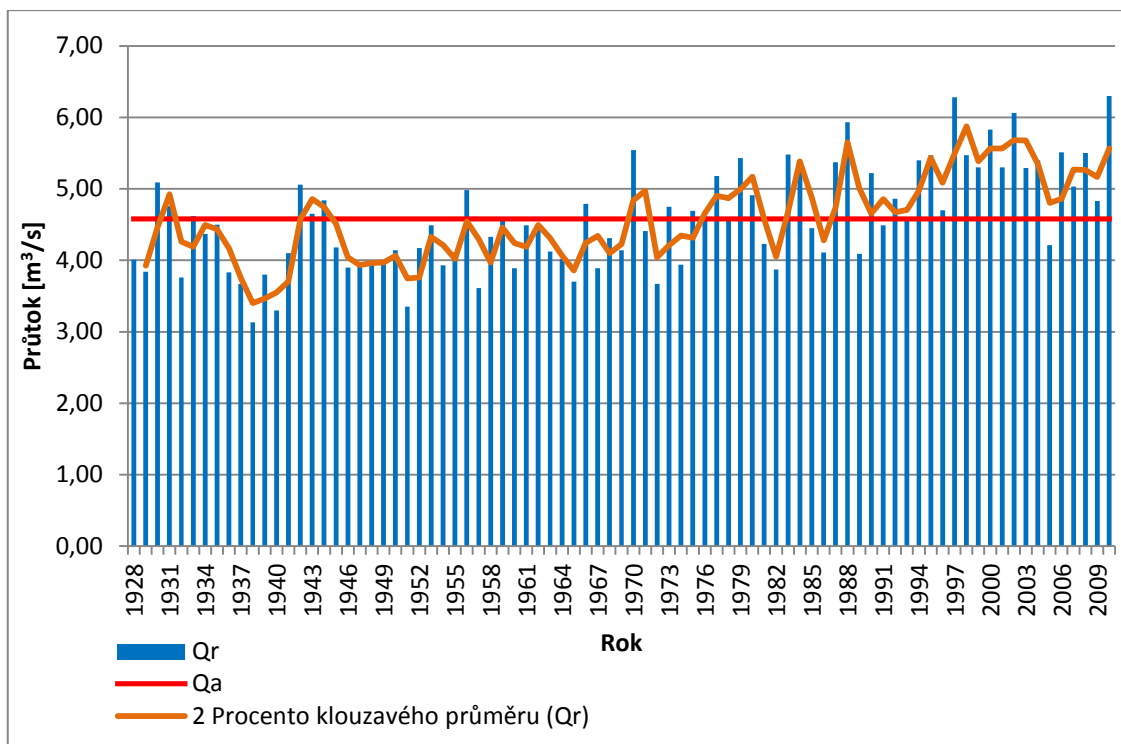
Stupeň vývoje toku je určen jako délka toku [l] ku přímkové vzdálenosti od pramene k ústí [d]. Jeho hodnota je vždy větší než 1. A čím je hodnota vzdálenější od 1, tím více je tok zakřivený. Stupeň vývoje toku je určen vzorcem:

$$f = \frac{l}{d} \quad f = \frac{23568}{21838}$$

U řeky Ala-Arča má stupeň vývoje toku hodnotu pouze 1,08. Tato hodnota nám vypovídá, že se jedná o přímý tok bez většího zakřivení.

Data o odtoku pro řeku Ala-Arča byla k dispozici pro roky 1928 - 2010. Data byla naměřena v závěrovém profilu při ústí řeky Kaška-Su. Z grafu č. 1 je zřejmé, že u průměrných ročních průtoků (Q_r) dochází ke zvětšování průtoků v posledních několika letech. Dobře to i reprezentuje průměr z průměrných roční průtok (Q_a), který je v letech 1928 - 2010 na řece Ala-Arča $4,58 \text{ m}^3/\text{s}$ a je zde vidět, že přibližně od poloviny 70. let (až na několik výjimek) je průtok řeky nad tímto průměrným ročním průtokem. Byl také vytvořen klouzavý průměr, který má posloužit pro lepší a jednodušší odhad trendu průtoků. Je i v grafech č. 3 a 5.

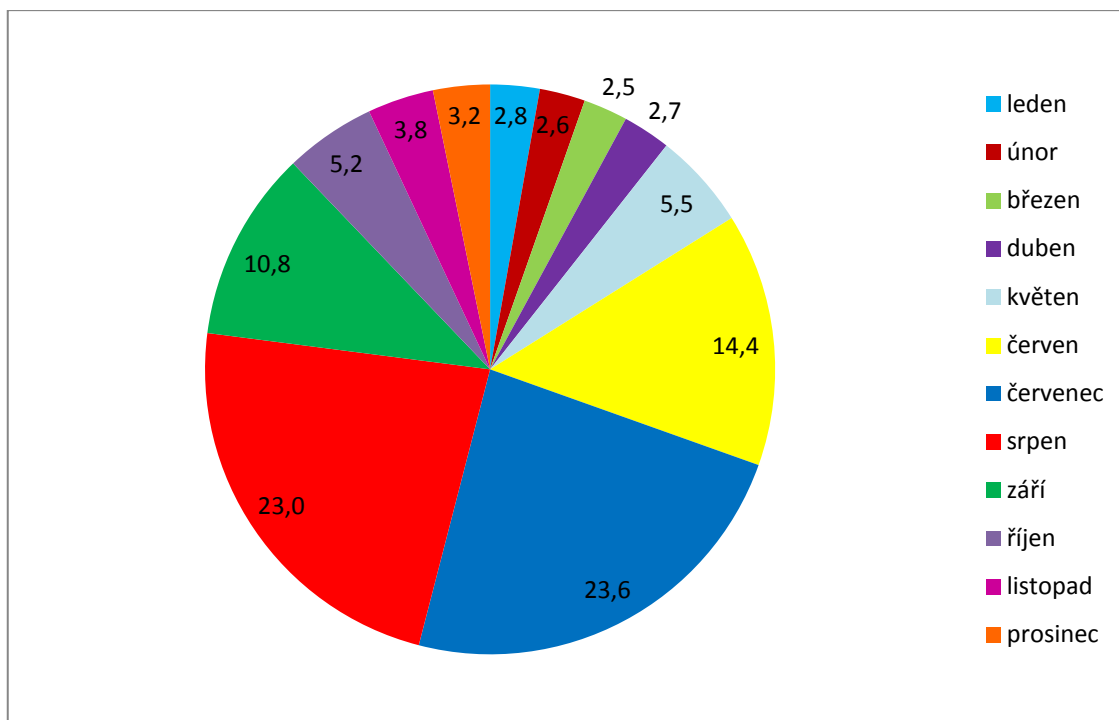
Za celých 83 let byl absolutně nejvyšší denní průtok naměřen 22. 6. 1953, kdy hodnota průtoku byla $50,0 \text{ m}^3/\text{s}$. Naopak zcela nejnižší denní průtok byl zaznamenán 16. 1. 1934, kdy jeho hodnota byla pouze $0,81 \text{ m}^3/\text{s}$. Průměrný roční objem vody, který odteče závěrovým profilem je $144,4$ miliónů m^3/rok . Nejvyšší roční objem byl v roce 2010, kdy odteklo $198,5$ miliónů m^3/rok , téměř o 100 miliónů m^3 méně (přesněji o $98,6$ mil. m^3/rok) odteklo v roce 1937. Maximální a minimální objem se shoduje s roky, kdy byl naměřen i maximální a minimální průtok ($6,30$ a $3,67 \text{ m}^3/\text{s}$).



Graf č. 1: Průměrné roční průtoky na řece Ala-Arča v letech 1928 - 2010

Zdroj: vlastní, Institut vodních problémů

Měsíční odtok na řece Ala-Arča má dva zcela dominantní měsíce a to červenec a srpen, kdy odečte téměř polovina (46,6 %) ročního odtoku. Významnější úlohu ještě hrají červen a září, kdy je odtok větší než 10 % z celkového ročního odtoku. Zbytek roku je odtok zcela minimální. Zcela nejmenší množství vody odečte v měsíci březnu (Graf. č. 2).

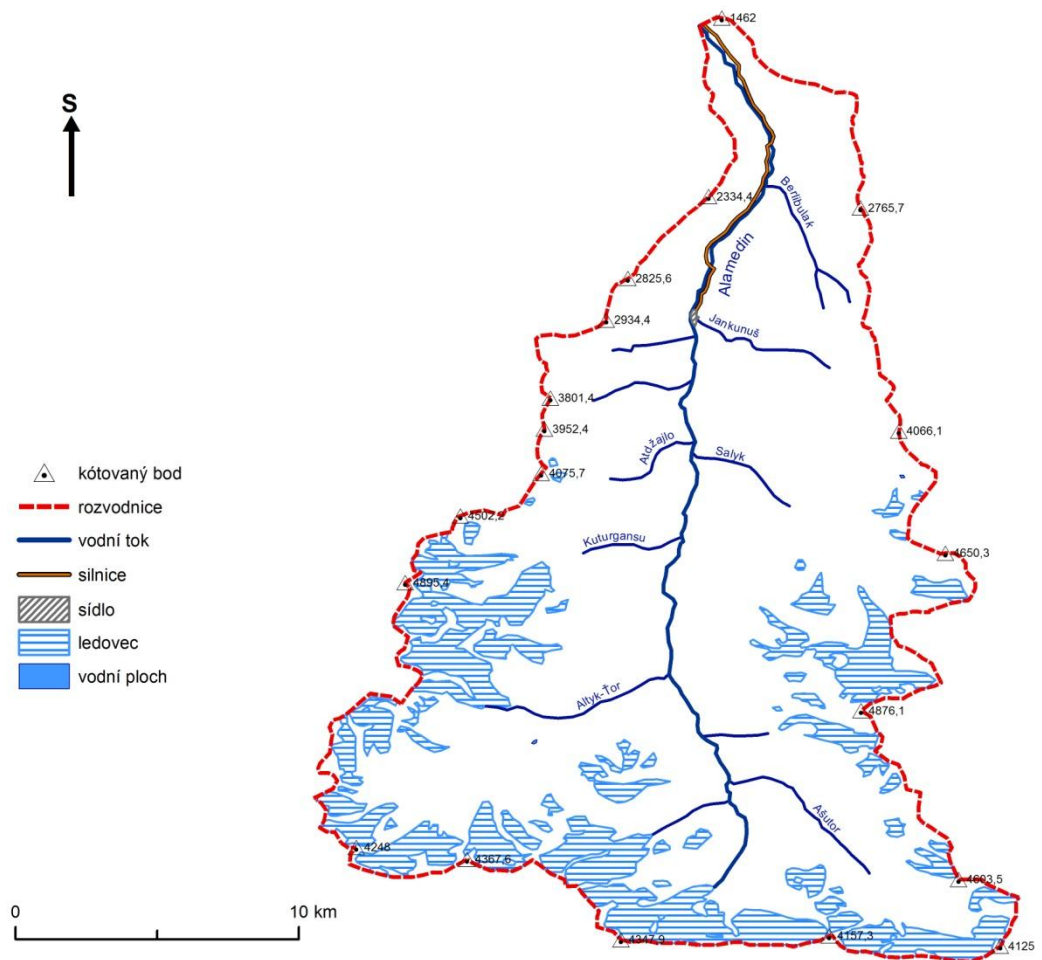


Graf č. 2: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Ala-Arča v letech 1928 - 2010

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

5.2 Alamedin

Na obr. č. 18 vidíme zakreslenou řeku Alamedin s jejím povodím po závěrový profil. Délka řeky je 33 km a plocha povodí byla spočtena na 313 km² (od dat z Institutu vodnych problem se liší o 4 km²). Délka rozvodnice je 97,9 km. Při výpočtu charakteristiky povodí je potřeba znát přímkovou vzdálenost od ústí k nevdálenějšímu místu povodí, která má pro tuto řeku hodnotu 33,7 km. Přímková vzdálenost od pramene k ústí má na řece Alamedin délku 30,4 km.



Obr. č. 18: Povodí řeky Alamedin po závěrový profil v nadmořské výšce 1310 m¹⁰

Zdroj: vlastní, Mapa generálního štábu 1:100 000 (1982)

Stejně jako pro řeku Ala-Arča, tak i pro řeku byl vypočítán Gravelliův koeficient:

$$K_G = \frac{L_R}{2\sqrt{P\pi}} \quad K_G = \frac{97,9}{2\sqrt{313\pi}}$$

Koeficient má hodnotu 1,56, ze všech povodí je to nejvyšší hodnota, tudíž jeho tvar je ze všech povodí nejvíce vzdálen od tvaru kruhu. Avšak na druhou stranu výpočet charakteristiky povodí α má hodnotu 0,28, což je naopak nejmenší hodnota, ale i přesto je tvar povodí vějířovitý. Charakteristika povodí byla vypočítána následovně:

$$\alpha = \frac{P}{L^2} \quad \alpha = \frac{313}{33,7^2}$$

¹⁰ stav ledovců k roku 1982

Bod s nejvyšší nadmořskou výškou má hodnotu 4895 m a nejnižší 1310 m. Z toho získáme hodnotu převýšení povodí, což je 3585 m. Průměrný sklon povodí po závěrový profil byl vypočítán podle vzorce:

$$I = \frac{\Delta h}{\sqrt{P}} \quad I = \frac{3585}{\sqrt{313}}$$

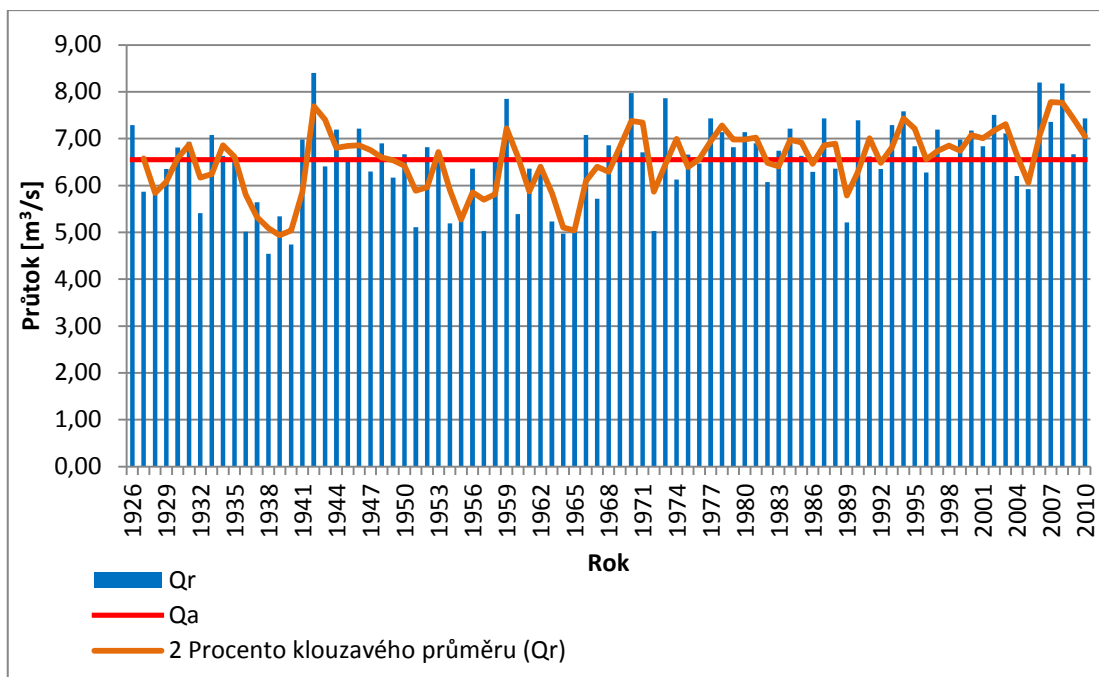
kdy jeho hodnota je 202,6 ‰.

V případě stupně vývoje toku se jedná o přímý tok bez větších zákrutů, jeho hodnota je 1,09 a byla vypočítána následovně:

$$f = \frac{l}{d} \quad f = \frac{33045}{30351}$$

Pro řeku Alamedin byla dostupná data z let 1912 - 1915 a částečně taky pro rok 1925. A poté pro roky 1926 - 2010. Data byla naměřena v místě závěrového profilu, který se pro tuto řeku nachází nad místem ústí řeky Čurkunčak. Graf č. 3 byl vytvořen pouze pro souvislou řadu dat od roku 1926 do 2010. Stejně jako u řeky Ala-Arča můžeme pozorovat nárůst ročních průtoků, i když zde není tak výrazný. Průměr z průměrných ročních průtoků zde dosahuje 6,53 m³/s.

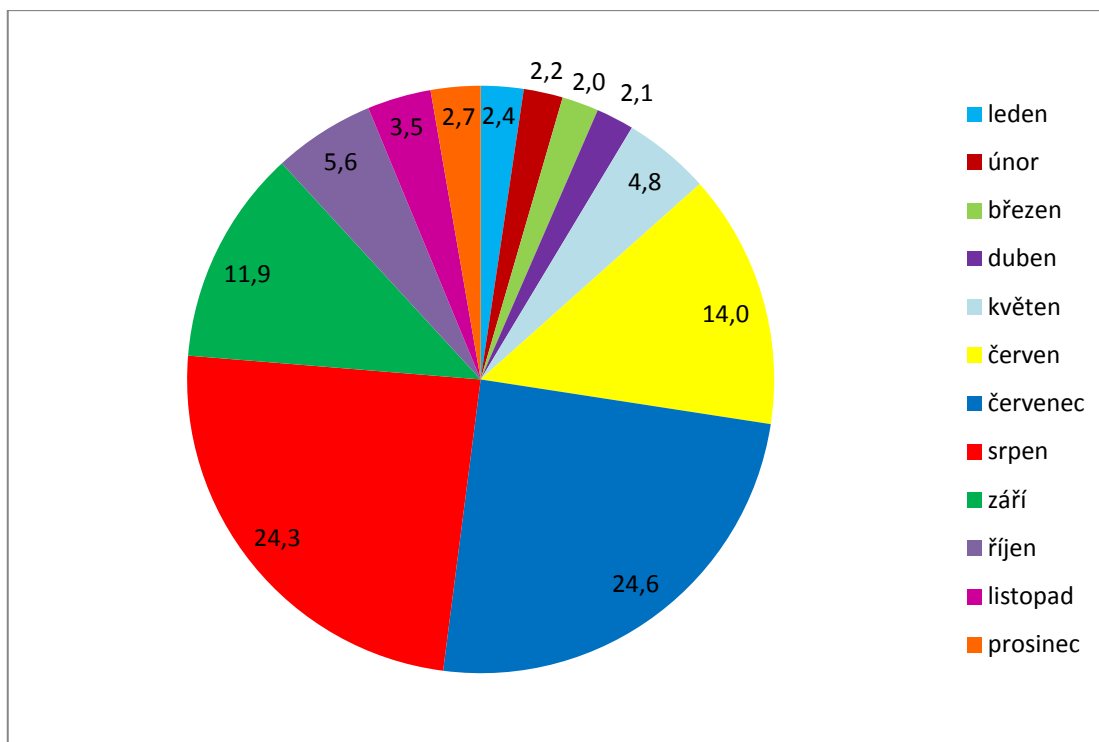
Absolutně nejvyšší denní průtok byl zaznamenán 15. 7. 1958, kdy jeho hodnota dosahovala 58,2 m³/s. Hodnota minimálního denního průtoku pro tuto stanici je 0,74 m³/s a byla naměřena 13. 4. 1940. Maximální roční průtok, který je možný vyčíst z grafu č. 3 je z roku 1942, kdy byl průměrný roční průtok 8,4 m³/s. Tento rok také proteklo tímto závěrovým profilem největší naměřené množství vody a to 264,6 mil. m³. Minimální roční průtok byl naměřený o čtyři roky dříve (1938) a jeho hodnota byla 4,54 m³/s. Objem vody byl 143 mil. m³/rok.



Graf č. 3: Průměrné roční průtoky na řece Alamedin v letech 1926 - 2010

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

U řeky Alamedin je odtok v červenci a srpnu ještě o něco málo dominantnější než u řeky Ala-Arča, dosahuje hodnoty 49 % z celkového odtoku. V měsíci březnu odtok dosahuje nejmenších hodnot a to pouhé 2 % z celkového množství (Graf č. 4). Až na malé odchylky jsou měsíční průtoky velmi podobné těm na řece Ala-Arča.

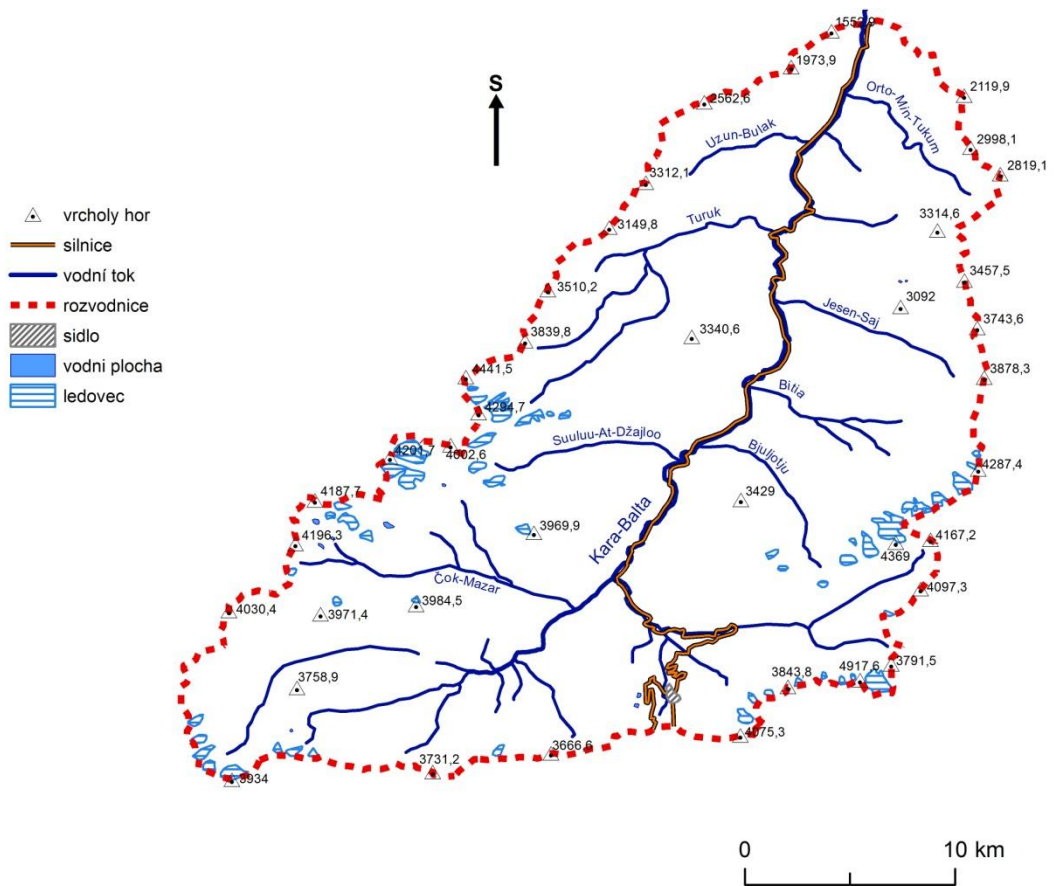


Graf č. 4: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Alamedin v letech 1926 - 2010

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

5.3 Kara-Balta

Tato řeka je ze všech třech řek nejdelší, její délka je po závěrový profil 40,4 km. Plocha povodí zaujímá plochu 579 km² (tato naměřená hodnota se příliš neliší od hodnoty získané od Institutu vodnych problem, rozdíl je pouze o 2 km²). Délka rozvodnice je 124 km (obr. č. 19). Velikost přímkové vzdálenosti od ústí k nejvzdálenějšímu místu v povodí je 42 km. Pro řeku Kara-Balta byla též zjištěna přímková vzdálenost od pramene k ústí, aby byl možný výpočet stupně vývoje toku. Tato vzdálenost má hodnotu 33,7 km.



Obr. č. 19: Povodí řeky Kara-Balta po závěrový profil v nadmořské výšce 1153 m

Zdroj: vlastní, Mapa generálního štábu 1:100000 (1982)

U řeky Kara-Balty má Gravelliův koeficient hodnotu 1,45 a byl vypočítán podle vzorce:

$$K_G = \frac{L_R}{2\sqrt{P\pi}} \quad K_G = \frac{124}{2\sqrt{579\pi}}$$

Ani v tomto případě se nejedná o kruhové povodí, ale spíše protáhlejší. Na základě charakteristiky povodí α můžeme i v tomto případě hovořit o vějířovitém povodí. Charakteristika povodí byla vypočítána následovně:

$$\alpha = \frac{P}{L^2} \quad \alpha = \frac{579}{42^2}$$

Výsledek tedy je 0,33.

Převýšení povodí bylo spočítáno jako rozdíl mezi nejvyšší nadmořskou výškou v povodí, která je rovna 4369 m a nejnižší nadmořskou výškou, což je 1153 m. Převýšení povodí je tedy

3216 m. Stejně jako nejmenší převýšení, má i řeka Kara-Balta nejmenší průměrný sklon povodí a to 133 ‰ a byl vypočítán podle vzorce:

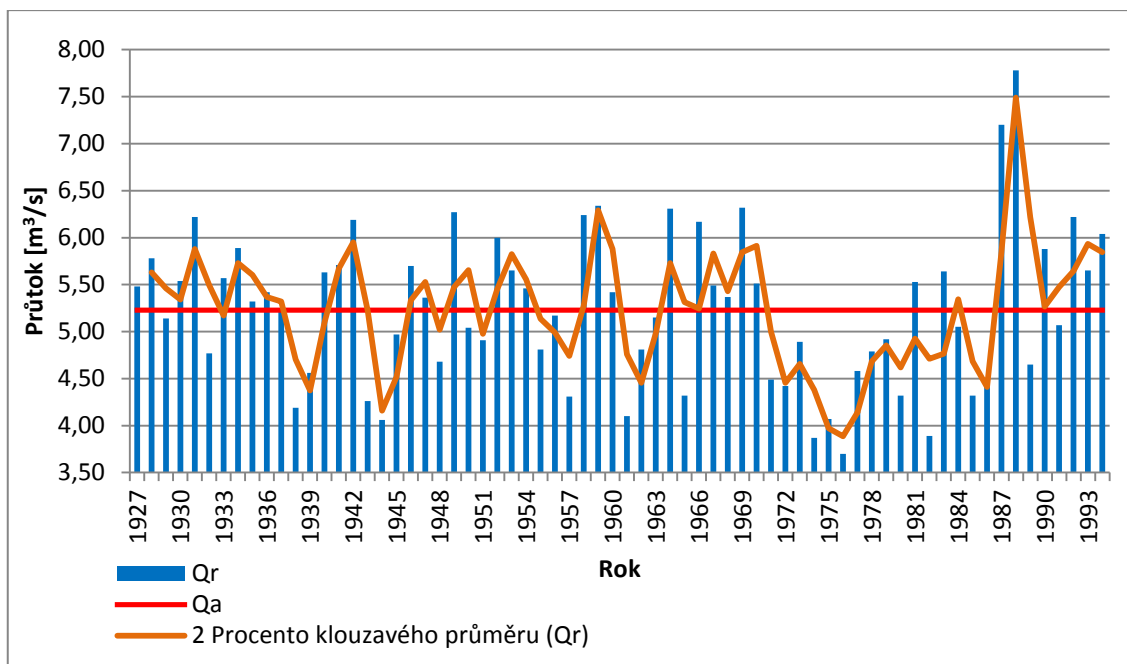
$$I = \frac{\Delta h}{\sqrt{P}} \quad I = \frac{3216}{\sqrt{579}}$$

Možná i díky menšímu sklonu povodí, má řeka Kara-Balta více vyvinuté zákruty. I tak, ale hodnota stupně vývoje povodí není nijak závratná. Jeho hodnota je 1,2 a byl vypočítán na základě vzorce:

$$f = \frac{l}{d} \quad f = \frac{40436}{33656}$$

Řeka Kara-Balta má od předchozích výrazně jiný průběh odtoku. Ani data nejsou pro tuto řeku dostupná až do současnosti. Data byla naměřena v místě závěrového profilu, který se nachází na jižní hranici obce Sosnovka. Graf č. 5 byl vytvořen na základě dat z let 1927 - 1994. Data z let 1995 - 97 jsou pouze za některé měsíce, rok 1998 je poté opět celý, ale následující rok už je zase pouze částečný a rok 2000 stejně jako 2004 chybí úplně. Roky 2001 - 2002 mají záznam za všechny měsíce a z roku 2003 jsou známá data za prvních pět měsíců. A po roce 2006 nejsou již data žádná. Z grafu č. 5 je patrné, že s novějšími daty velikost průtoků neroste, dokonce dosahují průtoky průměrného ročního minima. Dochází spíše k větší rozkolísanosti a větší extremitě jednotlivých let.

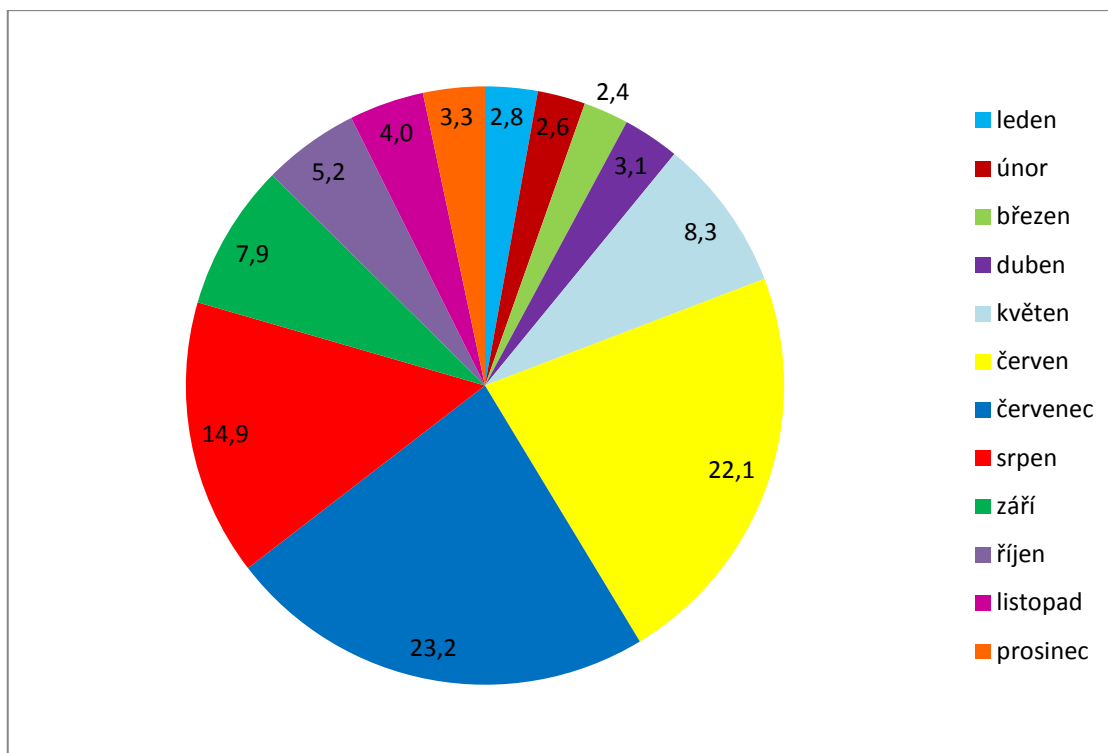
Průměr z průměrných ročních průtoků z let 1927 - 1994 je na řece Kara-Balta roven 5,23 m³/s. Během těchto let byl nejvyšší průměrný roční průtok naměřen v roce 1988 a to 7,78 m³/s. A v tento rok bylo množství vody proteklé v tomto profilu 245 mil. m³, což je dvojnásobek nejmenšího naměřeného ročního objemu, ten má hodnotu 166,6 mil. m³/rok (1976). Průměrný roční průtok byl pouze 3,7 m³/s. Absolutně nejvyšší denní průtok byl zaznamenán 27. 7. 1989 s hodnotou 82,6 m³/s. Zajímavé je to v tom, že i když rok předtím má nejvyšší roční průtok, nejvyšší denní průtok nedosahuje tak vysokých hodnot (65,7 m³/s). Rok 1989 patří dokonce k velmi málo vodným rokům. Absolutně nejmenší denní průtok má hodnotu 0,65 m³/s a byl naměřen 29. 3. 1955.



Graf č. 5: Průměrné roční průtoky na řece Kara-Balta v letech 1927 - 1994

Zdroj: vlastní, Institut vodních problémů

I v procentuálním zastoupení měsíčních průtoků se řeka Kara-Balta výrazně odlišuje od řek Ala-Arča a Alamedin. Nejvíce vody odtéče v červnu a červenci (45,3 %). V měsíci srpnu poté odtéče pouze 14,9 % z celkového množství. Jiný z měsíců nedosahuje již ani 10 % odtoku. U řeky Kara-Balty má významnější roli i měsíc květen, kdy odtéče přes 8 % ročního odtoku. Shodným atributem je nejmenší odtok, kterého je také dosaženo v měsíci březnu a to 2,4 % (graf č. 6).

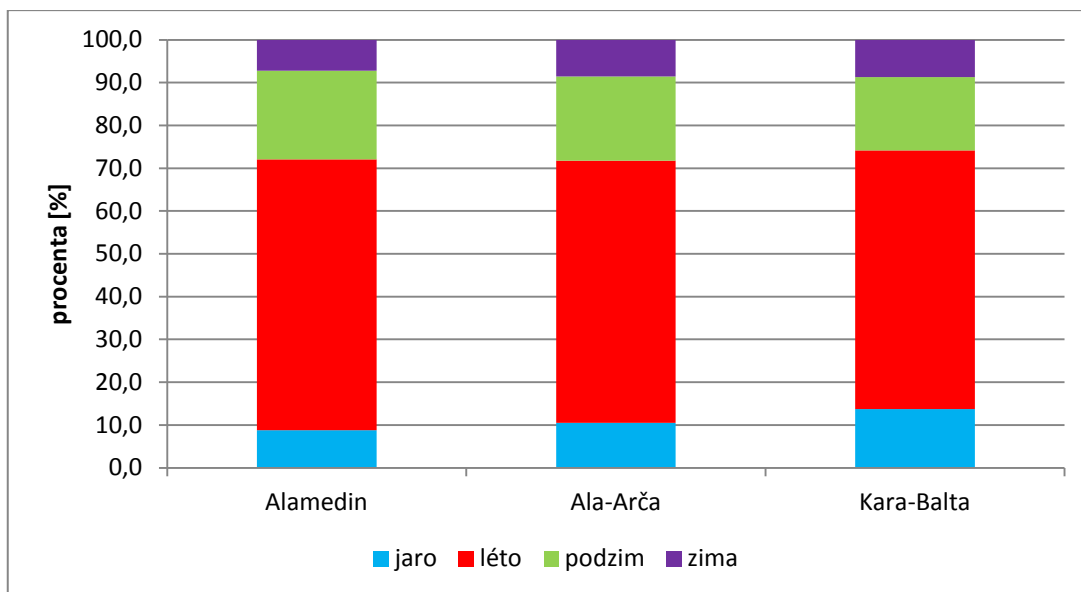


Graf č. 6: Procentuální dlouhodobý měsíční průtok na řece Kara-Balta v letech 1927 - 1994

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

5.4 Srovnání zvolených povodí

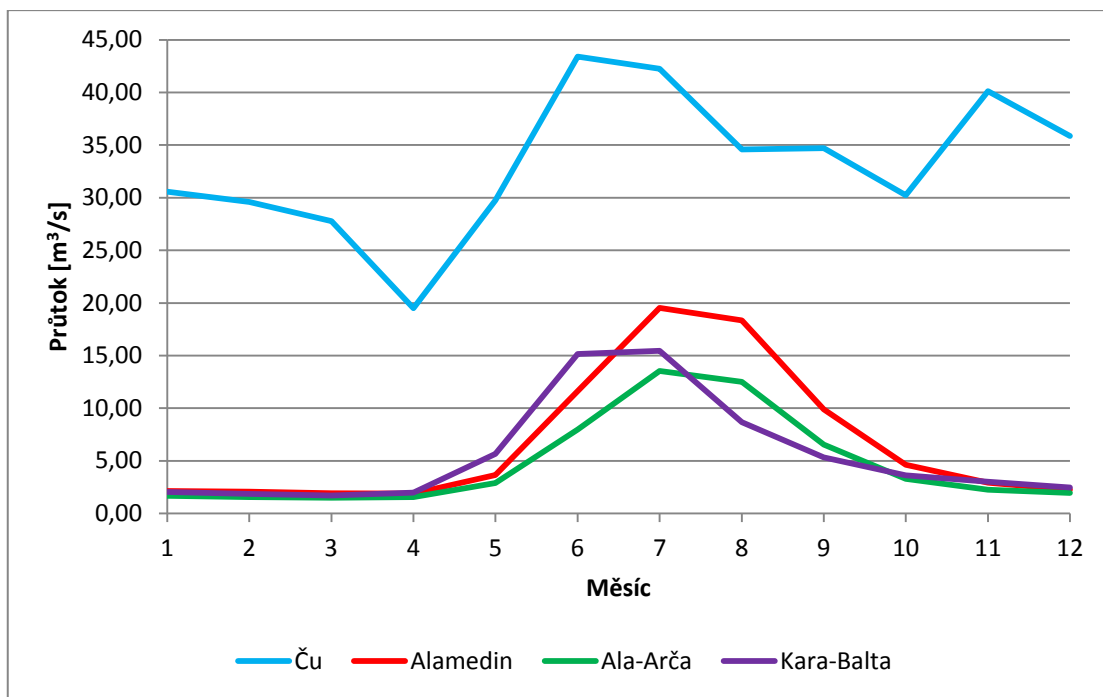
Při pohledu na graf č. 7 je zřejmé, že všechny tři řeky mají velmi podobný roční chod. Jen řeka Kara-Balta se nepatrně odlišuje. Na jaře v letech 1928 - 1994 odteklo na řece Alamedin 9 %, na řece Ala-Arča 11 % a na řece KaraBalta 14 % z celkového odtoku. V období léta odteče u všech tří řek téměř dvě třetiny ročního odtoku. Na podzim je opět o něco málo větší variabilita mezi řekami. Na řece Alamedin odteklo 21 %, na řece Ala-Arča 20 % a na řece Kara- -Balta pouze 17 % z celkového množství. V zimě je odtok okolo 8 % na všech třech řekách.



Graf č. 7: Procentuální zastoupení množství odtoku ročních období v letech 1928 - 1994

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

Při porovnání dlouhodobých měsíčních průtoků řek Alamedin, Ala-Arča a Kara-Balta z let 1989 - 1994 s řekou Ču, do které ústí, je patrný rozdíl velikosti řek. Data za řeku Ču byly měřeny v místě obce Kočkorka. U řeky Ču se nejedná o chod ledovcovo-sněhový, avšak díky přítokům s tímto režimem dosahuje největších průtoků též během léta. Z grafu č. 8 je zřejmé, že největších průtoků dosahují všechny čtyři řeky přibližně ve stejnou dobu. Nejvíce se řeka Ču od ostatních odlišuje na jaře, v měsících mezi březnem a dubnem, kdy dochází k poklesu průtoků. Druhý rozdíl je patrný od října do listopadu, kdy dochází opět k nárůstu průtoků. Tento jev není na zbylých řekách patrný.



Graf č. 8: Dlouhodobý měsíční průtok řek v letech 1989 - 1994

Zdroj: vlastní, Institut vodnych problem

6 DISKUZE

V první části práce je možné najít několik statistických metod, které je možné užít ke zkoumání změn hydrometeorologických charakteristik. Burn a Hag Elnur (2002) ve své práci uvádí, že jednou z nejlepších metod, kterou je možné použít na detekci trendu časových řad, je Mann-Kendall test. Jedná se o nejčastější metodu užívanou k detekci trendu odtoků, ve své práci ji použilo mnou výzkumníků na řeky různých režimů, např. Birsan a kol. (2005), Abdul Aziz a Burn (2006), Kliment a kol. (2011) a Chevallier a kol. (2014).

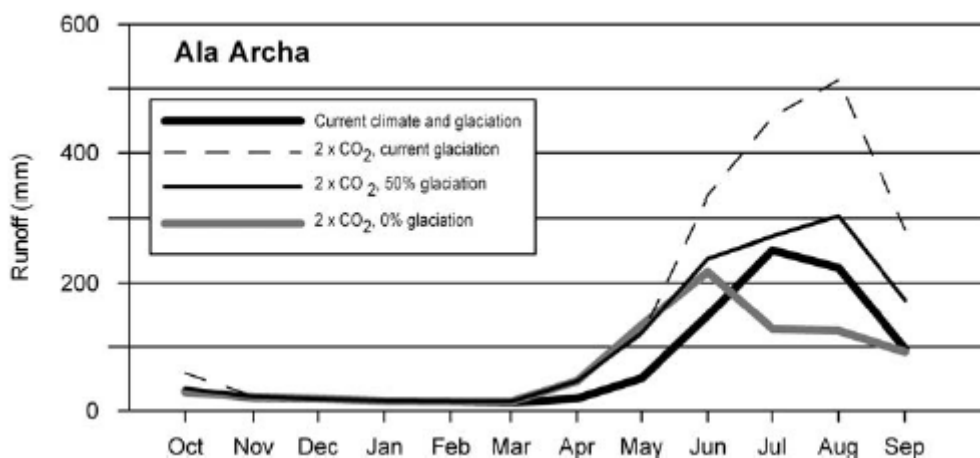
V případě testování homogenity řad nepřevládá výrazně pouze jedna metoda, ale je možné užít metod hned několik, mezi které se řadí Pettitt test, Mann-Whitney test anebo zobecněná varianta Mann-Whitneyho testu - Kruskal-Wallisův test. Pettitt test byl například použit Chevallier a kol. (2014) v pohoří Pamíru. V oblastech Šumavy zase Kliment a Matoušková (2009) použili Mann-Whitney test na řeky Vydry, Blanice a Ostružné.

V druhé části práce jsou zkoumány odtoky řek v severní části Kyrgyzského hřbetu (řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta). U prvních dvou řek se jedná o řeky ledovco-sněhového režimu. U řeky Kara-Balta, jde o režim sněhovo-ledovcový. Pellicciotti (2010) uvádí, že u vysoce zaledněných povodí, nastává vrchol odtoku od 30. července do 3. srpna. V povodí řek Ala-Arča a Alamedin ve zkoumaném období maximální průtoky nejsou striktně mezi těmito dny, ale pohybují se nejčastěji v rozmezí od 22. 7. do 8. 8. Nejmenší průtoky jsou na těchto povodích v zimních měsících, což potvrzuje i Pellicciotti (2010), ten mluví dokonce i o téměř nulových průtocích z důvodu srážek vyskytujících se v pevném stavu.

Závislost plochy ledovce v povodí na odtoku uvádí ve své práci Pellicciotti (2010), kdy uvádí, že plocha ledovce určuje významně velikost odtoku, neboť i malé povodí s velkým procentuálním zastoupením ledovce může mít stejně velký nebo i větší odtok jako velké povodí s menší rozlohou ledovců. Podobná situace nastala i u řek Alamedin a Kara-Balta, kdy téměř o polovinu menší povodí řeky Alamedin dosahuje větších průměrných průtoků než řeka Kara-Balta (viz graf č. 8).

Díky oteplování dochází ke zvyšování sněžné čáry a tím ubývání ledovce a změny množství odtoku. Může docházet i ke změně rozložení odtoku během roku. Zvyšování odtoku je patrné především na řekách Ala-Arča a Alamedin přibližně od 70. let 20. století. K závěru, že dochází ke zvyšování odtoku na řece Ala-Arča, dospěl též Haag (2007). K výzkumu změny odtoku použil model OEZ, který mu umožnil odhadovat i vliv ubývání ledovce do budoucnosti. Na základě výpočtů zjistil, že když rozloha ledovce klesne na polovinu stávající hmoty, dojde ke zvýšení odtoku v období od června do září a vrchol největšího odtoku se posune z července do

září. Při úplném zániku ledovců v povodí dojde k posunutí vrcholu odtoku do května a odtok v červenci až září významně poklesne (obr. č. 20).



Obr. č. 20: Velikost odtoku vypočítané modelem OEZ pro různé scénáře pro povodí Ala-Arča

Zdroj: Haag a kol. (2007)

Z práce Stewarta (2009) je patrné, že i v ostatních vysokohorských prostředích je odtok ovlivňován změnou klimatu a díky tomu dochází k významné změně sněhové pokrývky. Jedná se především o Alpy, kde především v 80. letech 20. století došlo k výraznému poklesu sněhové pokrývky a to hlavně v nižších polohách. Podobný scénář mají i další pohoří z Asie - Himaláje a dokonce i Tibetská náhorní plošina (Stewart 2009). Ke změnám v odtoku dochází i v Severní Americe, kde můžeme informace získat z práce Casassa a kol. (2009). Avšak s odtokem je to zde o něco složitější, neboť Stahl a Moor (2006, cit. v Casassa a kol. 2009, s. 33) uvádí, že v povodích s ledovci v severní a centrální Britské Kolumbii dochází k poklesu odtoku, kdežto na severozápadu, dochází stejně jako v našem případě k nárůstu odtoku.

Průtoky řek jsou také ovlivňovány srážkami. Jejich vliv na odtok se však různí. Například Mingije a kol (2013) ve své práci uvádí, že srážky v oblasti pohoří Ťan Šan zapříčiňují pokles odtoku, neboť dojde k poklesu teploty a tím se zpomalí tání ledovců. Naopak Casassa a kol. (2009) uvádí, že ke zvýšení odtoku v centrální Asii došlo i v místech, kde došlo ke zvýšení srážek (Ťan Šan), tak i v místě poklesu srážek (Tibetská náhorní plošina).

7 ZÁVĚR

V této práci byly především zkoumány statistické metody, na jejichž základě je možné zkoumat změnu odtoku ve velehorském prostředí. Na základě rešerše literatury byly některé často používané metody vybrány a následně popsány. Jednou z nejčastěji užívaných metod, která byla použita, je metoda neparametrického Mann-Kendall testu, která zjišťuje změnu v povodí v závislosti na klimatických podmínkách.

Před použitím testů na změnu odtoku, je potřeba zjistit, zda se jedná o homogenní či nehomogenní řadu. Zde je možné použít několik testů, mezi které patří například Pettitt test, Mann-Whitney test nebo Kruskal-Wallisův test. Tyto testy také hledají případný bod zlomu, kdy ke změně došlo.

V dnešní době se hojně začínají rozšiřovat modely, které odhadují velikostí průtoků do budoucnosti, na základě již naměřených dat a jejich trendu. A nemusí se jednat pouze o velikosti průtoků, ale je možné odhadovat i množství srážek či výšku sněhové pokrývky. Jejich využití se také může uplatňovat v místech, kde se nenachází dostatečné množství stanic (například kvůli špatnému přístupu) a tudíž chybí data na zkoumání odtoků.

Na základě dat průtoků z řek Ala-Arča, Alamedin a Kara-Balta, je možné říci, že řeky dosahují maximalních průtoků v létě. U řek s režimem ledovcovo-sněhovým je to především v červenci a srpnu. U řeky Kara-Balta, která má režim sněhovo-ledovcový, jsou největší průtoky v červnu a červenci. Nejmenší průtoky jsou pozorovány na všech třech řekách od listopadu do dubna.

Stejně jako Casassa a kol. (2009) pozoroval na řece Urumqi zvyšování průtoků vlivem zvyšování sněžné čáry a tím zvyšování tání ledovce, tak i na řekách Ala-Arča a Alamedin je tento trend pozorován. Z dat využívaných v této práci je vidět zvyšující se průtok přibližně od 70. let 20. století. Je nutné předpokládat, že tento trend díky neustálému oteplování planety, bude pokračovat i dále v budoucnu.

Tato bakalářská práce má především sloužit jako příprava na navazující magisterskou práci, kde by měly být zkoumány změny odtoku za pomoci zde popsaných metod a mělo by dojít k vyvrácení či potvrzení vzrůstajícího trendu odtoku. Déle by mělo dojít ke zkoumání rozlohy ledovců.

8 ZDROJE

ABDUL AZIZ, O. I., BURN, D.H. (2006): Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, 319, s. 282-294.

ADYŠEV, M. M. A KOL. (1987): Atlas Kyrgyzskoj respubliky. Biškek, Akademie věd Kyrgyzské SSR, 158 s.

AIZEN, V.B. (1988): The glaciation and its evolution in the North Tien Shan (in Russian). In: Aizen, V.B., Aizen, E.M., Melack, J.M. (1996): Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology*, 186, s. 226 - 251.

AIZEN, V.B., AIZEN, E.M. (1994): Features of regime and mass exchange of some glaciers on central Asia periphery. *Bulletin of Glacier Research*, 12, s. 9-24.

AIZEN, V.B., AIZEN, E.M., MELACK, J.M. (1996): Precipitation, melt and runoff in the northern Tien Shan. *Journal of Hydrology*, 186, s. 226 - 251.

ANTAL, J., HAJTÁŠOVÁ, K., HLAVČOVÁ, K., MAJERČÁKOVÁ, O., MAKEL, M., NOVÁK, V., STANČÍKOVÁ, A., SZOLGAY, J., ŠUBOVÁ, A., TURBEK, J., TURČAN, J. (2002): *Hydrológia - Terminologický výkladový slovník*. Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, Slovensko, 157 s.

BEITLEROVÁ, H. (2010): Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygyne (Tian-Šan, Kyrgyzstán). Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 75 s.

BIRSAN, M.-V., MOLNAR, P., BURLANDO, P., PFAUNDLER, M. (2005): Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 314, s. 312 - 329.

BURN, D. H., HAG ELNUR, M. A. (2002): Detection of hydrologic trends and variability. *Journal of Hydrology*, 255, s. 107 - 122.

CASASSA, G., LÓPEZ, P., POUYAUD, B., ESCOBAR, F. (2009): Detection of changes in glacial runoff in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrol. Process.*, 23, s. 31 - 41.

CONRAD, V., POLLAK, L. V. (1950): *Methods in Climatology*. In: Kaňok, J. (1997): *Antropogenní ovlivnění velikosti průtoků řek povodí Odry po profil Kožle*. Ostravská univerzita, Ostrava, 185 s.

ČERNÍK, A., SEKYRA, J. (1969): *Zeměpis velehor*. Academia, Praha, 396 s.

- FALÁTKOVÁ, K. (2014): Glaciální jezera v Kyrgyzstánu ohrožena průvalem. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 114 s.
- FARRINGTON, D. J. (2005): A report of Protected Areas, Biodiversity, and Conservation in the Kyrgyzstan Tien Shan. In: Beitlerová, H. (2010): Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygyne (Ťan-Šan, Kyrgyzstán). Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 75 s.
- FIALA, O. (2012): Změny odtokového režimu v oblasti Šumavy. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 70 s.
- FRAINDOVÁ, K. (2014): Změny srážko-odtokového režimu v povodí řeky Atbabasca. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, s. 131.
- GOCIC, M., TRAJKOVIC, S. (2013): Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in Serbia. In: Fraindová, K. (2014): Změny srážko-odtokového režimu v povodí řeky Atbabasca. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, s. 131.
- 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, s. 40 - 53.
- HANUS, M., ŠÍDLA, L. (2011): Školní atlas dnešního světa. Nakladatelství TERRA, Praha, 188 s.
- HUSS, M., FARINOITTI, D., BAUDER, A., FUNK, M. (2008): Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrol. Process.*, 22, s. 3888 - 3902.
- CHÁBERA, S., KÖSSL, R. (1999): Základy fyzické geografie (přehled hydrogeografie). Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, s. 160.
- CHEVALLIER, P., POUYAUD, B., MOJAĚSKÝ, M., BOLGOV, M., OLSSON, O., BAUER, M., FROEBRICH, J. (2014): River flow regime and snow cover of the Pamir Alay (Central Asia) in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal*, 59, č. 8, s. 1491 - 1506.
- JENEIOVÁ, K., KOHNOVA, S., SABO, M. (2014): Detecting Trends in the Annual Maximum Discharges in the Vah River Basin, Slovakia. *Acta. Silv. Lign. Hung.*, 10, č. 2, s. 133 - 144.
- KAŇOK, J. (1997): Antropogenní ovlivnění velikosti průtoků řek povodí Odry po profil Kožle. Ostravská univerzita, Ostrava, 185 s.

KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2003): Analýza změn srážko-odtokových poměrů v povodí Otavy. Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, s. 71 - 85.

KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M. (2009): Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and the Foothill Regions: Extent of influence by human impact and climate change. *Water Resoure Manange*, 23, s. 1813 - 1834.

KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., KRÁLOVEC, V., LEDVINKA, O. (2005): Změny odtokového režimu v pramenných oblastech vodních toků. Zpráva za rok 2005, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, s. 83 - 92.

KLIMENT, Z., MATOUŠKOVÁ, M., LEDVINKA, O., KRÁLOVEC, V. (2011): Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *J. Hydrol. Hydromech.*, 59,1, s. 36 - 50.

KOPPES, 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, s 846 - 866.

KRÁLOVEC, V. (2009): Změny srážkoodtokových poměrů v povodí horní Opavy. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 125 s.

LEDVINKA, O. (2008): Trendy srážkoodtovového režimu v povodí Rolavy. Diplomová práce Katedra fyzické geografie a geoekologie PŘF UK, Praha, 122 s.

LI, Z., GAO, W., ZNANG, M., GAO, W. (2012): Variations in suspended and dissolved matter fluxes from glacial and non-glacial catchments during a melt season at Urumqi River, eastern Tianshan, central Asia. *Catena*, 95, s. 42 - 49.

MA, Z., KANG, S., ZHANG, L., TONG, L., SU, X. (2008): Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. *Journal of Hydrology*, 352, s. 239 - 249.

Mapa generálního štábu SSSR 1 : 100 000 (1982)

MINGJIE, G., TIANDING, H., BAISHENG, Y., KEQIN, J. (2013): Characteristics of melt water discharge in the Glacier No. 1 basin, headwater of Urumqi River. *Journal of Hydrology*, 489, s. 180 - 188.

MÍŠAŘ, Z. (1987): Regionální geologie světa. Academia, Praha, 708 s.

- NETOPIĽ, R. (1972): Hydrologie pevnin. Academia, Praha, 296 s.
- NOSEK, M. (1972): Metody v klimatologii. In: Kaňok, J. (1997): Antropogenní ovlivnění velikosti průtoků řek povodí Odry po profil Kožle. Ostravská univerzita, Ostrava, 185 s.
- PATERSON, W. S. B. (1969): The physics of glaciers. In: Demek, J. (1987): Obecná geomorfologie. Academia Praha, Praha, 476 s.
- PELLICCIOTTI, F., BAUDER, A., PAROLA, M. (2010): Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alp. *Water resources research*, 46, W1052, 16 s.
- REINHARTOVÁ, J. (1989): Zhodnocení časové homogenity dlouholetých řad srážkoměrných pozorování na několika stanicích v Čechách. In: Kaňok, J. (1997): Antropogenní ovlivnění velikosti průtoků řek povodí Odry po profil Kožle. Ostravská univerzita, Ostrava, 185 s.
- SMOLKOVÁ, I., VYSOUDIL, M. (2000): Středoškolský zeměpis v přehledu aneb co je potřeba znát k přijímací zkoušce na vysokou školu. Nakladatelství Rubico, Olomouc, s. 232
- STAHL, K., MOORE, R. D. (2006): Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada. In: Casassa, G., López, P., Pouyaud, B., Escobar, F. (2009): Detection of changes in glacial run-off in alpine basins: examples from North America, the Alps, central Asia and the Andes. *Hydrol. Process.*, 23, s. 31 - 41.
- STEWART, I. T. (2009): Changes in snowpack and snowmelt runoff for key mountain regions. *Hydrological Processes*, 23, s. 78 - 94.
- ŠTĚPÁNEK, P. (2006): Variabilita teploty vzduchu na území České republiky v období přístrojových měření. Disertační práce. Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita, 137 s.
- UNGER-SHAYESTEH, K., VOROGUSHYN, S., FARINOTTI, D., GAFUROV, A., DUETHMANN, D., MANDYCHEV, A., MERZ, B. (2013): What do we know about past changes in the water cycle of Central Asian headwaters? A review. *Global and Planetary Change*, 110, s. 4 - 25.
- XU, B., LU, Z., LIU, S., LI, J., XIE, J., LONG, A., YIN, Z., ZOU, S. (2015): Glacier changes and their impacts on the discharge in the past half-century in Tekes watershed, Central Asia. *Physics and Chemistry of the Earth*. Dostupné z: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pce.2015.03.003> [cit. 8.3. 2016]

YANING, CH., CHANGCHUN, X., XINGMING, H., WEIHONG, L., YAPENG, CH., CHENGGANG, Z., ZHAOXIA, Y. (2009): Fifty-year climate change and its effect on annual runoff in the Tarim River Basin, China. *Quaternary International*, 2008, s. 53 - 61.

ZHANG, Y., LIU, S., XU, J., SHANGGUAN, D. (2008): Glacier change and glacier runoff variation in the Tuotuo River basin, the source region of Yangtze River in western China. *Environ Geol*, 56, s. 59-68.