

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**

**Ústav pro životní prostředí**

Ekologie a ochrana prostředí

Ochrana životního prostředí



**Bc. Marie Hynštová**

Vliv vlastností povodí vysokohorských jezer v Tatrách na chemizmus vody

Influence of catchment characteristics of high-mountain lakes in the Tatra  
Mountains on water chemistry

**DIPLOMOVÁ PRÁCE**

Školitel: prof. RNDr. Evžen Stuchlík, CSc.

Praha, 2014

## Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu. Rovněž prohlašuji, že předložená diplomová práce je totožná s elektronickou verzí vloženou do SIS.

V Praze, dne

Podpis

## Poděkování:

Ráda bych poděkovala svému školiteli panu prof. Evženu Stuchlíkovi za velmi vstřícné a ochotné jednání během tvorby práce, také za trpělivost, povzbuzení i cenné rady a vysvětlení při sepisování textu práce. Také děkuji panu ing. Jaroslavu Řeřichovi za jeho vedení a odborný dohled nad tvorbou digitálního výškového modelu, který tvořil základní materiál pro tuto práci.

Tímto děkuji i své rodině za podporu a trpělivost, obzvláště v období před dokončením této práce.

Obsah:

<b>ABSTRAKT</b> .....	<b>4</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>5</b>
<b>1. ÚVOD</b> .....	<b>6</b>
<b>1. METODIKA</b> .....	<b>9</b>
2.1 POPIS LOKALITY A ANALYZOVANÉHO ÚZEMÍ .....	10
1.2 DATA .....	12
2.2.1 DEM.....	12
2.2.2 Chemické složení jezerních vod.....	13
2.3 ANALÝZA DEM .....	15
2.3.1 Definování povodí jezer.....	15
2.3.2 Nadmořská výška a skutečná plocha povodí .....	17
2.3.3 Sklon svahů a orientace ke světovým stranám (aspekt).....	17
2.4 VEGETAČNÍ POKRYV A STRUKTURA POVRCHU POVODÍ .....	18
2.5 PROGRAMOVÉ VYBAVENÍ .....	20
<b>2. VÝSLEDKY</b> .....	<b>21</b>
3.1 MORFOLOGICKÉ PARAMETRY POVODÍ .....	21
3.2 ZASTOUPENÍ TYPŮ STRUKTURY VEGETACE A POVRCHU V POVODÍ .....	26
3.3 VLIV POLOHY NA SEVERNÍM A JIŽNÍM ÚBOČÍ NA VYBRANÉ PARAMETRY POVODÍ .....	31
3.4 VLIV MORFOLOGICKÝCH PARAMETRŮ POVODÍ A STRUKTURY VEGETACE A POVRCHU NA CHEMISMUS JEZER.....	35
<b>3. DISKUSE</b> .....	<b>40</b>
<b>4. ZÁVĚR</b> .....	<b>47</b>
<b>6. CITOVANÁ LITERATURA</b> .....	<b>49</b>
6.1 CITOVANÉ MAPOVÉ ZDROJE, PROGRAMOVÉ VYBAVENÍ: .....	54
<b>PŘÍLOHA I A – L</b> .....	<b>55</b>

## Abstrakt

Předkládaná diplomová práce se zabývá povodími alpínských jezer ve Vysokých Tatrách. Jezera byla dlouhodobě monitorována za účelem zachytit změny chemického a biotického složení jezerních vod vyvolané působením kyselé atmosférické depozice a následně jejím ustoupením. Studované procesy si vyžádaly kvantitativní přístup v popisu charakteristik povodí jezer. Komplikovanost horského terénu dovolila až se současným technickým a výpočetním vybavením parametry povodí exaktně definovat a ty původně odhadované zpřesnit.

Morfologické parametry 26 povodí byly získány analýzou vytvořeného digitálního výškového modelu terénu (DEM) nástroji geografického informačního systému (GIS, program ESRI ArcGIS 10.2). Struktura vegetace a povrchu povodí byla zjištěna podle satelitních map Google (2014). Na základě získaných či zpřesněných parametrů povodí (sklon, podíl plochy se sklonem  $< 26^\circ$  v povodí, zastoupení typů struktury vegetace a pokryvu na skutečné ploše povodí) byly analyzovány vztahy mezi chemickým složením ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\Sigma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ ) a vlastnostmi povodí mezi lety 1993 a 2012 resp. 2006.

V definovaných povodích byly nově stanoveny morfologické parametry povodí. Podle mediánu nadmořské výšky, zastoupení aspektu a zastoupení typu struktury vegetace a povrchu v povodí byla odlišena jezera jižního a severního úbočí. Koncentrace  $\text{NO}_3^-$  v jezerech klesala výrazněji v povodích skalního typu a s menším zastoupením louky a klečového porostu. Velikost změny  $\Sigma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  pozitivně korelovala se vzrůstajícím průměrným sklonem povodí.

Znalost skutečné plochy povodí a zastoupení struktury vegetace a povrchu v povodí by mohla pomoci lépe odhadovat těžko měřitelné vlastnosti povodí, jakým je například množství půdy. Parametrizace povodí umožní jejich využití jako modelových území ke studiu i dalších možných antropogenních vlivů.

## Abstract

The presented thesis deals with catchments of the alpine lakes in the High Tatra Mountains. The lakes were subject of a long-term monitoring to detect changes of chemical and biotic composition of lake water induced by acid atmospheric deposition and by its decline. The studied processes required a quantitative approach to describe the characteristics of the catchments. The definition of new catchment parameters or the refining estimated parameters was not allowed without current technical and computing equipment because of the complexity of mountainous terrain.

The morphological parameters for 26 catchments were obtained by analysis of the created digital elevation model (DEM) using tools of geographic information system (GIS, software ESRI ArcGIS 10.2). The land cover was detected by Google aerial map (2014). The links between chemical composition ( $\text{NO}_3^-$ ,  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ ) and catchment properties based on the specified or refined catchment parameters (slope, portion of an area with a slope  $<26^\circ$  in the catchment, proportion of different land cover types to the real catchment area) were analysed between the years 1993 and 2012 (respectively 2006).

New morphological parameters were derived for the defined catchments. The catchments on the northern and the southern slope were distinguished by differences in the median altitude, proportion of aspect and proportion of land cover type. The declination of lake water nitrate concentration was more pronounced in rock or moraine-rock type of catchment and with lowering proportion of meadow and dwarf pine in catchment. The changes in  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  correlated positively with increasing average slope.

Knowledge of the real catchment area and of the vegetation structure representation in the catchment would be helpful to make better estimation of difficult measurable catchment properties, e.g. soil pool. Parameterization of the catchments allows their use as model sites for possible study of other anthropogenic impact.

## 1. Úvod

Předkládaná práce se zabývá povodími alpínských jezer ve Vysokých Tatrách (Slovensko, Polsko). Dlouholetý výzkum tatranských jezer zachytil jejich stav téměř od samého počátku projevu acidifikace (2. pol. 70. let 20. stol.; Stuchlík et al., 1985), včetně jejího vrcholu (Fott et al., 1994), a následně pak po celé období ústupu působení kyselých depozic až do současnosti. Od poklesu kyselých depozic (poč. 90. let 20. stol.) dochází v jezerech obecně ke změnám chemických i biologických parametrů vody, zejména k poklesu koncentrace síranů, dusičnanů a bazických kationtů, vzrůstu kyselinové neutralizační kapacity a pH (Kopáček et al., 2006c), i k posunu ve složení společenstva směrem k méně acidosenzitivním či původním druhům a jejich vyšší početnosti (Nedbalová et al., 2006; Sacherová et al., 2006).

Vývoj ze stavu acidifikace jezer a jejich povodí neprobíhá pro všechny zasažené lokality stejně rychle a stejným mechanismem (Kopáček et al., 2002; Kopáček et al., 2006c). Do procesů odehrávajících se v jezerních ekosystémech se významně promítají vlastnosti povodí, jako je například geologické podloží, morfologie, pokryvnost a struktura vegetace či množství půdy (Berg et al., 2005). V dosavadních výzkumech, matematických modelech a studiích zabývajících se v Tatrách problematikou acidifikace a procesu jejich zotavování již byly vlastnosti povodí pokládány za důležité a rovněž byla objasňována jejich souvislost se stavem příslušného vodního ekosystému (Stuchlík et al., 2002, Kopáček et al., 2003). Tyto parametry však byly z většiny kvantifikovány metodou odhadu, kterou bylo možné získat pouze hodnoty přibližné, a tedy málo konkrétní (Kopáček et al., 2000). V horském a členitém terénu je navíc

samotná plocha reliéfu a typu pokryvu podle planimetrického přístupu podhodnocována, proto je třeba při stanovování rozlohy použít skutečnou plochu terénu (Hoechstetter et al., 2008; Zhang et al., 2012).

Morfologickými parametry povodí, jako například expozic k severní světové straně, může být podmíněna rychlost fyzikálního i chemického zvětrávání podloží (Egli et al., 2006), stejně tak množstvím srážek, které je průměrně vyšší na severně orientovaném úbočí hlavního hřebene Tater vlivem převládajícího severozápadního proudění (Niedzwiedz, 1992). Také historický i novodobý průzkum druhového složení zooplanktonu jezer dokládá odlišnosti v osídlení jezer v případě druhů preferujících jen lokality jižního nebo severního úbočí Minkiewicz (1914), Hořická et al. (2006), Sacherová et al. (2006).

Dosavadní údaje o povodích jako například samotné vymezení jejich rozvodnic, průměrná nadmořská výška, sklon expozice ke světovým stranám, skutečná plocha povodí a zastoupení struktur pokryvu byly buď nedostupné nebo odhadnuté na základě existujících nedostatečně podrobných či přesných mapových podkladů a expertních stanovení v terénu. Získání nových parametrů povodí, které mohou mít význam pro popis dějů odehrávajících se v rámci povodí, a také zpřesnění odhadovaných údajů bylo hlavní motivací pro zahájení komplexu fotogrammetrických prací s cílem vytvořit dostatečně kvalitní digitální výškový model terénu (DEM) Tater. Tento proces trval 15 let a není dosud ukončen, ale rozsah území pokrytého modelem umožnil stanovení hlavních cílů předložené práce a definici klíčových hypotéz.

Mezi hlavní cíle patří: 1) Ukázat rozdíl mezi dosud odhadovanými a nově analyzovanými parametry na základě digitálního modelu terénu, 2) Podle

analyzovaných parametrů určit rozdíly mezi povodími jezer na jižním a severním úbočí hlavního hřebene Vysokých Tater, 3) Nově analyzovat vztahy mezi chemizmem vody a vlastnostmi povodí publikované dříve na základě odhadů a nyní založené na kvantitativních analýzách terénu a 4) Provést nové vlastní analýzy, které by bez vytvořeného DEM nebyly možné.

Zároveň byly definovány dvě hypotézy: 1) Jezera severního a jižního úbočí se významně liší morfologickými vlastnostmi a strukturou vegetace a povrchu povodí, 2) Sklon povodí ovlivňuje rychlost změn v chemickém složení jezerní vody v průběhu zotavování z acidifikace.



## 1. Metodika

Morfologické parametry povodí alpínského typu, jejichž vliv by se mohl projevovat na zaznamenané variabilitě v chemickém složení jezerních vod, byly odvozeny z digitálního výškového modelu terénu (DEM) v prostředí programů geografického informačního systému (GIS). DEM vysokohorských povodí Tater o požadovaném rozlišení není volně dostupný a musel být k tomuto účelu vytvořen. Základním předpokladem pro kvantitativní analýzu charakteristik povodí bylo definování rozvodnic povodí. V rámci povodí byly stanoveny tyto parametry: medián nadmořské výšky, minimální a maximální nadmořská výška v povodí, průměrný sklon povodí, planimetrická plocha povodí, skutečná plocha povodí, poměr skutečné plochy k planimetrické ploše povodí, poměr skutečné plochy povodí k ploše jezera, podíl plochy se sklonem menším než 26°, podíl plochy orientované k severu, severovýchodu, východu, jihovýchodu, jihu, jihozápadu, západu a severozápad, podíl plochy povodí pokrytý klečovým a lesním porostem, loukou a bez vegetačního pokryvu nezpevněným materiálem (morény, sutě) a odhalenými skalními stěnami a štíty (dále struktura vegetace a povrchu povodí). Získané parametry byly použity k ověření hypotézy o odlišnosti povodí na jižní a severní straně úbočí hlavního hřebenu Vysokých Tater. K nalezení vztahů mezi chemickým složením jezerních vod a charakteristikami povodí byly použity základní statistické metody programu R.

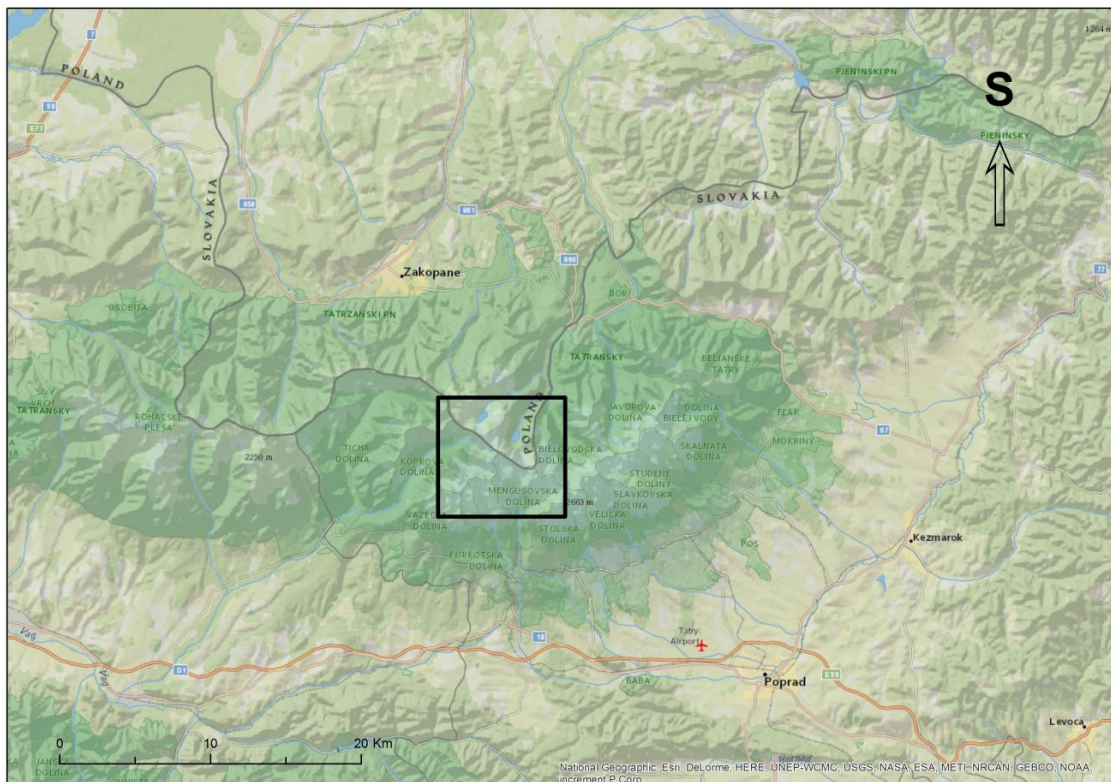
## 2.1 Popis lokality a analyzovaného území

Studovaná povodí horských jezer se nacházejí v západní části Vysokých Tater, na Polské i Slovenské straně hlavního hřebenu pohoří. Vysoké Tatry jsou součástí Vnitřních Západních Karpat (Obr. 1). Odhalené jádrové krystalické podloží je tvořeno skupinou biotitických granodioritů až tonalitů (vysokotatranský typ; ŠGÚDŠ, 2005). Během pleistocénu bylo pohoří modelováno působením vysokohorských ledovců o různém rozsahu a délce trvání, které vytvořily typické trógy, morény a jimi hrazená jezera (Lukniš, 1973). Kromě ledovcového modelování reliéfu se neustále uplatňuje fyzikální zvětrávání a gravitační odnos žulové horniny, tvořící suťové kužely, úsypy a suťová moře. Půdy alpínských luk jsou převážně nevyvinuté podzosoly, leptosoly a regosoly s obecně mělkým a horizontem; pod morénami je vytvořena pouze tenká vrstva půdy (< 3 cm; Kopáček et al., 2006b).

Studovaná jezera jsou položena nad hranicí lesa (1394–2150 m n. m.) a jejich povodí se vyskytují v subalpínské a alpínské vegetační zóně. Nad klimatickou hranicí lesa (kolem 1550 m n. m.; Büntgen et al., 2007) je ustupující les tvořený zejména smrkem ztepilým (*Picea abies*) a borovicí limbou (*Pinus cembra*) nahrazován porosty borovice kleče (*Pinus mugo*) a vysokohorskými loukami, kde dominuje sítina trojklanná (*Juncus trifidus*), kostřava nízká (*Festuca supina*), bika kaštanová (*Luzula alpino-pilosa*), třtina chloupkatá (*Callamagrostis villosa*) a kde rostou horské byliny. Holé skály místy porůstají lišejníky, například mapovníky (*Rhizocarpon*), drobnovýtruska (*Acarospora oxytona*) či nitroplodka (*Dermatocarpon luridum*; Vološčuk a kol., 1994).

Rozsah studované oblasti byl limitován velikostí území, pro které byl vytvořen podrobný digitální výškový model terénu. Konkrétně jsou analyzována povodí ve

vrchních partiích těchto dolin: Važecká, Furkotská, Mlynická, Mengusovská, Žabí, Dračí, Žabí bielovodská, Rybího potoku, Pěti Polských Stawů, Temnosmrečinská a Nefcerka. V modelovaném území se nachází 40 jezer ledovcového původu, pro 34 jezer byla definována povodí, z toho 26 bylo vybráno k analýze vlivu morfologických parametrů a typu pokryvu na chemické vlastnosti příslušných jezer. U vybraných jezer je dlouhodobě sledováno chemické složení vody a druhové složení planktonních a bentických organismů (Kopáček et al., 2006c) ; Hořická et al., 2006; Čiamporová-Zaťovičová et al., 2010). Těchto 26 jezer na základě dlouhodobé přítomnosti zooplanktonu splňuje kritérium dostatečně dlouhé doby zdržení vody v jezeře (Stuchlík et al., 1985; Fott et al., 1994)



Obr. 1. Studované území ve Vysokých Tatrách na slovensko-polské hranici. Označeno černým polygonem. Podkladová mapa National Geographic, ESRI, DeLorme, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp.

## 1.2 Data

### 2.2.1 DEM

Nedílnou součástí této diplomové práce byla spolupráce na tvorbě digitálního výškového modelu terénu (Digital elevation model, DEM). Rozsah modelovaného území byl zvolen tak, aby pokrýval povodí jezer nad hranicí lesa, na jižním i severním úbočí hlavního hřebenu Vysokých Tater. DEM byl konstruován interpolací výškových souřadnic získaných stereofotogrammetrickou digitalizací terénu. Podkladem pro vytvoření DEM bylo 55 černobílých leteckých snímků naskenovaných s rozlišením 1 200 dpi v přibližném měřítku 1 : 24 000. Snímky byly zakoupeny od Vojenského topografického ústavu (dnes Topografický ústav plukovníka Jána Lipského) v Banské Bystrici prostřednictvím Zoologického ústavu SAV v Bratislavě. Parametry snímacích kamer byly získány od Vojenského topografického ústavu v Dobrušce (dnes Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad). Snímky byly pořízené v roce 1986, letová výška při snímání byla 4 300 m n. m. Vlícovací body potřebné pro georeferenci snímků a analytickou triangulaci definoval a v terénu zaměřil prof. Evžen Stuchlík se spolupracovníky metodou dvou zařízení GPS v průběhu několika kampaní.

Úpravu snímků do stereoskopických párů provedl Ing. Jaroslav Řeřicha, který vedl také stereofotogrammetrické vyhodnocení průběhu terénu, na kterém se podíleli Marie Hynštová, Michaela Šípková a Michal Němec. Údaje o nadmořské výšce (výstup ze stereofotogrammetrického vyhodnocení) byly interpolované (modul Interpolace, QGIS 2.2) metodou TIN do rastru o velikosti buňky 2 × 2 m. Toto rozlišení bylo zvoleno jako optimální vzhledem k horizontální i vertikální přesnosti fotogrammetrického vyhodnocení (odchylka v rámci 1 pixelu, odpovídá cca 50 cm) a přesnosti měřených

veličin vycházejících z výpočtu analytické aerotriangulace (AAT). Mimo rozsah fotogrammetricky digitalizovaného terénu byl model doplněn modelem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, USGS) s rozlišením 1" × 1". Tento model s nižším rozlišením bylo nutné ponechat pro cca jednu třetinu povodí jezera Zelené krivánské pleso, z důvodu nedostatečného pokrytí území párem leteckých snímků, a pro vrchní partii povodí Popradského plesa. Model byl projektován v souřadnicovém systému UTM Zone 34 N na elipsoid WGS84.

### 2.2.2 Chemické složení jezerních vod

Údaje o chemickém složení jezerních vod byly čerpány ze společné databáze výzkumného týmu pracujícího v Tatrách vedené prof. Jiřím Kopáčkem a prof. Evženem Stuchlíkem. Metody analytického stanovení chemických složek jsou popsány v publikacích Stuchlíka et al. (2006) a Kopáčka et al. (2006c), kde jsou uveřejněny údaje pro léta 1993 ev. 1994 a 2004.

Jako ukazatele změny chemického složení vody v souvislosti se zotavováním jezer z acidifikace byly vybrány součet koncentrace vápenatých a hořečnatých kationtů ( $\Sigma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ ) a dusičnanů ( $\text{NO}_3^-$ ). Důvodem pro výběr  $\Sigma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  byla těsná korelace s pH a kyselinovou neutralizační kapacitou (Kopáček et al., 2006c) a omezené vyplavování z půdy celkově odráželo pokles v působení kyselé depozice (Kopáček et al., 2002). Stav na počátku fáze zotavování z acidifikace je reprezentován údaji z roku 1993 (v případě chybějících dat rokem 1994), průběh zotavování rokem 2004 a recentní stav rokem 2012 (v případě chybějících dat lety 2011 a 2010); tato léta se vyznačují klidným

hydrologickým režimem během vzorkovacího období. Pro zachycení nejvýraznějšího rozdílu v koncentraci  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  byly použity také údaje z roku 2006 (v případě chybějících dat doplněné rokem 2005).

## 2.3 Analýza DEM

Morfologické parametry povodí byly odvozeny ze sestrojeného DEM (2 × 2 m) s předpokládanou horizontální a vertikální přesností 1 m; v modelovaném území se vyskytovaly terénní útvary se sklonem blížícím se 90°, kde se mohl model od terénu odchylovat i o více než 10 m. Rozsah modelu vytvořeného na základě stereofotogrammetricky získaných výškových údajů byl 19°59'55,6" v. d. (427093,4 E), 49°13'14,6" s. š. (5452474,8 N), 20°6'57,2" v. d. (435526,8 E), 48°8'55,6" s. š. (5444370,7 N).

### 2.3.1 Definování povodí jezer

Hranice povodí jezer byly stanoveny na základě algoritmu pro výpočet směru odtoku z každé buňky rastru DEM, která reprezentuje 4 m<sup>2</sup> planimetrické plochy modelovaného území. Množiny buněk, ze kterých by srážková voda stekla k hladině jezer, tvořilo povodí jezer. V případě jezer, která ve svém povodí obsahovala alespoň jedno výše položené jezero, bylo jejich povodí stanoveno jako veškerá plocha všech těchto výše položených povodí. Pro výpočet směru odtoku z každé buňky rastru byl vybrán algoritmus D-infinity (Dinf/D $\infty$ ; Tarboton, 1997) a doplňkově algoritmus D8 (O'Callaghan & Mark, 1984).

Pro hydrologické analýzy se upravuje DEM na hydrologicky korektní, bez nechtěných umělých prohlubní (sink), a to nejčastěji metodou vyplnění prohlubně na úroveň nejnižší buňky v okolí, která je již odvodňována (O'Callaghan & Mark, 1984; Jenson & Domingue, 1988). V povodích jezer se ale vyskytují i skutečné sníženiny

vytvořené hromaděním nezpevněného sušového materiálu, které samy o sobě odtoku nebrání a vyplněním depresí se ztrácí informace o terénu (Rieger, 1998). Proto byly vyrovnány pouze solitérní hluboké prohlubně (1 až 3 buňky, nástroj Fill, ArcGIS 10.2) a přítomnost skutečných sníženin zkontrolována podle leteckých fotografií ve stereoskopickém prostorovém zobrazení. Podle takto připraveného DEM byl spočítán směr odtoku algoritmem Dinf (nástroj D-infinity Flow Direction, TauDEM 5.1, ArcGIS 10.2). Z plně hydrologicky korektního DEM (nástroj Fill, ArcGIS 10.2) byl vypočten směr odtoku také algoritmem D8 (nástroj Flow Direction, ArcGIS 10.2). Rastr se směrem odtoku podle Dinf byl reklasifikován na hodnoty odpovídající směru odtoku získané D8. Podle obou rastrů byla vypočtena oblast povodí jezer (nástroj Watershed, ArcGIS 10.2). Podkladem pro velikost jezer byly letecké snímky použité rovněž pro konstrukci DEM. Z obou získaných rastrů definujících povodí jezer byl sestaven kompletní rastr povodí spojující přednosti obou zvolených algoritmů, podle kterých byl počítán směr odtoku, s přítomností i vyplněním přirozených terénních depresí (nástroj Mosaic, ArcGIS 10.2).



### **2.3.2 Nadmořská výška a skutečná plocha povodí**

Údaje o nadmořské výšce byly obsaženy v samotném rastru DEM. Hodnoty byly extrahovány z DEM pro každé povodí zvlášť (v rámci složených povodí dohromady), a to včetně hodnot reprezentujících hladinu jezer. Rozložení nadmořských výšek v povodí nevykazovalo normální unimodální rozdělení, proto jako parametr reprezentující povodí byla zvolena mediální hodnota a minimální a maximální hodnota nadmořské výšky.

Pro výpočet skutečné plochy povodí byla zvolena metoda podle Jenness (2004), implementovaná jako Surface Area and Ratio, DEM Surface Tool do ArcGIS (Jenness, 2013). Výpočet vychází ze známé nadmořské výšky a planimetrické vzdálenosti centrálních bodů v masce o  $3 \times 3$  buňkách. Pro centrální buňku je plocha spočtena jako součet ploch osmi dílčích trojúhelníků vycházejících z centrálního bodu prostřední buňky do centrálních bodů sousedních dvou buněk (pro každý trojúhelník jiná sousední dvojice). Délky stran pomyslných osmi trojúhelníků jsou vypočteny podle Pythagorovy věty a z jejich poloviční délky jsou vypočteny plochy dílčích trojúhelníků nacházejících se pouze uvnitř centrální buňky. Skutečná plocha povodí je součtem skutečných ploch všech buněk náležejících danému povodí.

### **2.3.3 Sklon svahů a orientace ke světovým stranám (aspekt)**

Pro výpočet gradientu nadmořských výšek a aspektu každé části povodí, která je reprezentována buňkou DEM, byl zvolen algoritmus podle Fleminga & Hoffera (1979) upravený Zevenbergenem & Thornem (1987), který je označován jako

2FD (second-order finite difference) či 4-Cell. K výpočtu sklonu i aspektu jsou použity nadmořské výšky pouze sousedních buněk v kardinálních směrech (nástroj Slope a Aspect, DEM Surface Tools, ArcGIS 10.2; Jenness, 2013).

Průměrný sklon povodí byl vypočten jako aritmetický průměr sklonů všech buněk tvořících dané povodí (kromě buněk reprezentujících jezera). Hodnoty sklonu byly počítány ve stupních a jejich rozložení v rámci povodí vykazovalo normální rozdělení. V rámci povodí byl spočten podíl planimetrické plochy se sklonem menším než  $26^\circ$  na planimetrické ploše povodí (obě bez plochy jezera). Tato velikost sklonu vychází z přesnosti DEM a jedná se o hranici mezi potenciálně rovným a jistě svažitém terénem.

Hodnoty aspektu ve stupních byly kategorizovány do hlavních a vedlejších světových stran (osmi směrů). V každém povodí byl spočten podíl skutečné plochy území (bez plochy jezera), které je orientováno ke každé z osmi světových stran, na skutečné ploše povodí (bez plochy jezera).

## **2.4 Vegetační pokryv a struktura povrchu povodí**

Ve studovaných povodích byl po vzoru předchozích studií (Kopáček et al., 2000; Kopáček et al., 2006c; Camarero et al., 2009; Kopáček et al., 2011 ) kvantifikován typ pokryvu povodí (land cover). Jako podklad pro určení typu pokryvu posloužily satelitní (letecké) snímky Google (Google, 2014) v pravých barvách s vysokým rozlišením (0,26 m). Na snímcích byly rozeznatelné typy pokryvu: vodní hladina, skála, suť, louka, klečové porosty a les. Plocha vodní hladiny na satelitních snímcích (Google, 2014) se

významně nelišila od stavu vodní hladiny zachyceného na černobílých leteckých snímcích použitých pro fotogrammetrické sestavení DEM. Jako *skála* byly vyhodnoceny odhalené skalní stěny a štíty hřebenů bez travního porostu. Nezpevněný erodovaný materiál tvořící suťové kužely a morény byl označen jako *suť*. Vegetační pokryv bylo možné rozlišit na travní porosty (typ *louka*), porosty borovice kleče (*Pinus mugo*, typ *klečový porost*) a v nejnižších polohách povodí vzrostlé stromy (typ *les*).

Klasifikace vegetačního pokryvu a struktury povrchu povodí proběhla ve dvou krocích. Nejdříve byly letecké snímky (RGB kompozit v pravých barvách) klasifikovány neřízenou klasifikací (nástroj Iso Cluster Unsupervised Classification, ArcGIS 10.2) do šesti spektrálních tříd, minimální velikost jedné třídy dvacet buněk. Poté byly klasifikované rastry převzorkovány na velikost buněk DEM, tj. 2 × 2 m (nástroj Resample, metoda převzorkování Majority, ArcGIS 10.2). Klasifikované plošky bylo třeba vizuálně zkontrolovat a manuálně upravit rozdělení povrchu podle původních snímků a přiřadit třídám příslušný typ povrchu. Proto byl rastr převeden na vektorovou vrstvu, nevhodně klasifikované polygony opraveny, a poté opět převeden na rastr o původním rozlišení.

Pro definované typy vegetačního pokryvu a struktury povrchu byla v rámci povodí spočtena jejich skutečná rozloha. Údaje o skutečné ploše terénu pro jednotlivé buňky rastru byly vypočteny podle Jenness (2004) a ve smyslu zonální statistiky spočteny sumy povrchů buněk spadajících do příslušného typu pokryvu v každém povodí (nástroje Combine, Zonal statistic as Table, ArcGIS 10.2). Zastoupení typu vegetačního pokryvu a struktury povrchu v povodí bylo vypočteno jako podíl skutečné

plochy pokryté daným typem a skutečná plocha povodí bez plochy jezera nebo bez všech jezer v případě složených povodí.

## **2.5 Programové vybavení**

Pro fotogrammetrické vyhodnocení leteckých snímků sestavených do stereoskopických snímků byl použit program ERDAS IMAGINE 8.6 (Leica Geosystems, 2002), DEM byl konstruován v programu QGIS 2.2 Application (QGIS Development Team, 2014). Analýzy terénu a tvorba mapových výstupů probíhaly v prostředí ArcGIS 10.2 for Desktop (ESRI, 2013) s nástrojovým rozšířením DEM Surface Tools 2.1.399 (Jenness Enterprises, 2013) a TauDEM 5.1.2 (Utah State University, 2013). Pro statistické zhodnocení výsledků a tvorbu grafů byl použit program R 3.0.2 (R Core Team, 2013).

## 2. Výsledky

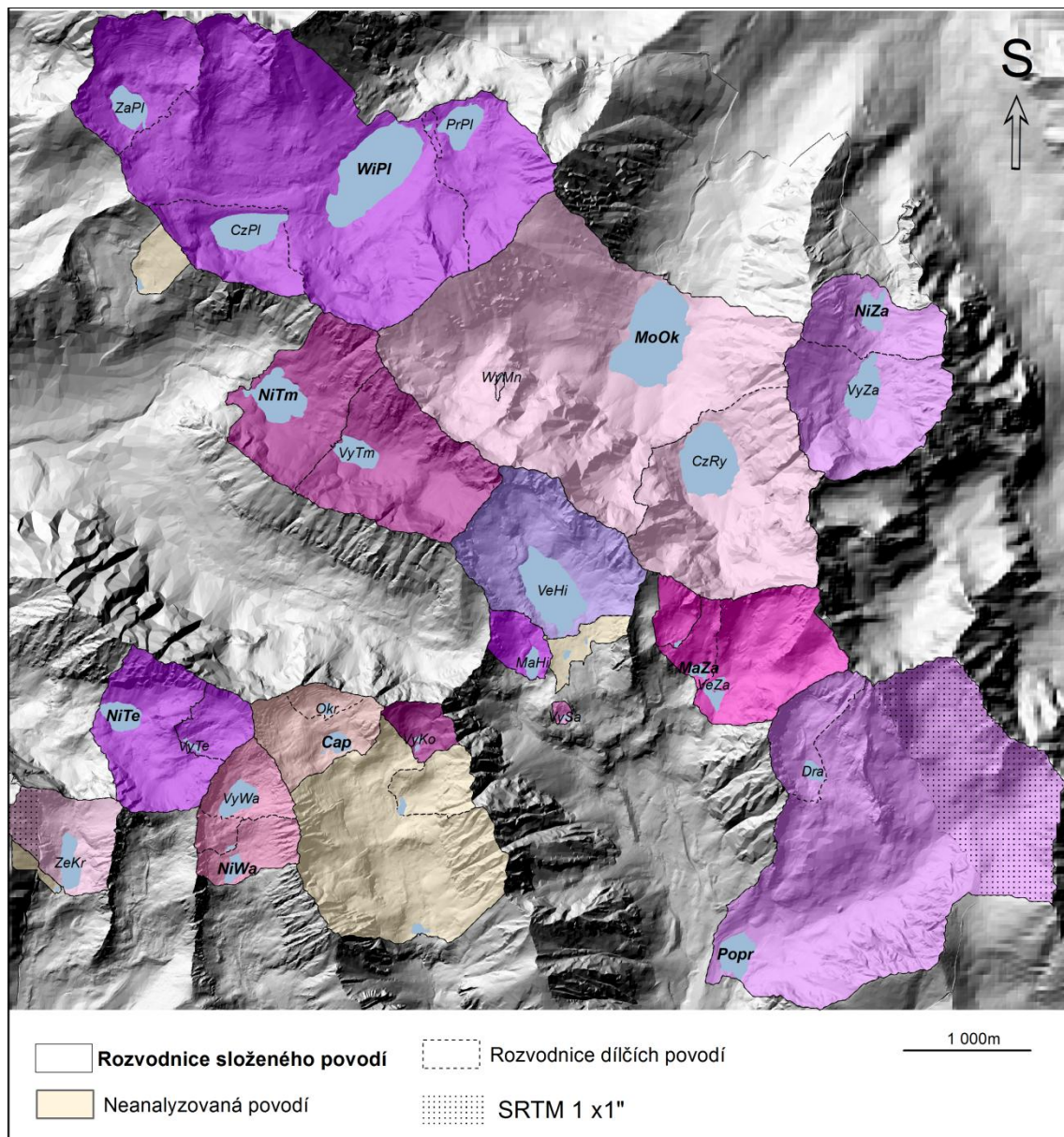
### 3.1 Morfologické parametry povodí

Studovaná alpská povodí se nacházela v nadmořské výšce od 1 394 m n. m. (Morskie Oko, odtok) do 2 561 m n. m. (Dračie a Popradské pleso, vrchol štítu Vysoká). Mediální nadmořská výška povodí se pohybovala v rozmezí 1 789 m n. m. (Przedni Staw Polski) až 2 216 m n. m. (Vyšné Terianske pleso). Nejmenší planimetrickou rozlohu povodí měl Wyżni Mnichowy Stawek, Największy IX (> 1 ha) a největší Morskie Oko (629,1 ha), tato jezera měla také nejmenší a největší skutečnou plochu povodí (1,2 ha a 905,6 ha). Podíl skutečné plochy povodí k jeho planimetrické rozloze byl nejnižší u jezer Vyšné Satanie pliesko a Malé Hincovo pleso (1,18) a nejvyšší u jezera Czarny Staw pod Rysami, kde tento poměr dosahoval až hodnoty 1,59. Polovina studovaných jezer neměla tento poměr větší než 1,36. Nejmenší poměr skutečné plochy povodí k ploše jezera byl zjištěn pro jezero Czarny Staw Polski (5,62) a naopak největší poměr mezi skutečnou plochou povodí a plochou jezera mělo jezero Malé Žabie pleso (136,62). Mediální hodnota tohoto poměru byla 23,52.

Hodnoty průměrného sklonu povodí byly rovnoměrně rozprostřeny od 28° (Malé Hincovo pleso) do 42° (Vyšné Temnosmrečinské pleso), povodí s nejvyšším průměrným sklonem 47° mělo jezero Czarny Staw pod Rysami. Hodnota průměrného sklonu se promítala do zastoupení planimetrické plochy se sklonem nižším než 26° na planimetrické ploše povodí (bez ploch jezer), Malé Hincovo pleso mělo 44 % a Czarny Staw pod Rysami 7 % této plochy v povodí. Získané hodnoty mediánu nadmořské

výšky, minimální a maximální nadmořské výšky v povodí, průměrného sklonu povodí, skutečné plochy povodí, poměru skutečné plochy povodí k ploše jezera, podílu plochy se sklonem menším než 26° jsou uvedeny v Tab. 1.

Mezi definovanými povodími studovaných jezer (Obr. 2) bylo 15 povodí, v nichž se nenacházelo žádné povodí jiného jezera (uvedena v Tab. 1). V povodí jezera Wielki Staw Polski se nacházela další čtyři jezera (Czarny Staw Polski, Zadni Staw Polski, Przedni Staw Polski, Mały Staw Polski), v povodí jezera Popradské pleso další tři jezera (Dračie pleso, Ľadové pleso v Zlomiskách, Rumanovo pleso). Další dvě jezera se nacházela v povodí jezera Nižné Wahlenbergovo pleso (Vyšné Wahlenbergovo pleso, Soliskove pliesko), v povodí jezera Malé Žabie pleso (Veľké Žabie pleso, Vyšné Žabie pleso), v povodí jezera Morskie Oko (Czarny Staw pod Rysami; Wyżni Mníchowy Stawek, Największy (IX)). Čtyři povodí v sobě zahrnovala povodí dalšího jiného jezera: Capie pleso (Okrúhle pleso), Nižné Terianske pleso (Vyšné Terianske pleso), Nižné Temnosmrečinské pleso (Vyšné Temnosmrečinské pleso), Nižné Žabie bielovodské pleso (Vyšné Žabie bielovodské pleso).



Obr. 2. Definovaná povodí v modelovaném území. Povodí jezer, ve kterých se nacházejí další jezera (složená povodí), jsou označena jednotnou barvou a ohraničena plnou čarou, zkratka názvu vyznačena tučně. Povodí jezer bez přítomnosti dalších jezer v povodí jsou ohraničena kombinací plné a přerušované čáry. Povodí neanalyzovaných jezer nejsou popsána. Doplňkový DEM z dat SRTM je vyznačen pouze v místech zasahujících do povodí. Zkratky jezer jsou vysvětleny v Tab. 1.

Tab. 1. Morfológické parametry povodií. Úbočí – pozice vůči hlavnímu hřebeni Vysokých Tater (severní/jižní),  $Z_{MED}/Z_{MIN}/Z_{MAX}$  – mediální/minimální/maximální nadmořská výška, SKLON – průměrný sklon povodií,  $A_{SKUT}$  – celková skutečná plocha povodií,  $A_{PLAN}$  – celková planimetrická plocha povodií,  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  – poměr celkové skutečné a celkové planimetrické plochy povodií,  $A_{SKUT}/A_{JEZ}$  – poměr celkové skutečné plochy povodií a plochy jezera,  $A_{SKLON26}/A_{PLAN}$  – podíl planimetrické plochy se sklonem nižším než 26° na planimetrické ploše povodií bez ploch jezer.

Název	Zkratka	Úbočí	Počet jezer v povodií	$Z_{MED}$ (m n. m.)	$Z_{MIN}$ (m n. m.)	$Z_{MAX}$ (m n. m.)	SKLON (°)	$A_{SKUT}$ (m <sup>2</sup> )	$A_{PLAN}$ (m <sup>2</sup> )	$A_{SKUT}/A_{PLAN}$	$A_{SKUT}/A_{JEZ}$	$A_{SKLON26}/A_{PLAN}$ (%)
Capie pleso	Cap	J	2	2 185	2 072	2 430	34	730 742	559 428	1,31	30,49	27
Dračie pleso	Dra	J	1	2 140	2 015	2 561	38	581 919	401 088	1,45	34,98	24
Malé Hincovo pleso	MaHi	J	1	1 968	1 927	2 170	28	233 499	197 408	1,18	10,61	44
Malé Žabie pleso	MaZa	J	3	2 143	1 917	2 513	37	1 635 617	1 194 304	1,37	136,62	23
Nižné Temnosmrečinské pleso	NiTm	J	2	1 879	1 673	2 376	39	2 970 098	2 143 972	1,39	24,46	18
Nižné Terianske pleso	NiTe	J	2	2 145	1 943	2 430	36	1 491 353	1 113 572	1,34	27,73	26
Nižné Wahlenbergovo pleso	NiWa	J	3	2 172	2 056	2 411	35	917 362	591 612	1,55	46,59	29
Okrúhle pleso	Okr	J	1	2 165	2 105	2 328	38	157 877	109 848	1,44	22,57	24
Popradské pleso	Popr	J	4	2 019	1 503	2 561	35	6 552 487	4 519 672	1,45	94,45	29
Veľké Hincovo pleso	VeHi	J	1	2 065	1 953	2 439	38	1 730 722	1 272 920	1,36	8,69	18
Veľké Žabie pleso	VeZa	J	1	2 163	1 918	2 513	37	1 214 129	873 752	1,39	53,46	25
Vyšné Kozie severné pleso	VyKo	J	1	2 186	2 108	2 379	36	239 297	179 296	1,33	62,64	27
Vyšné Satanie pliesko	VySa	J	1	1 930	1 903	1 987	29	26 668	22 556	1,18	15,5	40
Vyšné Temnosmrečinské pleso	VyTm	J	1	1 945	1 717	2 376	42	1 781 380	1 199 224	1,49	31,14	13
Vyšné Terianske pleso	VyTe	J	1	2 216	2 112	2 430	33	312 403	245 376	1,27	67,27	34
Vyšné Wahlenbergovo pleso	VyWa	J	1	2 207	2 150	2 409	37	416 211	313 372	1,33	8,10	23
Zelené krivánske pleso	ZeKr	J	1	2 146	2 012	2 484	41	755 477	540 868	1,40	14,87	12
Czarny Staw pod Rysami	CzRy	S	1	1 925	1 581	2 501	47	2 937 136	1 841 612	1,59	14,47	7
Czarny Staw Polski	CzPl	S	1	1 806	1 722	2 055	35	714 282	572 820	1,25	5,62	26
Morskie Oko	MoOk	S	3	1 836	1 394	2 500	40	9 055 921	6 290 912	1,44	27,34	15
Nižné Žabie bielovodské pleso	NiZa	S	2	1 854	1 654	2 261	39	2 154 360	1 582 680	1,36	49,88	15
Przedni Staw Polski	PrPl	S	1	1 789	1 669	2 239	32	1 012 473	811 232	1,25	13,28	39
Vyšné Žabie bielovodské pleso	VyZa	S	1	1 886	1 699	2 261	41	1 490 961	1 060 016	1,41	15,71	10
Wielki Staw Polski	WiPl	S	5	1 858	1 665	2 303	29	7 029 804	5 775 088	1,22	20,49	43
Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX)	WyMn	S	1	1 897	1 866	1 982	32	11 841	9 680	1,22	20,42	40
Zadni Staw Polski	ZaPl	S	1	1 990	1 890	2 303	32	964 858	758 520	1,27	14,66	32



Jezero s nejvíce orientovaným povodím k severu a severovýchodu byl Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX) (celkem 93 % povodí). K severozápadu bylo nejvíce orientováno povodí jezera Przedni Staw Polski (42 % povodí). Povodí jezera Vyšné Satanie pliesko bylo mezi ostatními povodími nejvíce orientováno k jihovýchodu (41 % povodí), které mělo také jedno z nejvíce orientovaných povodí k jihu spolu s povodím jezera Zadni Staw Polski (31 %). Jihozápadní a západní aspekt byl nejvíce zastoupen v povodí jezera Vyšné Terianske pleso (36 % a 29 % povodí), východní aspekt tvořil největší část povodí jezera Malé Hincovo pleso (36 %).

Převažující severní orientace (dohromady severní, severovýchodní a severozápadní) se uplatňovala v povodích těchto jezer: Nižné Žabie bielovodské pleso, Vyšné Žabie bielovodské pleso, Czarny Staw Polski, Czarny Staw pod Rysami, Wielki Staw Polski, Przedni Staw Polski, Morskie Oko, Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX), Nižné Temnosmrečinské pleso, Vyšné Temnosmrečinské pleso.

Převažující jižní orientace (dohromady jižní, jihovýchodní a jihozápadní) se uplatňovala v povodích těchto jezer: Vyšné Wahlenbergovo pleso, Nižné Wahlenbergovo pleso, Zadni Staw Polski, Capie pleso, Okrúhle pleso, Vyšné Kozie severné pleso, Malé Hincovo pleso, Velké Hincovo pleso, Vyšné Satanie pliesko, Nižné Terianske pleso, Vyšné Terianske pleso, Malé Žabie pleso, Velké Žabie pleso, Dračie pleso, Popradské pleso, Zelené krivánske pleso.

### 3.2 Zastoupení typů struktury vegetace a povrchu v povodí

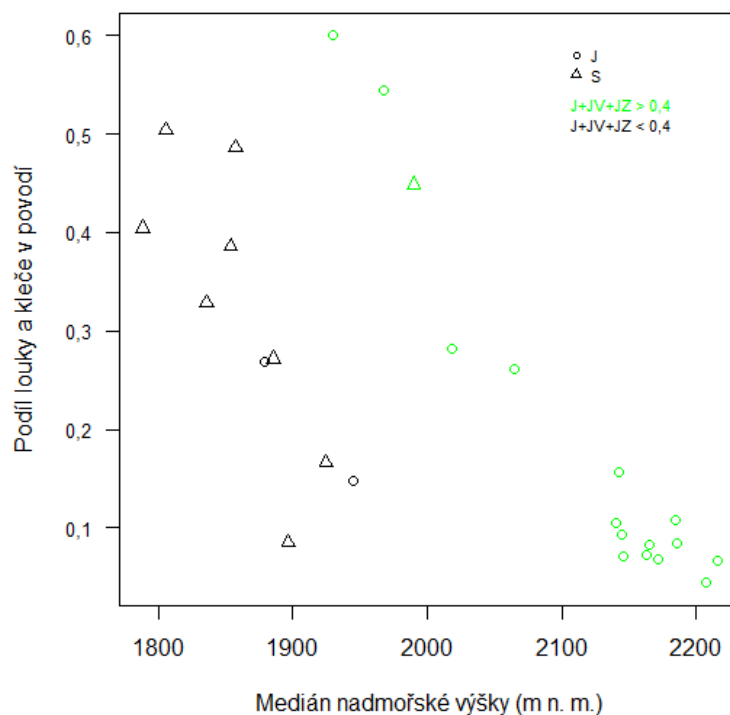
Mapy pro všechna studovaná povodí s vykreslenými typy struktury vegetace a povrchu jsou obsaženy v Příloze IA–J.

Povodí byla roztržiděna do čtyř skupin podle zastoupení typu struktury vegetace a povrchu na povodí s převahou louky (typ louka), povodí s vyváženým zastoupením louky, suti i skály (typ vyvážená), povodí s rovnoměrným zastoupením suti a skály, ale minoritním podílem louky (typ suť, skála) a povodí s výraznou převahou zastoupení skály nad podílem suti a louky (typ skála); rozložení zastoupení shrnuje Tab. 2. Studovaná povodí se nacházejí nad hranicí lesa, který zasahuje do povodí pouze dvou jezer (Popradské pleso a Morskie Oko), ale jeho zastoupení v povodí není větší než 3 %.

Tab. 2. Zastoupení typu struktury vegetace a povrchu ve skupinách povodí sestavených podle jejich společných rysů. Louka – povodí s převahou louky; vyvážené – povodí s vyváženým zastoupením louky, suti a skály; suť, skála – povodí s rovnoměrným zastoupením suti a skály, skála – povodí s převahou skály, n – počet povodí ve skupině.

Typ	Louka (%)	Suť (%)	Skála (%)	Kleč (%)	n
louka	> 45	< 40	< 30	< 7	3
vyvážené	17–45	15–45	11–55	< 15	9
suť, skála	< 15	> 30	25–60	< 1	8
skála	< 16	10–30	> 57	< 4	6

Na základě zjištěných parametrů povodí byl nalezen vztah mezi zastoupením louky a klečového porostu v povodí a mediánem nadmořské výšky povodí a podílem plochy povodí s jižním, jihovýchodním a jihozápadním aspektem (Obr. 3). Podíl louky a klečového porostu v povodí klesal s rostoucím mediánem nadmořské výšky povodí a rostoucím podílem plochy povodí s jižním, jihovýchodním a jihozápadním aspektem.



Obr. 3. Podíl plochy povodí pokryté loukou a klečovým porostem v závislosti na mediánu nadmořské výšky povodí. S klesající nadmořskou výškou roste zastoupení louky a kleče v povodí a zároveň je vyšší v povodích s vyšším podílem plochy s jižním aspektem (J+ JV+ JZ). J – jezera jižního úbočí, S – jezera severního úbočí.

Do skupiny povodí typu *skála* byla zařazena jezera Malé Žabie pleso, Velké Žabie pleso, Vyšné Terianske pleso, Dračie pleso, Zelené krivánske pleso a Czarny Staw pod Rysami. Povodí jezera Czarny Staw pod Rysami se od ostatních pěti povodí odlišovalo svou příslušností k severnímu úbočí hl. hřebene, převažujícím aspektem k severním stranám (celkem 53 % povodí) a nízkou mediální nadmořskou výškou 1 925 m n. m. V povodí se kromě odhalených skalních stěn okolních štítů (72 %) vyskytovaly minoritně také klečové porosty (3 %). Toto povodí patřilo mezi nejstrmější (průměrný sklon 47°) a mělo nejvyšší poměr  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  (1,59) z celého výběru, na jeho území bylo pouze necelých 7 % plochy se sklonem menším než 26° (tedy potenciálně

rovinatým). Vyšné Terianske pleso mělo naopak nejmenší poměr  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  z této skupiny (1,27; průměrný sklon 33°), až 33 % povodí se sklonem menším než 26° a nejvyšší mediální nadmořskou výšku 2 216 m n. m. Povodí bylo orientováno k jihozápadu (36 %) a kromě dominantního skalního pokryvu (65 %) se v něm z 29 % vyskytovala suť, ale žádný klečový porost. Zbývající tři povodí měla podobný poměr  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  (1,37–1,45), průměrný sklon (33–41°), mediální nadmořskou výšku (2 143–2 163 m n. m.). Povodí jezera Malé Žabie pleso v sobě obsahovalo také povodí jezera Velké Žabie pleso, které výrazně přispělo k jeho skalnímu charakteru (58 %).

Do skupiny typu *suť, skála* byla zařazena jezera Okrúhle pleso, Nižné Terianske pleso, Vyšné Wahlenbergovo pleso, Nižné Wahlenbergovo pleso, Vyšné Kozie severné pleso, Capie pleso, Vyšné Temnosmrečinské pleso a Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX). Povodí jezera Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX) bylo specifické svým umístěním ve svahu na úbočí štítu Mnich (2 067 m n. m.), jeho povodí bylo nejmenší z výběru ( $A_{SKUT}$  1,18 ha), mediální výška pouze 1 897 m n. m. a průměrný sklon povodí 32° (40 % plochy se sklonem < 26°). V povodí byl významný severní (51 %) i severovýchodní (42 %) aspekt. Zastoupení suti v jeho povodí bylo nejvyšší z celého výběru jezer (65 %), skála tvořila pouze 27 % povodí. Povodí jezera Vyšné Temnosmrečinské pleso se v rámci skupiny vymezovalo nižší mediální nadmořskou výškou (1 945 m n. m.), velkým průměrným sklonem (42°), pouze 13 % povodí mělo sklon menší než 26°, ale přesto jen 38 % skály v povodí. Ostatní jezera ve skupině měla zastoupení skály v povodí 50–57 %, 34–42 % suti, mediální výšku od 2 145 do 2 207 m n. m., průměrný sklon 34–38°.

Do skupiny typu *vyvážené* byla zařazena jezera Przedni Staw Polski, Morskie Oko, Nižné Žabie bielovodské pleso, Vyšné Žabie bielovodské pleso, Wielki Staw Polski,

Nižné Temnosmrečinské pleso, Zadni Staw Polski, Popradské pleso, Velké Hincovo pleso. Do povodí jezer Morskie Oko a Popradské pleso zasahuje na své horní hranici pásmo lesa (< 3 %), tato povodí se rozkládají v nadmořských výškách 1 394 až 2 500 m n. m. a 1 503–2 561 m n. m. Podobají se sobě v zastoupení skály (48 % a 44 %), suti (18 % a 24 %), louky (19 % a 18 %) i klečového porostu (14 % a 11 %). Ačkoliv se povodí jezera Zadni Staw Polski nacházelo na severním úbočí, vyznačovalo se nejzřetelnější jižním aspektem (31 %) mezi všemi jezery na severním úbočí, vysokým zastoupením louky (45 %) a suti (44 %) v povodí, s mediální výškou 1 990 m n. m. a průměrným sklonem 32°.

Povodí jezera Vyšné Žabie bielovodské se vyznačovalo vysokým průměrným sklonem (41°), nízkým podílem plochy se sklonem do 26° (10 %), minimálně zastoupeným aspektem k jižním stranám (celkem do 14 %), a zastoupením skály (53 %), suti (20 %), louky (24 %) a klečového porostu do 3 %. Tento charakter pokryvu povodí mělo rovněž jezero Velké Hincovo pleso (skála 47 %, suť 27 %, louka 26 %), které se nacházelo o zhruba 200 m výše, ale převažovala u něj orientace svahů k jižním stranám (celkem do 60 %).

Povodí jezer Nižné Žabie bielovodské pleso a Nižné Temnosmrečinské pleso mají podobné charakteristiky: rozsah nadmořských výšek 1 654–2 261 m n. m. a 1 673 až 2 376 m n. m., mediální výška 1 854–1 879 m n. m., průměrný sklon 39°, poměr  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  1,36 a 1,39. Jezero Nižné Žabie bielovodské pleso mělo však významněji zastoupenou louku (27 %) a klečový porost (11 %) na úkor suti (17 %) v povodí, než jezero Nižné Temnosmrečinské pleso (louka 21 %, klečový porost 6 %, suť 37 %).

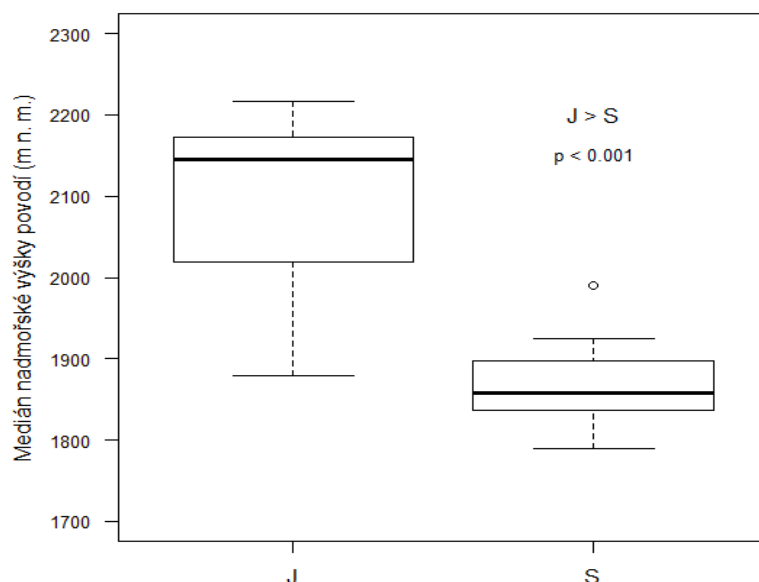
Povodí jezera Wielki Staw Polski bylo složeno z povodí čtyř dalších jezer, mělo průměrný sklon  $29^\circ$  a až 43 % plochy s nižším sklonem než  $26^\circ$ , mělo jeden z nejnižších poměrů  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  (1,22) a mediální výšku 1 858 m n. m. Povodí je orientováno rovnoměrně ke všem světovým stranám (rozsah 7–17 %). Dominantním pokryvem byla louka (40 %) a suť (34 %). Povodí jezera Przedni Staw Polski mělo převládající aspekt k severozápadu (42 %) a zastoupení louky (28 %), suti (28 %) i skály (31 %) bylo vyvážené.

Do skupiny typu *louka* byla zařazena jezera Vyšné Satanie pliesko, Malé Hincovo pleso, Czarny Staw Polski. Jezera jižního úbočí Vyšné Satanie pliesko a Malé Hincovo pleso si byla velice místně blízká, měla téměř shodný průměrný sklon povodí ( $29^\circ$  a  $28^\circ$ ), totožný nízký poměr  $A_{SKUT}/A_{PLAN}$  (1,18), zastoupení louky (53 %) i suti (36 % a 37 %) v povodí. Povodí jezera Malé Hincovo pleso zasahovalo na rozdíl od povodí jezera Vyšné Satanie pliesko až k vrcholovému hřebeni, mělo tedy vyšší zastoupení skály v povodí (8 %) a vyšší mediální nadmořskou výšku (1 928 m n. m.) a jeho dominantní orientace směřovala k východu (36 %) a jihovýchodu (27 %). Rozmezí nadmořských výšek povodí jezera Vyšné Satanie pliesko bylo pouze 1 903 až 1 987 m n. m., skála v něm zaujímala jen 3 % povodí, zato již obsahovalo 7 % klečového porostu. Toto povodí mělo silný jižní a jihovýchodní aspekt (41 % a 31 %). Jezero severního úbočí Czarny Staw Polski mělo vyšší průměrný sklon ( $35^\circ$ ) a více zastoupenou skálu v povodí (27 %) než předešlá dvě jezera. Louka byla v jeho povodí zastoupena ze 45 % a kleč z 5 %, vyznačoval se u něho severovýchodní a severní aspekt (29 % a 26 %). Jeho mediální byla výška 1 806 m n. m.

### 3.3 Vliv polohy na severním a jižním úbočí na vybrané parametry povodí

Pro jezera severního úbočí hlavního hřebene Vysokých Tater se hodnoty mediánu nadmořské výšky povodí pohybovali v rozsahu 1 789–1 990 m n. m. a pro jezera jižního úbočí v rozsahu 1 879–2 216 m n. m. (Obr. 4). Rozdíly tohoto parametru mezi oběma skupinami jezer byly statisticky signifikantní (neparametrický Wilcoxonův test s jednosměrnou alternativou,  $p < 0,001$ ).

Mezi jezery jižního úbočí vynikala svou nízkou mediální nadmořskou výškou povodí Nižné i Vyšné Temnosmrečinské pleso (1 879 a 1 945 m n. m.) a také Vyšné Satanie pliesko (1 930 m n. m.), které se nacházelo ve svahu směřujícím od hřebene Vyšné Kôprové sedlo (2 180 m n. m.) do Mengusovské doliny a do jeho povodí nezasahovaly vrcholové štíty. Naopak nejvyšší mediální nadmořskou výšku povodí mezi jezery severního úbočí měl Zadni Staw Polski (1 990 m n. m.), který také představoval odlehlou hodnotu mezi jezery severního úbočí (Obr. 4)



Obr. 4. Rozložení mediální nadmořské výšky povodí podle náležitosti severnímu (S) a jižnímu (J) úbočí hl. hřebene V. Tater. Podle parametru mediální nadmořské výšky leží povodí na jižní straně úbočí ve vyšší nadmořské výšce než povodí na severní straně úbočí ( $p < 0,001$ ).

Hodnoty průměrného sklonu povodí se u jezer na jižní straně úbočí pohybovaly mezi  $28^\circ$  a  $42^\circ$ , a na severní straně úbočí mezi  $29^\circ$  a  $47^\circ$ . Medián průměrných sklonů v povodí byl  $37^\circ$  pro jižní stranu úbočí a  $35^\circ$  pro severní stranu úbočí. Podle shodných rozsahů hodnot i mediálních hodnot nebylo možné skupiny povodí na základě tohoto parametru odlišit. U obou skupin se rozsahy procentuálního zastoupení plochy se sklonem menším než  $26^\circ$  na ploše povodí překrývaly (12–44 % jižní úbočí, 7–43 % severní úbočí).

Jednoznačnou odlišnost obou skupin nevykazoval ani poměr skutečné a planimetrické plochy povodí ( $A_{SKUT}/A_{PLAN}$ ), jehož rozsah byl u povodí jezer na jižní straně úbočí 1,18 až 1,55 a na severní 1,22–1,59. Rozdíly v mediálních hodnotách 1,37 (jižní úbočí) a 1,27 (severní úbočí) nejsou významně odlišné ( $\alpha = 0,05$ ).

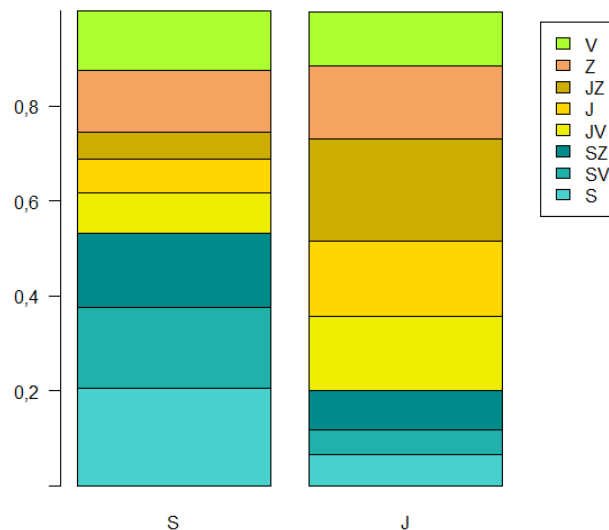


Poměr skutečné plochy povodí k ploše jezera ( $A_{SKUT}/A_{JEZ}$ ) měl rozsah u povodí jezer na jižní straně úbočí 8–137 a na severní 6–50. Hodnoty v rámci skupin nemají shodný rozptyl.

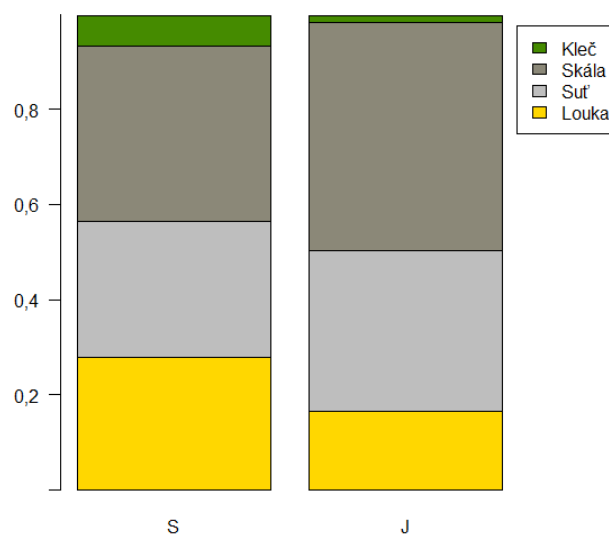
Mezi povodími severního úbočí tvořilo výjimku povodí jezera Zadni Staw Polski, u kterého převažoval jižní nad severním aspektem, a patřil dokonce mezi nejjižněji orientovaná povodí (31 % povodí). Naproti tomu mezi povodími jižního úbočí vynikala severní orientací povodí jezer Vyšné a Nižné Temnosmrečinské pleso (29 % a 26 %). V zastoupení průměrné orientace jednotlivých světových stran se skupiny povodí odlišily. Na severním úbočí skutečně převažoval severní (20 %), severovýchodní (17 %) a severozápadní (15 %) aspekt a na jižním úbočí převažoval jižní (16 %), jihovýchodní (16 %) a jihozápadní (22 %) aspekt (Obr. 5). Průměrné zastoupení plochy s východním a západním aspektem se mezi skupinami povodí výrazně nelišilo.

Jezera na severním úbočí měla zastoupení louky v povodí od 20 % do 45 %, s výjimkami u jezer Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX) (8 %) a Czarny Staw pod Rysami (13 %), zatímco na jižním úbočí měla jezera od 4 % do 26 % louky v povodí, ale i zde se nacházela povodí s až 53 % louky v povodí (Vyšné Satanie pliesko, Malé Hincovo pleso). Ve všech povodích na severním úbočí se alespoň stopově (< 1 %, Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX), Zadni Staw Polski) vyskytovaly klečové porosty (nebo alespoň jednotlivé keře) a zasahovaly až na 14 % povodí (Morskie Oko). Naproti tomu na jižním úbočí se u jedenácti jezer klečový porost nevyskytoval, u tří pouze stopově (< 1 %) a u jezer Nižné Temnosmrečinské pleso, Vyšné Satanie pliesko a Popradské pleso byl zastoupen do 11 % povodí. Mezi jezery jižního úbočí měla pouze čtyři jezera ze sedmnácti méně než 35 % skály v povodí. Ačkoliv se na severním úbočí

vyskytovalo jezero Czarny Staw pod Rysami s 72 % povrchu skály v povodí, průměrné zastoupení tohoto typu struktury povrchu bylo vyšší u jezer jižního svahu. V rámci veškerého území povodí na jižním úbočí bylo menší zastoupení louky a klečového porostu (16 % a 1 %) než na severním úbočí (28 % a 6 %) a naopak zastoupení skály bylo větší na území povodí jižního úbočí (48 %) než na severním úbočí (36 %) (Obr. 6).



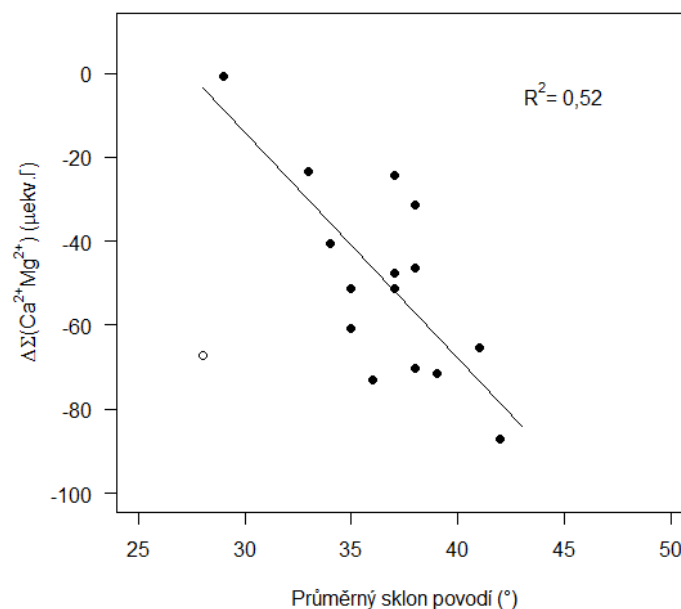
Obr. 5. Průměrné rozložení aspektu v povodích na severní (S) a jižní (J) straně úbočí hl. hřebene V. Tater, celková plocha všech povodí obou skupin se liší.



Obr. 6. Průměrné zastoupení typu struktury vegetace a pokryvu v povodích na severní (S) a jižní (J) straně úbočí hl. hřebene V. Tater, celková plocha všech povodí obou skupin se liší.

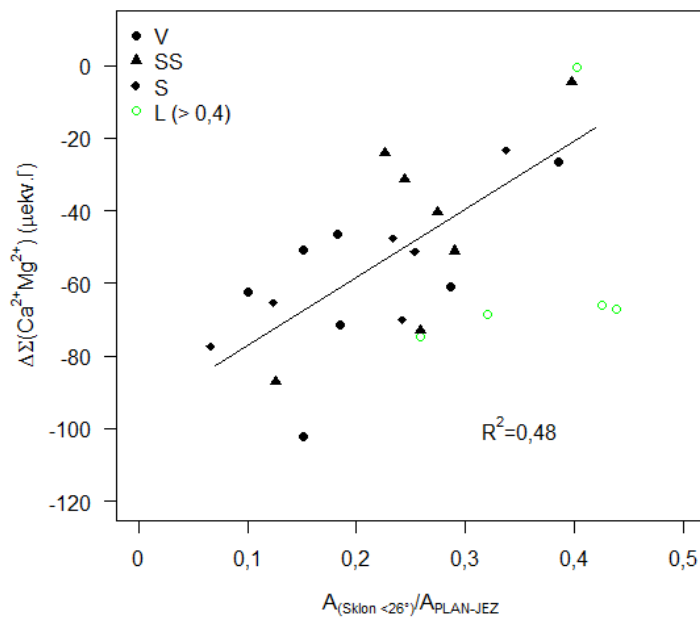
### 3.4 Vliv morfologických parametrů povodí a struktury vegetace a povrchu na chemismus jezer

Pouhou lineární závislostí na parametru průměrný sklon povodí bylo možné vysvětlit 52 % variability ve velikosti změny koncentrace sumy vápenatých a hořečnatých kationtů v jezerních vodách během doby zotavování z acidifikace (Obr. 7). Tuto signifikantní ( $p < 0,01$ ) závislost bylo možné pozorovat jen u jezer na jižní straně úbočí hl. hřebene V. Tater. Od tendence více svažitéch povodí vykazovat větší změnu (větší pokles) v koncentraci  $\Sigma(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  se odchylovalo Malé Hincovo pleso, kde byl zaznamenán pokles o  $67 \mu\text{ekv l}^{-1}$ , ale jeho povodí mělo průměrný sklon pouze  $29^\circ$ .



Obr. 7. Vliv průměrného sklonu povodí na jižním úbočí hl. hřebene V. Tater na velikost změny koncentrace sumy vápenatých a hořečnatých kationtů mezi lety 1993 a 2006. Regresní přímka platí pro plné body představující jezera na jižním úbočí, Malé Hincovo pleso (prázdný bod) není v regresi zahrnuto.

Jezera s vyšší hodnotou poměru plochy se sklonem nižším než 26° k planimetrické ploše povodí, tedy s větším zastoupením rovinaté plochy, se vyznačovala nižší změnou  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  během doby zotavování z acidifikace (Obr. 8). U jezer s méně než 40 % louky v povodí se s ubývajícím podílem rovinatého terénu zvyšovala velikost změny v koncentraci  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ . Jezera Wielki Staw Polski a Malé Hincovo pleso se extrémně odchylovala od navržené závislosti, jejich společným rysem bylo vysoké zastoupení louky a kleče v povodí (45 % a 54 %) a shodný průměrný sklon povodí (29° a 28°).



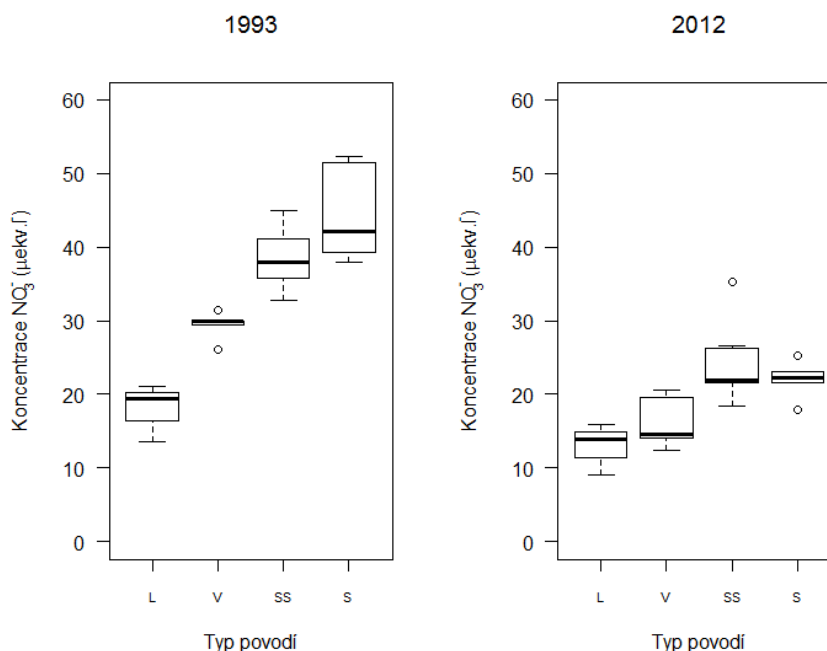
Obr. 8. Vztah mezi změnou koncentrace  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  a parametrem podíl plochy se sklonem menším než 26° na ploše povodí. Plnými body je vyznačen typ povodí. V – vyvážené, SS – suť, skála, S – skála, L – louka. Zeleně jsou vyznačena jezera s více než 40 % louky v povodí, která nebyla zahrnuta do regrese.

Na míře poklesu koncentrace dusičnanového aniontu v jezerech v důsledku snížení emise a depozice dusíku v průběhu zotavování z acidifikace se projevil typ povodí, který v sobě obsahoval rozložení zastoupení typů struktury vegetace a povrchu povodí. Mezi lety 1993 a 2012 pro stejné výběry jezer (n = 21) poklesla koncentrace  $\text{NO}_3^-$  významněji u typů povodí *vyvážené, suť, skála a skála* ve srovnání s typem *louka* (Obr. 9). Pro větší výběr jezer (n = 25) je tento jev prezentován i v letech 1993 a 2004 (Obr. 10).

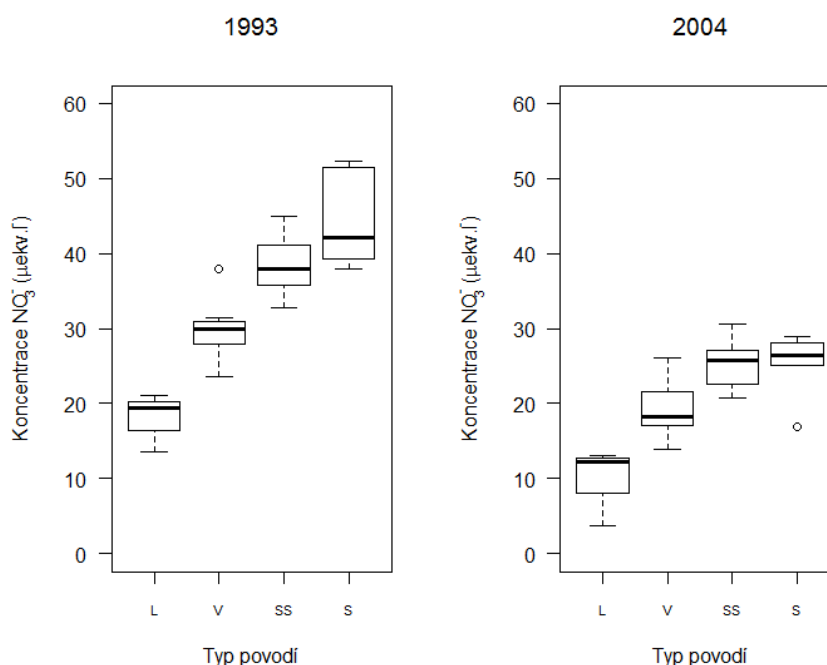
Byla nalezena těsná negativní korelace mezi koncentrací  $\text{NO}_3^-$  v jezerní vodě a podílem louky a kleče v povodí (Obr. 11, 12). Pokles koncentrace  $\text{NO}_3^-$  během období zotavování z acidifikace byl tím výraznější, čím méně byla v povodích zastoupena louka a klečový porost, což dokládá pokles průsečíku s osou y a zmírňující se sklon směrnic regresních přímek (Tab. 3).

Tab. 3. Parametry regresních přímek závislosti koncentrace  $\text{NO}_3^-$  na podílu louky a klečového porostu v povodí.

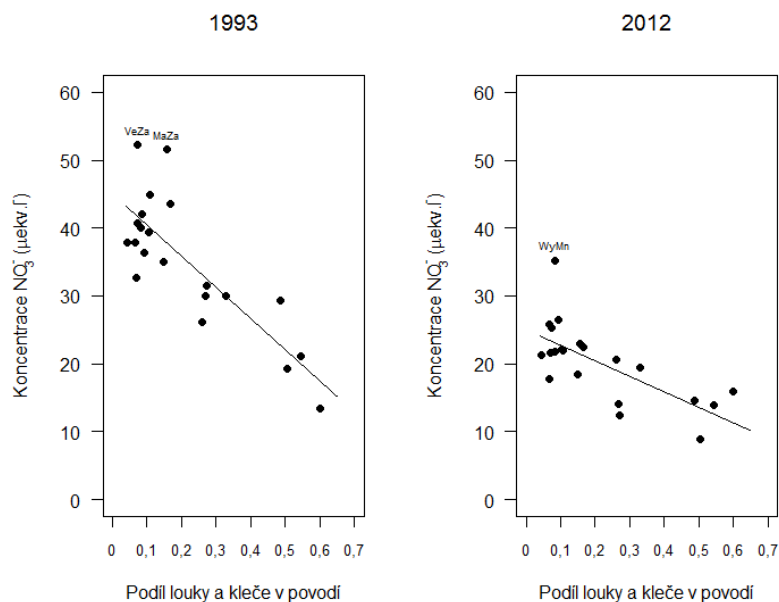
n = 21	Průsečík (y)	Směrnice
1993	44,89	-45,74
2012	25,09	-22,82
<hr/>		
n = 25	Průsečík (y)	Směrnice
1993	44,52	-42,49
2004	28,34	-29,04



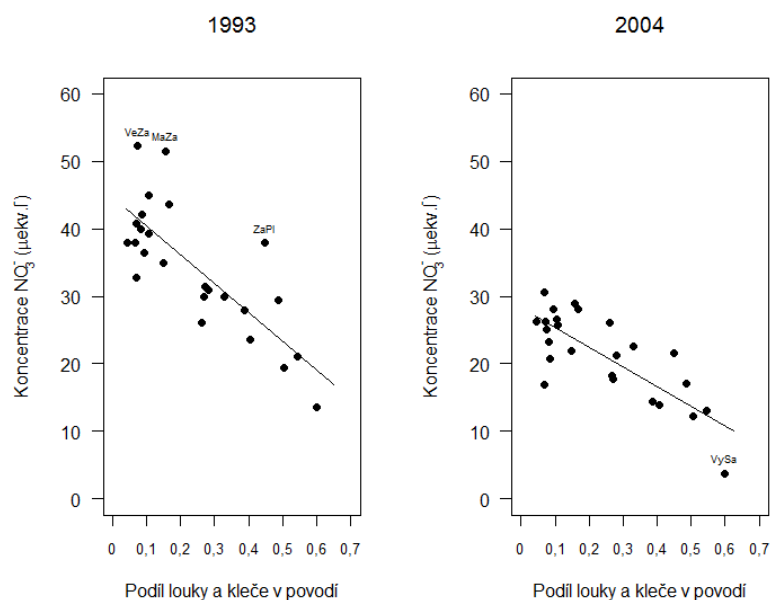
Obr. 9. Stav koncentrace NO<sub>3</sub><sup>-</sup> v roce 1993 a 2012 v jezerech klasifikovaných podle rozložení zastoupení typů struktury vegetace a pokryvu v povodí. L – louka, V – vyvážené, SS – suť, skála, S – skála. Počet jezer ve skupinách se mezi lety nelišil, celkový počet jezer byl 21.



Obr. 10. Stav koncentrace NO<sub>3</sub><sup>-</sup> v roce 1993 a 2004 v jezerech klasifikovaných podle rozložení zastoupení typů struktury vegetace a pokryvu v povodí. L – louka, V – vyvážené, SS – suť, skála, S – skála. Počet jezer ve skupinách se mezi lety nelišil, celkový počet jezer byl 25.



Obr. 11. Vztah mezi koncentrací  $\text{NO}_3^-$  a podílem plochy, na které se vyskytovala louka nebo klečový porost, pro léta 1993 a 2012. Jezera představující odlehlé hodnoty od lineární závislosti byla označena zkratkami názvu (uvedeny v Tab. 1). Počet jezer byl 21.



Obr. 12. Vztah mezi koncentrací  $\text{NO}_3^-$  a podílem plochy, na které se vyskytovala louka nebo klečový porost, pro léta 1993 a 2004. Jezera představující odlehlé hodnoty od lineární závislosti byla označena zkratkami názvu (uvedeny v Tab. 1). Počet jezer byl 25.

### 3. Diskuse

Dosavadní studium vztahů mezi jezery a svými povodími ve Vysokých Tatrách bylo odkázáno na omezené možnosti kvantifikace morfologických vlastností komplexního horského terénu. Problematické mohlo být samotné definování hranic povodí jezer. Standardní určování rozvodnice z mapy záviselo na podrobnosti a přesnosti dostupného mapového podkladu. Povodí 84 tatranských jezer byla definována Kopáčkem et al. (2000) podle topografické mapy s měřítkem 1 : 10 000, ale sami autoři vyjadřují nejistotu nad přesností hranic obzvláště malých povodí. Tento problém se zdál být vyřešen právě definováním povodí na základě vhodně podrobného DEM s dostatečnou vertikální i horizontální přesností. Nicméně nejen rozvodnice odvozené z topografické mapy, ale i rozvodnice stanovené podle směru odtoku z buněk rastru DEM nezohledňovaly případné rozdíly mezi orografickým a hydrogeologickým povodím v případě hlubokých vrstev propustného materiálu, jakými byly v tatranských povodích morény a suťové kužely.

Vytvořený DEM části území Vysokých Tater s rozlišením  $2 \times 2$  m byl dosud nejpodrobnějším podkladem pro definování povodí jezer. Mezi nejběžnějšími používanými metodami výpočtu směru odtoku jsou D8, Rho8, DEMON, D-infinity, FD8, Multiple Flow (Hengl & Reuter, 2009; Endreny & Wood, 2003; Wilson et al., 2007; Zhou & Liu, 2002). Vhodnost algoritmu závisí na morfologii terénu, ve kterém je hydrologická analýza prováděna. V případě horského terénu se strmými svahy (stejný typ jako studované území) se nedoporučuje používat algoritmus definující jednosměrný odtok vzhledem k neschopnosti postihnout divergentní proudění



(Freeman, 1991; Desmet & Covers, 1996; Hengl & Reuter, 2009). Dalším důvodem mohou být drobné terénní nerovnosti, které svou velikostí nepřesahují prostorové rozlišení rastru DEM, avšak ve skutečnosti mohou odchylovat odtok od směru největšího spádu; na druhé straně, přílišné rozdělování odtoku do více směrů (Multiple Flow) nereálně rozptyluje odtok do níže ležících buněk bez ohledu na největší spád, a také neumožňuje vystihnout konvergentní odtok (Endreny & Wood, 2003). Jak na uměle vytvořených površích (matematicky zkonstruované a popsitelné modely povrchu), tak na reálném terénu vykazují nejméně chyb algoritmy definující pouze omezené množství buněk (2–3) kolem směru největšího spádu, do kterých je odtok rozdělen, jako je právě D-infinity či DEMON (Wilson et al., 2007; Zhou & Liu, 2002; Endreny & Wood, 2003; Chiang et al., 2012). Qin et al. (2013) na uměle sestavených modelech představujících členitý terén sice otestoval jako nejméně chybový algoritmus mnohosměrného odtoku Multiple Flow, ale ten se v komplexnějším terénu rovněž podobá výsledku D-infinity.

Velikost povodí odvozená z mapy 1 : 10 000 (Kopáček et al., 2000) v několika případech odpovídala nově zjištěné planimetrické rozloze povodí (odchylka jen do 5 % rozlohy například u jezer Nižné a Vyšné Žabie bielovodské pleso, Czarny a Zadni Staw Polski, Velké a Malé Hincovo pleso). Dalšími případy byla například povodí jezer Wielki Staw Polski, Vyšné Temnosmrečinské pleso či Vyšné Satanie pliesko, u kterých byla rozloha podhodnocena až o 23 % nově stanovené plochy povodí. Jak se autoři (Kopáček et al., 2000) domnívali, při definování extrémně malých povodí bylo možné se dopustit velkých relativních chyb v rozloze, jak doložil případ povodí jezera Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX), jehož rozloha byla více než dvakrát nadhodnocena.

Opravdovým přínosem použití podrobného DEM k definování povodí jezer bylo získání jejich morfologických charakteristik, jako například skutečná plocha povodí. Tento parametr by bylo možné orientačně spočítat z vrstevnicové mapy. Mapa v měřítku 1 : 10 000 dostatečně nerepresentovala průběh terénu, jako tomu bylo u podrobného DEM, který navíc umožnil provést automatizovaný výpočet pro každou jeho buňku nástroji v GIS. Skutečná plocha terénu počítaná ze všech osmi sousedních buněk podle Jenness (2004) je považována za detailnější metodu výpočtu skutečné plochy terénu (Hoechstetter et al., 2008; Zhang et al., 2012). Tato metoda mírně podhodnocuje plochu terénu na rozdíl od povrchu počítaného přímo z modelu TIN (Triangulated irregular network, nepravidelná trojúhelníková síť), ale jen o přibližně 0,1–0,2 m<sup>2</sup>/ha (Jenness, 2004). Z poměru skutečné a planimetrické plochy povodí (považované za jeden z ukazatelů drsnosti terénu; např. Hoechstetter et al., 2008) bylo zřejmé, že u všech povodí by došlo k podhodnocení plochy, i kdyby byly hranice povodí stanoveny na základě daleko podrobnějšího podkladu. Výjimku představovalo povodí jezera Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX), které by bývalo stále o necelých 70 % skutečné plochy nadhodnoceno. Nejvíce podhodnocenou plochu povodí mělo jezero Czarny Staw pod Rysami, a to o 60 % nově vypočtené planimetrické plochy.

Plocha povodí byla zohledňována při kvantifikaci zastoupení typu pokryvu nebo přepočtu množství půdy v povodí (Kopáček et al., 1995; Kopáček et al., 2000; Stuchlík et al., 2002; Kopáček et al., 2003; Kopáček et al., 2004; Kopáček et al., 2005; Kopáček et al., 2006a). Zastoupení typu pokryvu v povodí bylo zpravidla odhadováno v terénu a kontrolováno podle topografických map s měřítkem 1 : 10 000 či 1 : 25 000 (např. Kopáček et al., 2000). Nově byla stanovena pokryvnost typem struktury vegetace a povrchu povodí ze skutečné plochy terénu (Zhang et al., 2012; Zhang et al.,

2013) a stejně tak podíl na celkové ploše povodí byl počítán ze skutečné plochy povodí (bez plochy jezer). Metoda podle Jenness (2004) je běžně používána při analýzách terénu a pokryvu (Cain et al., 2008; Potgieter et al., 2014; Zhang et al., 2013; Zhang et al., 2012), avšak starší práce používají jednoduchý přepočít přes goniometrickou funkci sklonu terénu (Dorner et al., 2002), některé počítají pouze s planimetrickou plochou (Romshoo et al., 2012; Sadro et al., 2011). Původní kvalifikovaný odhad nemohl objektivně reflektovat typ povrchu zároveň se skutečnou plochou, na které se rozkládal, tzn. pokryvnost rovinatého terénu bývala nadhodnocována a pokryvnost strmých svahů podhodnocována. Tato skutečnost byla patrná při porovnání procentuálního zastoupení definovaných typů struktury a povrchu povodí mezi nově stanovenými hodnotami podle leteckých map (Google, 2014) se skutečnou plochou terénu a původně odhadovanými hodnotami (např. Kopáček, et al., 2006a).

V povodích jezer se srovnatelnými hodnotami dříve stanovené a nově vypočtené planimetrické plochy povodí, jako bylo například jezero Vyšné Žabie bielovodské pleso, bylo odhadováno zastoupení louky na 40 % a skály 30 %, ale nově bylo zjištěno pouze 24% zastoupení louky a až 53% zastoupení skály. Odhadovaná i vypočtená plocha morény (suti) se pohybovala kolem 20 % povodí, zatímco odhadované 10% zastoupení lesa (pravděpodobně obsahovalo pouze klečové porosty) bylo podle novějšího výpočtu jen do 3 % povodí. Dalším příkladem by mohlo být jezero Czarny Staw pod Rysami s odhadovaným zastoupením louky 30 %, suti 20 %, skály 50 % a nově vypočteným zastoupením louky 13 %, suti 11 %, skály 72 % a přes 3 % klečového porostu. Další odchylky mohly vzniknout vlivem mozaikového rozmístění

jednotlivých typů pokryvu, nebo nedostatečnou odlišností horských luk od holé skály v topografických mapách (Kopáček et al., 2000).

Pro kvantifikaci typu struktury vegetace a pokryvu povrchu bylo výhodné využít letecký či satelitní pohled na území (Garatuza-payán et al., 2005; J. Zhou et al., 2013). Černobílé letecké snímky Vysokých Tater, ze kterých byl konstruován DEM, nedovolovaly rozlišit od sebe louku, suťový materiál a pevnou skálu. Naopak na dostupných leteckých mapách od Google (2014) byly tyto struktury rozeznatelné. Snímky na mapách jevíly známky základní ortorektifikace a strukturní tvary terénu se překrývaly s modelovaným terénem.

Při klasifikaci povodí do skupin podle zastoupení typů struktury vegetace a povrchu nemohlo být použito dosavadní členění (např. Kopáček et al., 2000), protože žádné z jezer nemělo více než 70 % louky v povodí a jen jezero Czarny Staw pod Rysami mělo více než 70 % skály v povodí. Podrobnější členění bylo zvoleno na základě zastoupení plochy s loukou a klečovým porostem a dále na poměru suti a pevné skály v povodí. Tím vznikly kromě skupin s dominancí louky s klečovým porostem nebo skály také skupiny s vyváženým zastoupením hlavních strukturních typů (louka, suť, skála) a s vyrovnaným zastoupením suti i skály, ale minoritním louky a klečového porostu.

Informace o typu struktury vegetace a povrchu v sobě obsahuje údaj o množství půdy (Kopáček et al., 1995). Množství půdy v povodí se ukázalo být jedním z nejdůležitějších faktorů řídících chemické složení vody (Kopáček et al., 2004). Množství půdy v povodí je připisována i odlišná odezva na působení kyselé depozice a další vývoj po jejím ústupu (Stuchlík et al., 2006). Po vzoru předchozích studií byla prověřena negativní korelace mezi koncentrací  $\text{NO}_3^-$  a typem povodí či zastoupením

louky a klečového porostu v povodí během období zotavování z acidifikace. Ačkoliv se nejednalo o úplně shodné výběry a počty zahrnutých jezer, byl nalezen stejný trend zvýšeného poklesu  $\text{NO}_3^-$  u jezer s nižší pokrývností louky nebo i suti v povodí (Kopáček et al., 2006c) a snižující se koncentrace  $\text{NO}_3^-$  s rostoucím zastoupením louky a kleče v povodí (Kopáček et al., 2005).

Výběry jezer na jižní a severní straně úbočí bylo možné rozlišit dle stanovené mediální nadmořské výšky. Hodnota mediánu byla zvolena z důvodu nerovnoměrného rozložení dat. Nepříliš překvapivým bylo zjištění, že povodí nacházející na jižní straně úbočí jsou průměrně orientována k jihu a na severní straně úbočí k severu. Ale právě orientace k severu spolu s větším množstvím srážek, které je typická pro severní úbočí, (Niedzwiedz, 1992), by mohla mít vliv na urychlování zvětrávání (Egli et al., 2006). Povodí severního a jižního úbočí nebylo možné podle průměrného sklonu od sebe odlišit, a ačkoliv je takto stanovená hodnota vypočtena exaktnějším způsobem (Jones, 1998) než hrubý výpočet sklonu mezi nejvyšším a nejnižším místem povodí (Kopáček et al., 2005), nabízela se otázka, zda je nejvhodnějším parametrem pro odvození např. rychlosti průtoku srážek povodím či množství půdy v povodí. Proto byl alternativně vypočten parametr reprezentující podíl rovinaté plochy v povodí.

Povodí na jižní straně úbočí hlavního hřebene V. Tater měla více plochy povodí orientované k jihu, ale nalézala se ve vyšší nadmořské výšce, proto se tato povodí vyznačovala nižším zastoupením louky a klečového porostu než povodí na severní straně úbočí. Větší podíl skalnaté a suťové části v kombinaci s jižní orientací povodí byl pravděpodobným důvodem, proč sklon povodí u jezer jižního svahu významně koreloval se změnou sumy koncentrace vápenatých a hořečnatých iontů v průběhu

zotavování z acidifikace. Tím byla zároveň potvrzena i hypotéza o odlišných vlastnostech povodí na severním a jižním úbočí Tater. Tato povodí se významně lišila nejen morfologickými vlastnostmi a zastoupením vegetace a půd, ale i procesy, které v těchto povodích důsledkem zotavování z acidifikace probíhali. Výjimkou bylo povodí jezera Malé Hincovo pleso, které vykazovalo stejně velký pokles koncentrace  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  jako jezera s více strmými povodími. Tato odlišná reakce by mohla souviset s heterogenitou horninového podloží (Kopáček et al., 2004; Stuchlík et al., 2006). Závislost demonstruje uplatnění dvou procesů: zatímco ve strmých povodích je dominantním mechanismem zvětrávání geologického podloží, v rovinatějších povodích se uplatňuje přítomnost půdy, která bazické ionty zachytává.

Pro podrobnější zkoumání vlivu sklonu byl vypočten parametr určující zastoupení rovinatého terénu v povodí. Na něm postavená závislost změny  $\Sigma(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$  splňovala předpoklady i pro jezera severního úbočí, ačkoliv povodí s významným zastoupením louky a klečového porostu se odchylovala, především opět jezero Malé Hincovo pleso a také Wielki Staw Polski, které však mělo ve svém povodí další tři velká jezera. Nicméně nevyločení ostatních jezer se zastoupením louky a klečového porostu větším než 40 % povodí by výsledný vztah významně neovlivnilo. Proto jsou obě závislosti potvrzením hypotézy o vlivu sklonu povodí na velikost změny koncentrace vápníku a hořčíku v jezerech, jako jedním z ukazatelů zotavování povodí z acidifikace.

## 4. Závěr

Na základě vytvořeného digitálního výškového modelu terénu s rozlišením  $2 \times 2$  m byly definovány hranice povodí celkem 34 alpínských jezer v západní části Vysokých Tater. Pro povodí dvaceti šesti vybraných jezer byly stanoveny základní morfologické parametry: medián nadmořské výšky, minimální a maximální výška, planimetrická rozloha, skutečná plocha, průměrný sklon, poměr skutečné plochy k planimetrické ploše, poměr skutečné plochy povodí k ploše jezera, podíl plochy se sklonem menším než  $26^\circ$ , podíly skutečné plochy orientované k osmi světovým stranám. Dosud odhadované parametry se v porovnání s nově vypočtenými parametry povodí místy značně lišily, například samotná velikost povodí byla v několika případech podhodnocována, nebo naopak až dvojnásobně nadhodnocena.

Mezi alpínskými povodími severního a jižního úbočí hlavního hřebene V. Tater byly rozdíly v mediální nadmořské výšce (povodí jižního úbočí byla položena výše než povodí severního úbočí), průměrném aspektu (povodí jižního úbočí mělo větší podíl skutečné plochy povodí orientován k jihovýchodní, jižní a jihozápadní světové straně než povodí severního úbočí, a obráceně) a průměrném zastoupení typů struktury vegetace a pokryvu povodí (povodí na jižním úbočí měla odhalené skalní stěny a štítů na větším podílu skutečné plochy povodí než povodí severního úbočí a louky a klečové porosty na menším podílu skutečné plochy povodí než povodí severního úbočí). Na základě těchto parametrů lze alpínská povodí jižního a severního svahu zřetelně odlišit.

Ověřena byla již dříve známá skutečnost, že v jezerech se skalnatým či skalnatousoťovým typem povodí došlo k výraznějšímu poklesu koncentrace dusičnanového

aniontu než u povodí lučního typu, a to od útlumu působení kyselé depozice. Výraznější pokles v koncentraci dusičnanu vykazovala také jezera s povodími méně pokrytými loukou a klečovým porostem.

Pokles sumy vápenatých a hořečnatých kationtů mezi lety 1993 a 2006, jako ukazatel zotavování z acidifikace, se zvyšoval u jezer na jižním úbočí s jejich rostoucím průměrným sklonem povodí.

Dalším přínosem práce byl výpočet skutečné plochy povodí a zastoupení struktury vegetace a povrchu na skutečné ploše povodí, které se používá při kvalifikovaných odhadech těžko měřitelných veličin, jakým je například množství půdy v povodí. Díky přesným charakteristikám, jaké poskytly zjištěné parametry povodí z DEM, by mohla být tato vysokohorská povodí, která jsou vzdálená od přímého antropogenního vlivu, využita jako modelové lokality k dalšímu studiu procesů, jakými jsou například změna klimatu či dálkový transport polutantů, a tím také posloužit k ochraně takto cenných biotopů.



## 6. Citovaná literatura

- Berg, N. H., Gallegos, a., Dell, T., Frazier, J., Procter, T., Sickman, J., Grant, S., Blett, T., Arbaugh, M. (2005). A Screening Procedure for Identifying Acid-Sensitive Lakes from Catchment Characteristics. *Environmental Monitoring and Assessment*, 105, 1-3, 285–307.
- Büntgen, U., Frank, D. C., Kaczka, R. J., Verstege, A., Zwijacz-Kozica, T., Esper, J. (2007). Growth responses to climate in a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Tree Physiology*, 27, 5, 689–702.
- Cain, J. W., Krausman, P. R., Morgart, J. R., Jansen, B. D., Pepper, M. P. (2008). Responses of Desert Bighorn Sheep to Removal of Water Sources. *Wildlife Monographs*, 171, 1–32.
- Camarero, L., Rogora, M., Mosello, R., Anderson, N. J., Barbieri, A., Botev, I., Kernan, M., Kopáček, J., Korhola, A., Lotter, A. F., Muri, G., Postolache, C., Stuchlík, E., Wright, R. F. (2009). Regionalisation of chemical variability in European mountain lakes. *Freshwater Biology*, 54, 2452–2469.
- Čiamporová-Zaťovičová, Z., Hamerlík, L., Šporka, F., Bitušík, P. (2010). Littoral benthic macroinvertebrates of alpine lakes (Tatra Mts) along an altitudinal gradient: a basis for climate change assessment. *Hydrobiologia*, 648, 1, 19–34.
- Desmet, P. J. J., Covers, G. (1996). Comparison of routing algorithms for digital elevation models and their implications for predicting ephemeral gullies. *International Journal of Geographical Information Systems*, 10, 3, 311–331.
- Dorner, B., Lertzman, K., Fall, J. (2002). Landscape pattern in topographically complex landscapes : issues and techniques for analysis. *Landscape Ecology*, 17, 729–743.
- Egli, M., Mirabella, A., Sartori, G., Zanelli, R., Bischof, S. (2006). Effect of north and south exposure on weathering rates and clay mineral formation in Alpine soils. *Catena*, 67, 3, 155–174.
- Endreny, T. A., Wood, E. F. (2003). Maximizing spatial congruence of observed and DEM-delineated overland flow networks. *International Journal of Geographical Information Science*, 17, 7, 699–713.
- Fleming, M. D., Hoffer, R. M. (1979). Machine Processing of Landsat MSS Data and DMA Topographic Data for Forest Cover Type Mapping. In LARS Technical Report 082879 Laboratory for Applications of Remote Sensing, Purdue University, West Lafayette, Indiana., 377–390.

- Fott, J., Pražáková, M., Stuchlík, E., Stuchlíková, Z. (1994). Acidification of lakes in Šumava (Bohemia) and in the High Tatra Mountains (Slovakia). *Hydrobiologia*, 274, 37–47.
- Freeman, T. G. (1991). Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. *Computers Geosciences*, 17, 3, 413–422.
- Garatuza-Payán, J., Sánchez-Andrés, R., Sánchez-carrillo, S., Navarro, J. M. (2005). Using remote sensing to investigate erosion rate variability in a semiarid watershed, due to changes in vegetation cover. In *Sediment Budgets 2 (Proceedings of symposium S1 held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Poz do Iguacu, Brazil.)* IAHS Publ., 2, 144–151.
- Hengl, T., Reuter, H. (eds). (2009). *Geomorphometry: concepts, software, applications*. In *Developments in Soil Science*, Elsevier, 33, str. 772.
- Hoechstetter, S., Walz, U., Dang, L. H., Tinh, N. X. (2008). Effects of topography and surface roughness in analyses of landscape structure – A proposal to modify the existing set of landscape metrics. *Landscape Online*, 3, 1–14.
- Hořická, Z., Stuchlík, E., Hudec, I., Černý, M., Fott, J. (2006). Acidification and the structure of crustacean zooplankton in mountain lakes: The Tatra Mountains (Slovakia, Poland). *Biologia*, 61, S18, S121–S134.
- Chiang, S.-H., Chang, K.-T., Mondini, A. C., Tsai, B.-W., Chen, C.-Y. (2012). Simulation of event-based landslides and debris flows at watershed level. *Geomorphology*, 138, 1, 306–318.
- Jenness, J. (2013). *DEM Surface Tools*. Jenness Enterprises, 1–95. Dostupné z: [http://www.jennessent.com/arcgis/surface\\_area.htm](http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm)
- Jenness, J. S. (2004). Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*, 32, 3, 829–839.
- Jenson, K., Domingue, O. (1988). Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, 11, 1593–1600.
- Jones, K. H. (1998). A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the DEM. *Computers Geosciences*, 24, 4, 315–323.
- Kopáček, J., Borovec, J., Hejzlar, J., Kotorová, I., Stuchlík, E., Veselý, J. (2006). Chemical composition of modern and pre-acidification sediments in the Tatra Mountain lakes. *Biologia*, 61, S18, S65–S76.

- Kopáček, J., Cosby, B. J., Majer, V., Stuchlík, E., Veselý, J. (2003). Modelling reversibility of central European mountain lakes from acidification : Part II - the Tatra Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7, 4, 510–524.
- Kopáček, J., Hejzlar, J., Vrba, J., Stuchlík, E. (2011). Phosphorus loading of mountain lakes: Terrestrial export and atmospheric deposition. *Limnology and Oceanography*, 56, 4, 1343–1354.
- Kopáček, J., Kaňa, J., Šantrůčková, H. (2006). Pools and composition of soils in the alpine zone of the Tatra Mountains. *Biologia*, 61, S18, S35–S49.
- Kopáček, J., Kaňa, J., Šantrůčková, H., Pícek, T., Stuchlík, E. (2004). Chemical and biochemical characteristics of alpine soils in the Tatra mountains and their correlation with lake water quality. *Water, Air, and Soil Pollution*, 153, 307–327.
- Kopáček, J., Procházková, L., Stuchlík, E., Blažka, P. (1995). The nitrogen-phosphorus relationship in mountain lakes: Influence of atmospheric input, watershed, and pH. *Limnology and Oceanography*, 40, 5, 930–937.
- Kopáček, J., Stuchlík, E., Hardekopf, D. (2006). Chemical composition of the Tatra Mountain lakes: Recovery from acidification. *Biologia*, 61, S18, S21–S33.
- Kopáček, J., Stuchlík, E., Straškrabová, V., Pšenáková, P. (2000). Factors governing nutrient status of mountain lakes in the Tatra Mountains. *Freshwater Biology*, 43, 369–384.
- Kopáček, J., Stuchlík, E., Veselý, J., Schaumburg, J., Andeson, I. C., Fott, J., Hejzlar, J., Vrba, J. (2002). Hysteresis in reversal of central European mountain lake from atmospheric acidification. *Water, Air, and Soil Pollution*, 2, 91–114.
- Kopáček, J., Stuchlík, E., Wright, R. F. (2005). Long-term trends and spatial variability in nitrate leaching from alpine catchment-lake ecosystems in the Tatra Mountains (Slovakia-Poland). *Environmental Pollution*, 136, 1, 89–101.
- Lukniš, M. 1973. Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Veda, Bratislava, Slovakia, 375 s.
- Minkiewicz, S. (1914). Przegląd fauny jezior Tatrzańskich. In *Sprawozdanie Komisji Fizyograficznej*. Krakow: Akademia Umiejetnosci w Krakowie, str. 114–137.
- Nedbalová, L., Stuchlík, E., Strunecký, O. (2006). Phytoplankton of a mountain lake (L'adové pleso, the Tatra Mountains, Slovakia): Seasonal development and first indications of a response to decreased acid. *Biologia*, 61, S18, S91–S100.
- Niedzwiedz, T. (1992). Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research and Development*, 12, 2, 131.

- O'Callaghan, J. F., Mark, D. M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323–344.
- Potgieter, L. J., Wilson, J. R. U., Strasberg, D., Richardson, D. M. (2014). Casuarina Invasion Alters Primary Succession on Lava Flows on La Réunion Island. *Biotropica*, 46, 3, 268–275.
- Qin, C.-Z., Bao, L.-L., Zhu, A.-X., Hu, X.-M., Qin, B. (2013). Artificial surfaces simulating complex terrain types for evaluating grid-based flow direction algorithms. *International Journal of Geographical Information Science*, 27, 6, 1055–1072.
- Rieger, W. (1998). A phenomenon-based approach to upslope contributing area and depressions in DEMs Abstract : *Hydrological Processes*, 872(Listopad 1997), 857–872.
- Romshoo, S. A., Bhat, S. A., Rashid, I. (2012). Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the Upper Indus Basin. *Journal of Earth System Science*, 121, 3, 659–686.
- Sadro, S., Nelson, C. E., Melack, J. M. (2011). The Influence of Landscape Position and Catchment Characteristics on Aquatic Biogeochemistry in High-Elevation Lake-Chains. *Ecosystems*, 15, 3, 363–386.
- Sacherová, V., Kršková, R., Stuchlík, E., Hořická, Z. (2006). Long-term change of the littoral Cladocera in the Tatra Mountain lakes through a major acidification event. *Biologia*, 61, 18, S109–S119.
- Stuchlík, E., Appleby, P., Bitušík, P., Curtis, C., Fott, J., Kopáček, J., Pražáková, M., Rose, N., Strunecký, O., Wright, R. F. (2002). Reconstruction of long-term changes in lake water chemistry, zooplankton and benthos of a small, acidified high-mountain lake: MAGIC modelling and palaeolimnological analysis. *Water, Air, and Soil Pollution*, 2, 127–138.
- Stuchlík, E., Kopáček, J., Fott, J., Hořická, Z. (2006). Chemical composition of the Tatra Mountain lakes: Response to acidification. *Biologia*, 61, S18, S11–S20.
- Stuchlík, E., Stuchlíková, Z., Fott, J., Růžička, L., Vrba, J. (1985). Vliv kyselých srážek na vody na území tatranského národního parku. *Zborník Prác O Tatranskom Národnom Parku*, 26, 173–212.
- Tarboton, D. G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33, 2, 309–319.

Vološčuk, I., Bohuš, I., Bublinec E., Bohušová-Hradiská, H., Dubravcová, Z., Gáer, J., Greguš, C., Haková, J., Chovancová, B., Hindák, F., Janiga, M., Kocián, L', Korbel, L., Koreň, M. et al. 1994. Tatranský národný park – biosférická rezervace. Gradus, Martin, Slovensko. 551 s.

Wilson, J. P., Lam, C. S., Deng, Y. (2007). Comparison of the performance of flow-routing algorithms used in GIS-based hydrologic analysis. *Hydrological Processes*, 1044, 1026–1044.

Zevenbergen, L. W., Thorne, C. R. (1987). Quantitative analysis of land surface topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 47–56.

Zhang, Z., Van Coillie, F., De Clercq, E. M., Ou, X., De Wulf, R. (2013). Mountain vegetation change quantification using surface landscape metrics in Lancang watershed, China. *Ecological Indicators*, 31, 49–58.

Zhang, Z., Van Coillie, F., De Wulf, R., De Clercq, E. M., Xiaokun, O. (2012). Comparison of Surface and Planimetric Landscape Metrics for Mountainous Land Cover Pattern Quantification in Lancang Watershed, China. *Mountain Research and Development*, 32, 2, 213–225.

Zhou, J., Proisy, C., Descombes, X., le Maire, G., Nouvellon, Y., Stape, J.-L., Viennois, G., Zerubia, J., Couteron, P. (2013). Mapping local density of young Eucalyptus plantations by individual tree detection in high spatial resolution satellite images. *Forest Ecology and Management*, 301, 129–141.

Zhou, Q., Liu, X. (2002). Error assessment of grid-based flow routing algorithms used in hydrological models. *International Journal of Geographical Information Science*, 16, 8, 819–842.

## 6.1 Citované mapové zdroje, programové vybavení:

ESRI. 2013. ArcGIS 10.2 for Desktop®, ArcMap™, Environmental Systems Resource Industry.

Google. 2014. Tatranski Park Narodowy [mapa]

Dostupné z: <https://www.google.cz/maps/place/Tatry/@49.1818344,20.0565861,63m/data=!3m1!1e3!4m2!3m1!1s0x473e063930ddd181:0xb2a5cfb08dad3698?hl=cs>

Jenness Enterprises. 2013. DEM Surface Tools 2.1.399.

Dostupné z: [http://www.jennessent.com/arcgis/surface\\_area.htm](http://www.jennessent.com/arcgis/surface_area.htm)

National Geographic, ESRI, DeLorme, HERE, UNEP-WCMC, USGS, NASA, ESA, METI, NRCAN, GEBCO, NOAA, increment P Corp. [mapa]

QGIS Development Team. 2014. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. Dostupné z: <http://qgis.osgeo.org>

R Core Team. 2013. R 3.0.2. R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Dostupné z: <http://www.R-project.org/>

USGS. 2006. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). [online]

Dostupné z: <http://srtm.usgs.gov/index.php>

ŠGÚDŠ. 2005. Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky v M 1 : 50 000. Š. Káčer et al. Aktualizace 08/2013. [online mapa]

Dostupné z: <http://mapserver.geology.sk/gm50js>

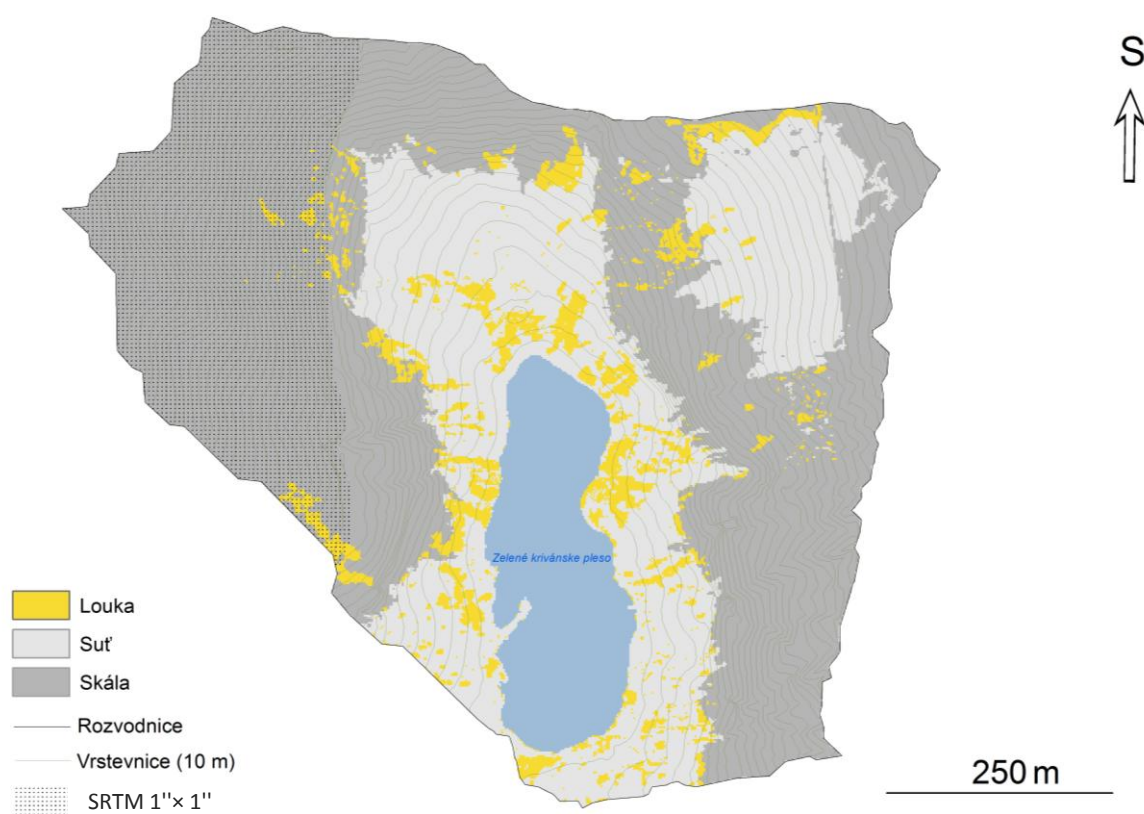
Utah State University. 2013. TauDEM 5.1.2.

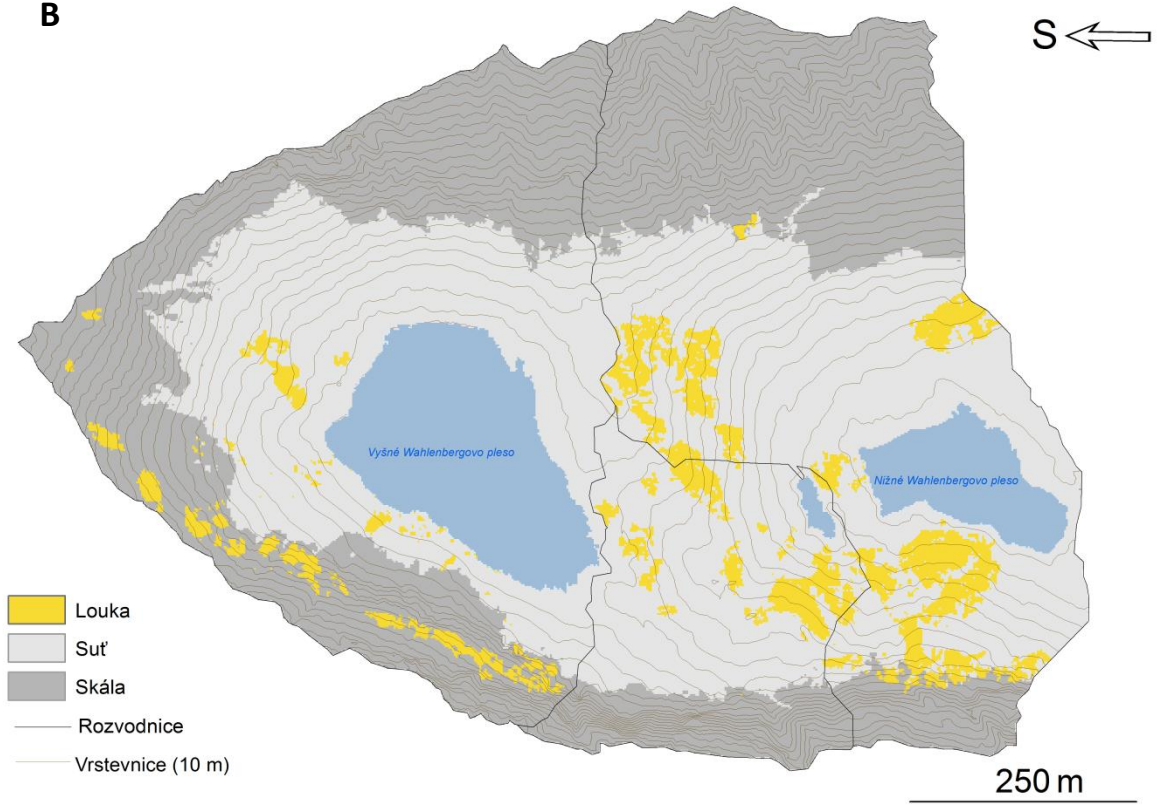
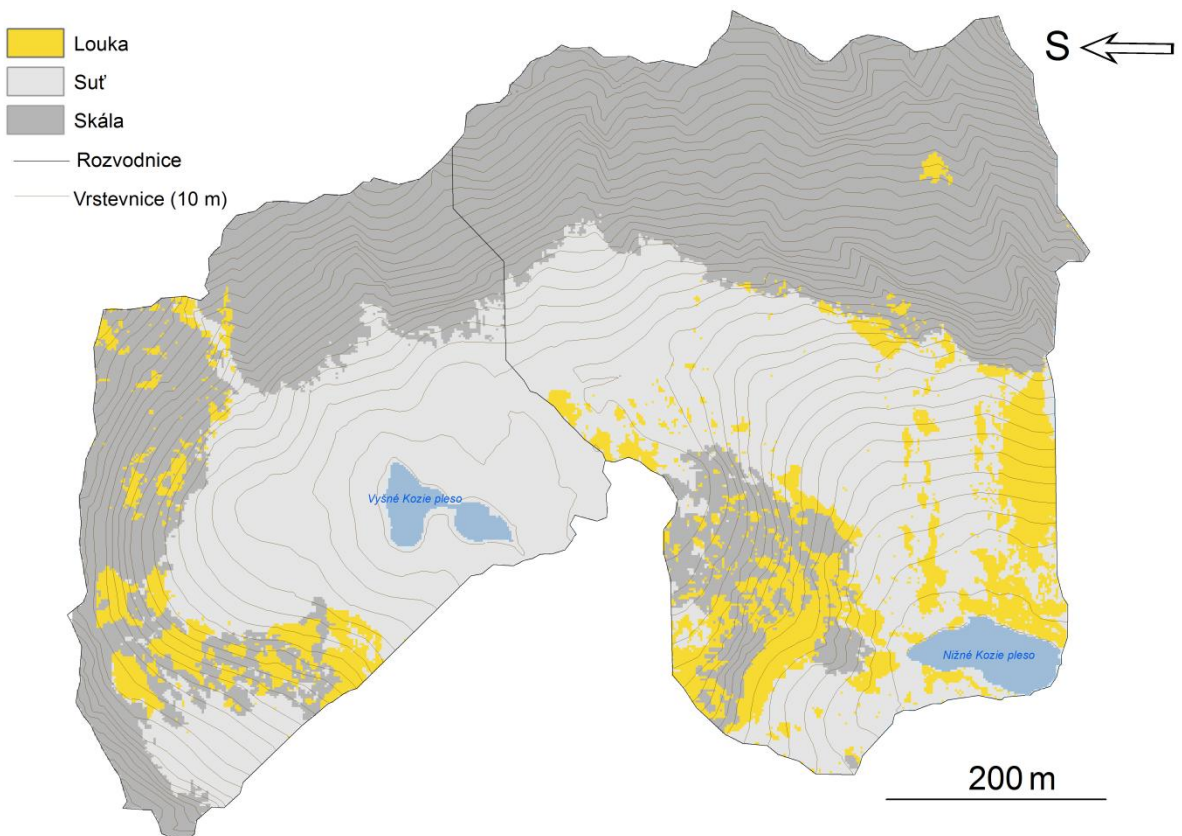
Dostupné z: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/index.html>

# Příloha I A – L

(Popis na str. 63)

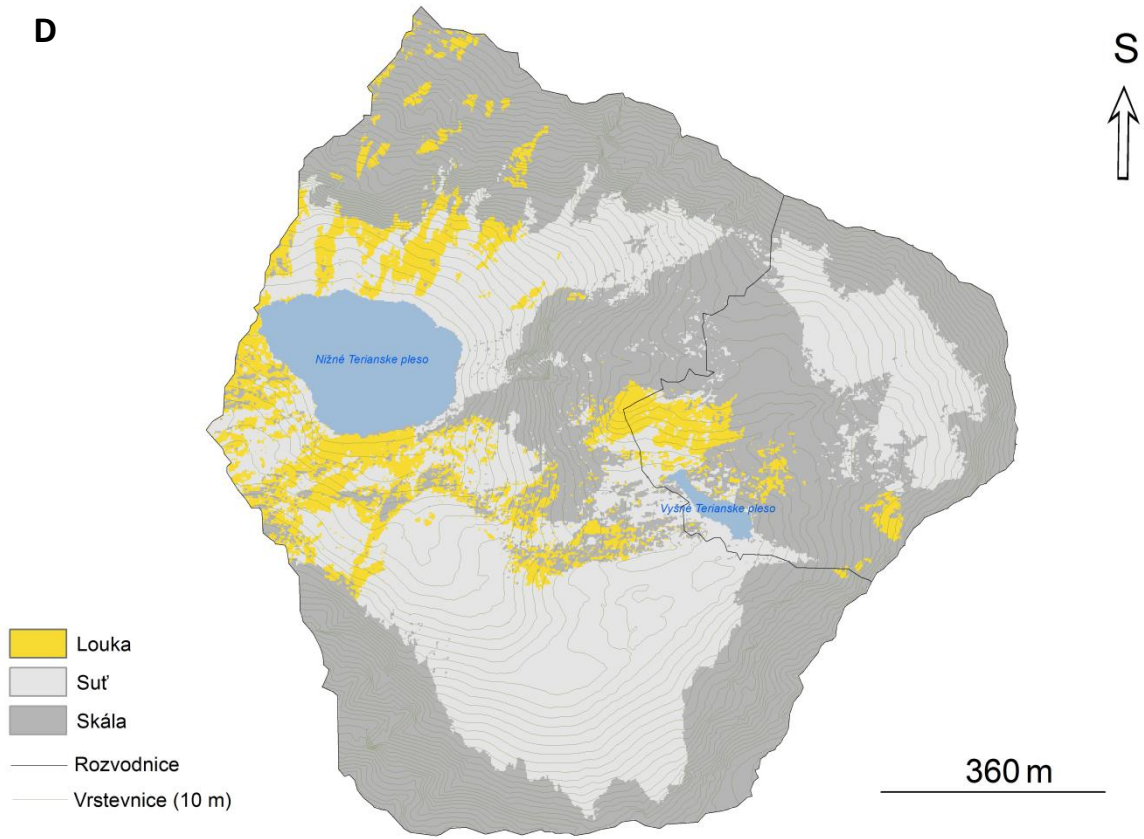
**A**



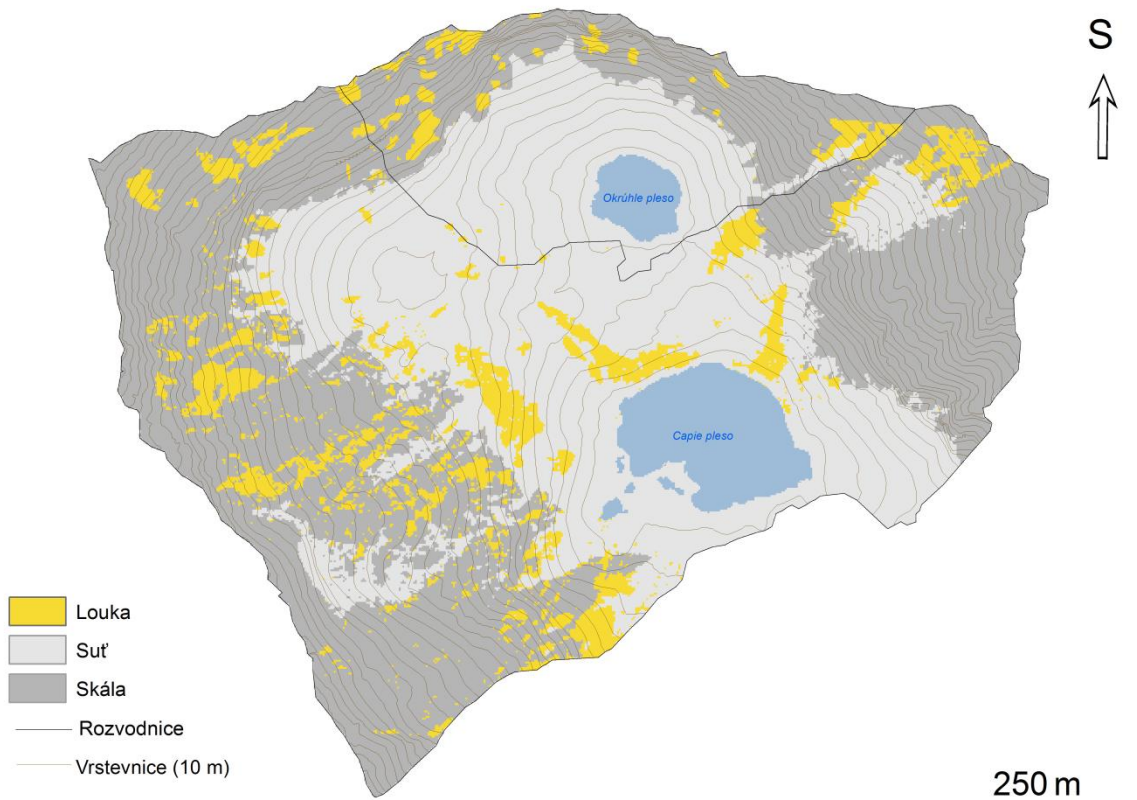
**B****C**



D

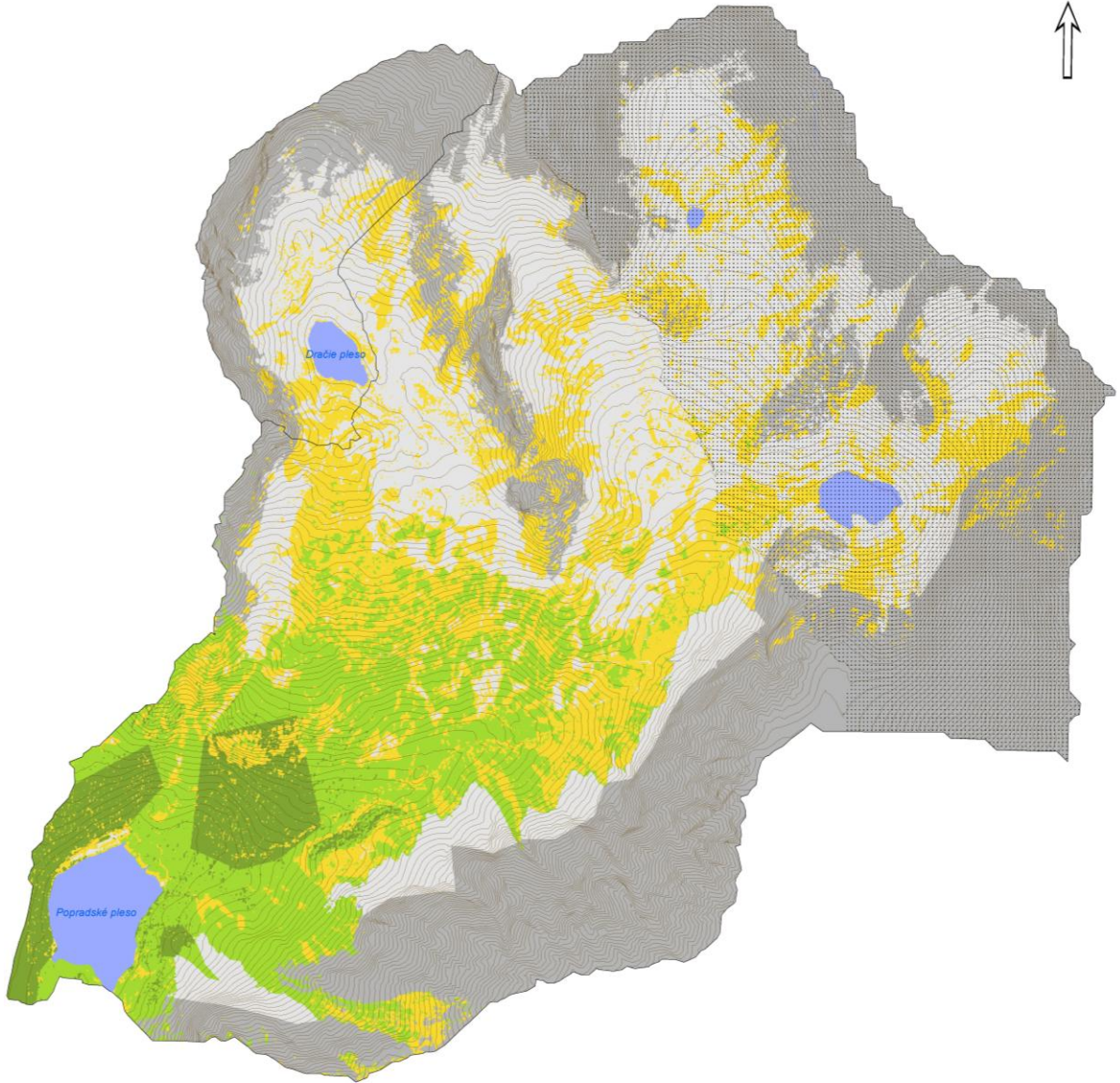


E



F

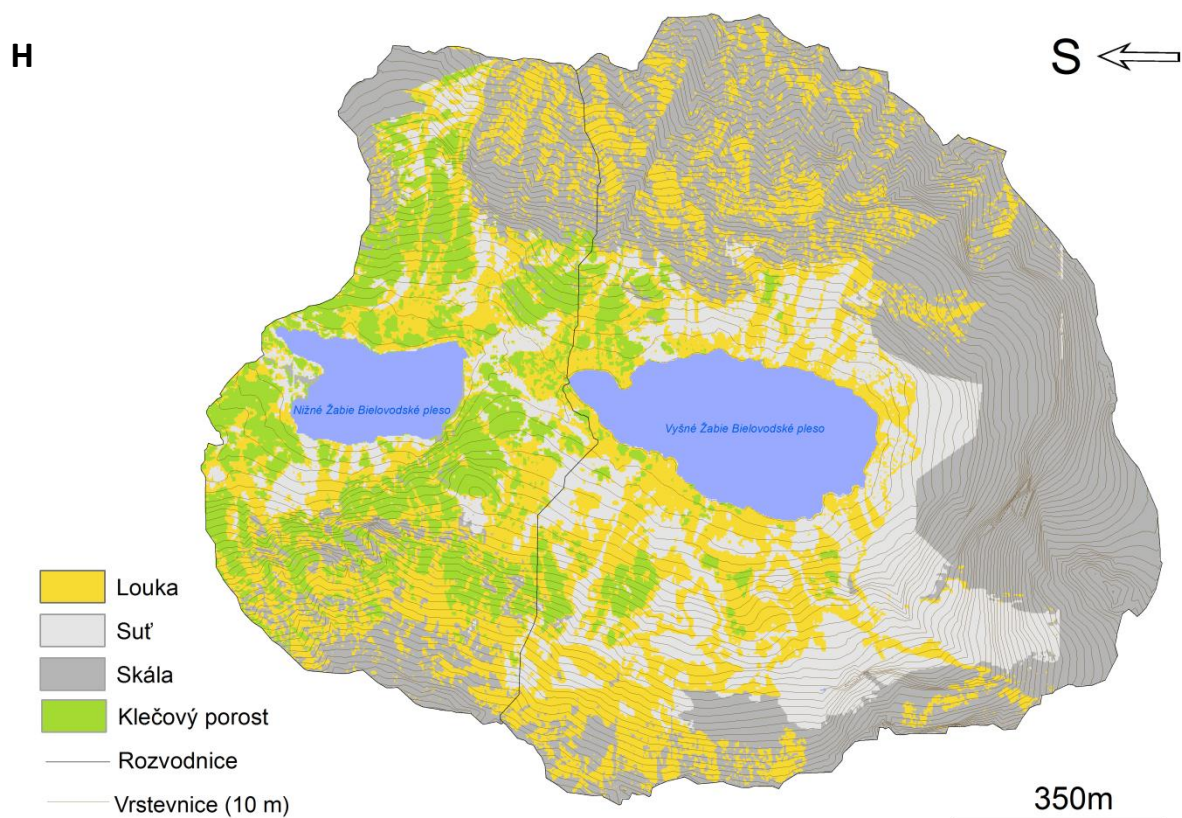
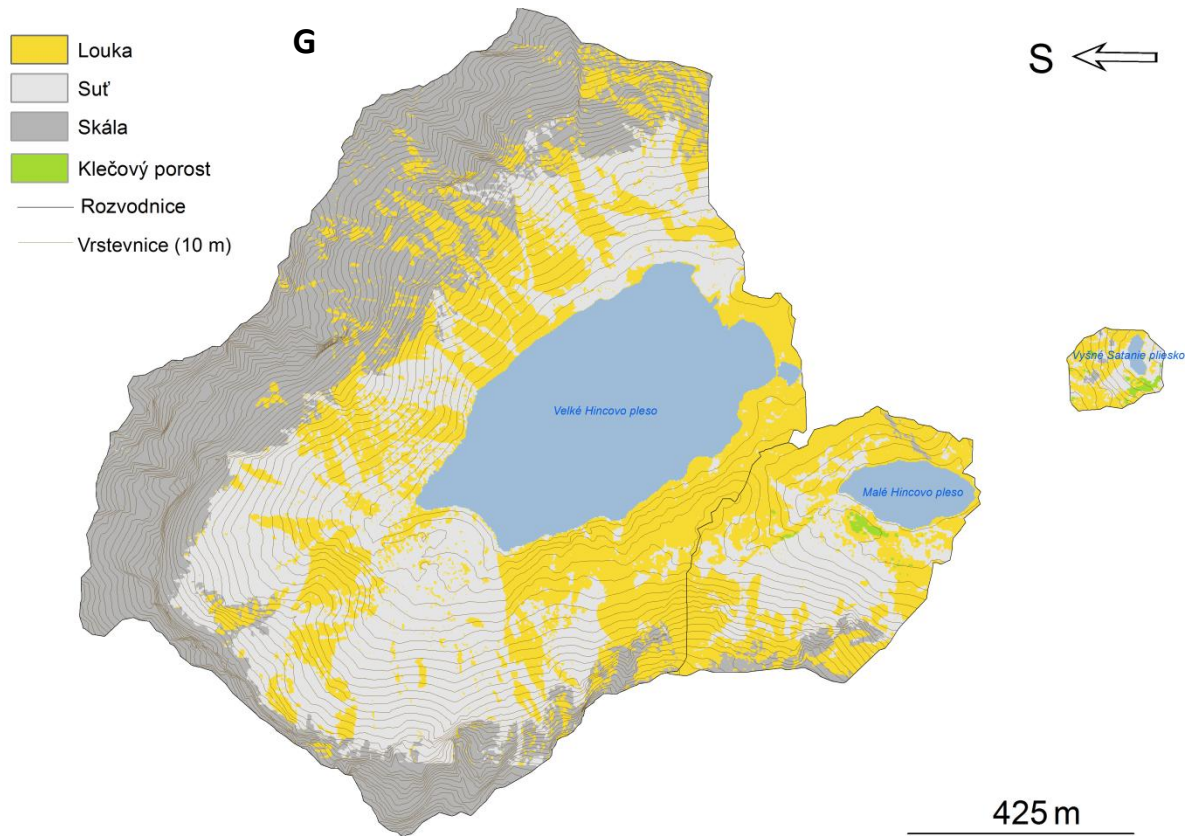
S  
↑

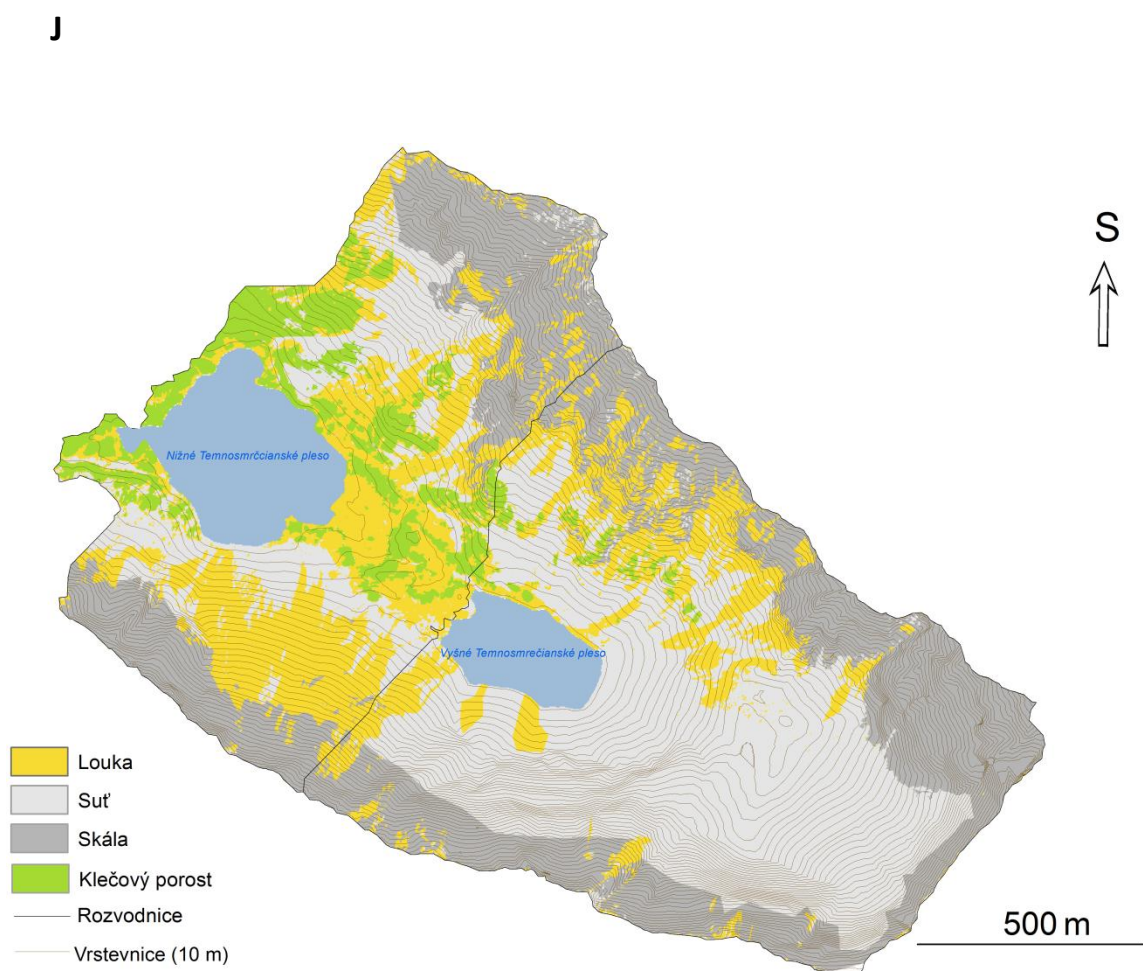
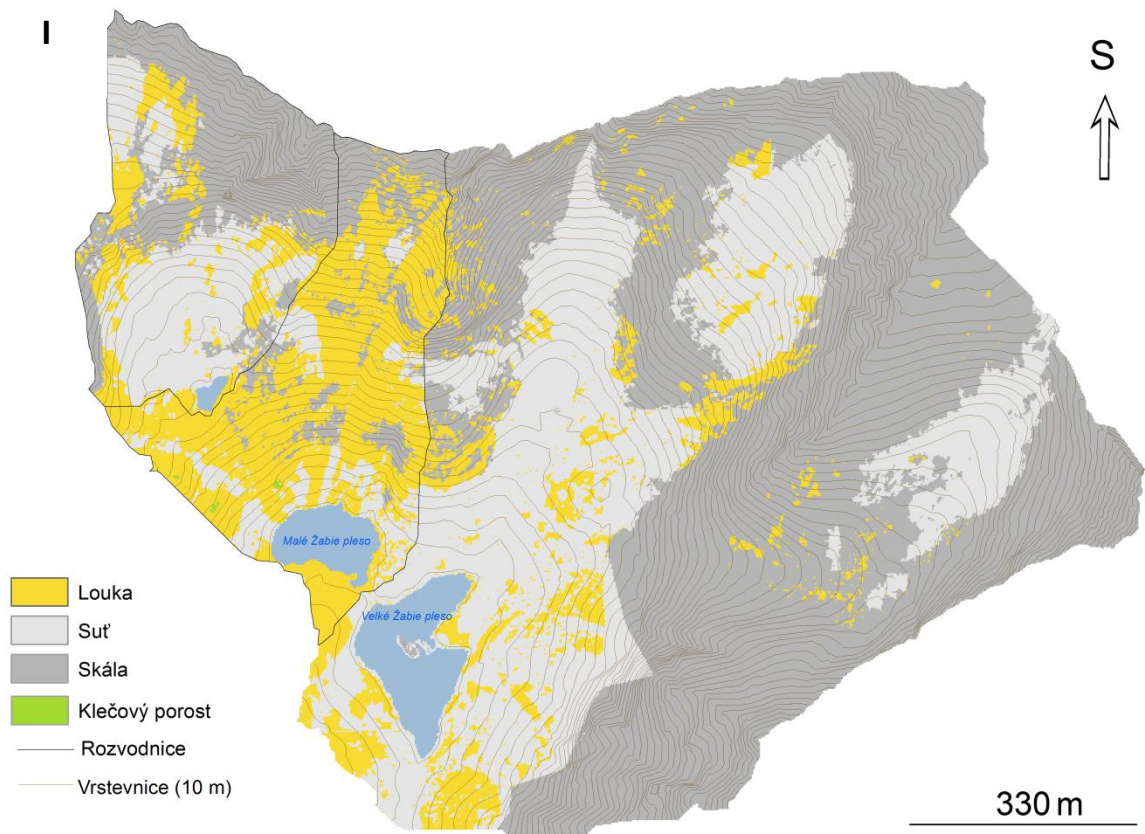


- Louka
- Suť
- Skála
- Klečový porost
- Les
- Rozvodnice
- Vrstevnice (10 m)
- SRTM 1''x 1''

500m



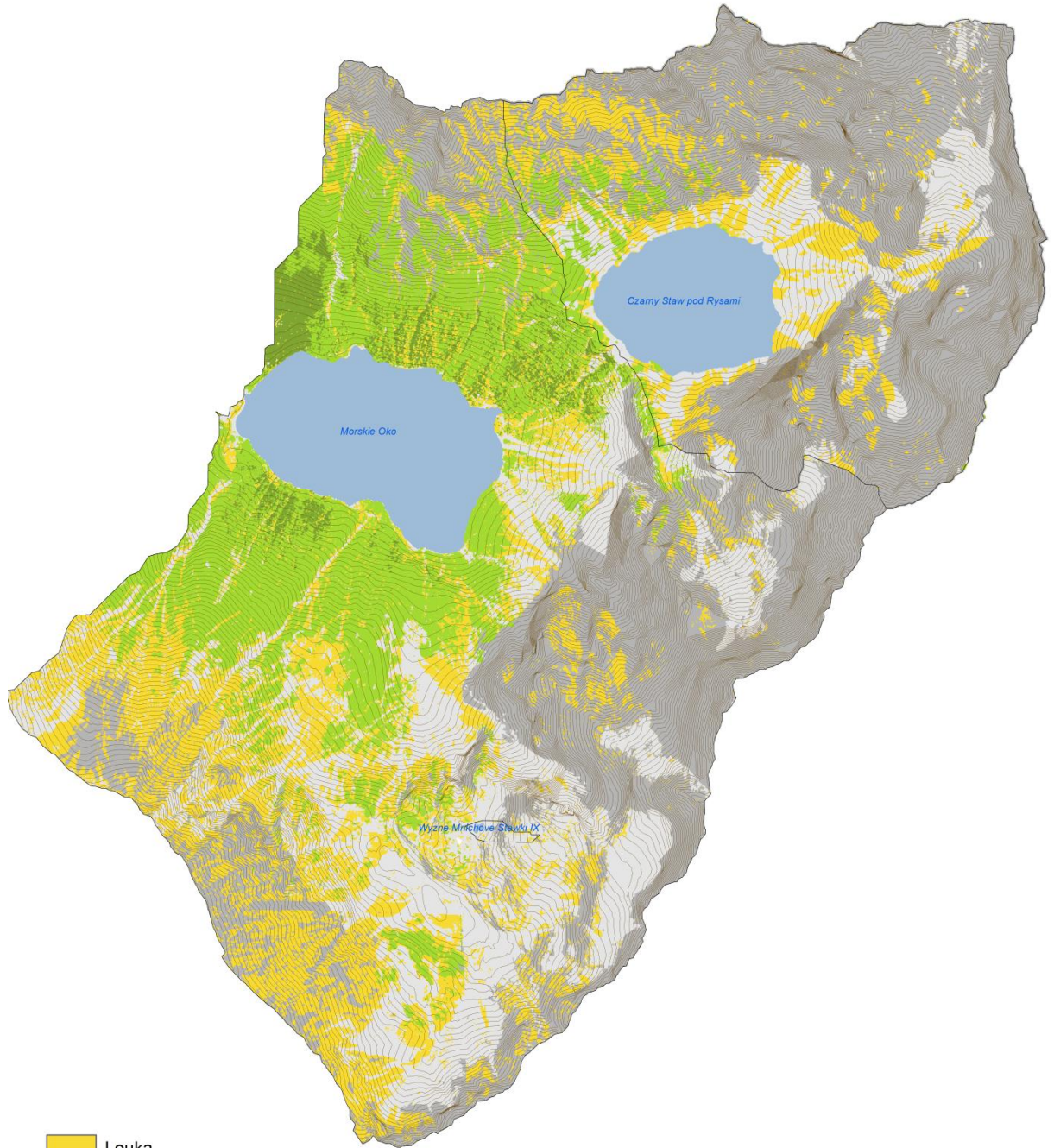






K

S ←



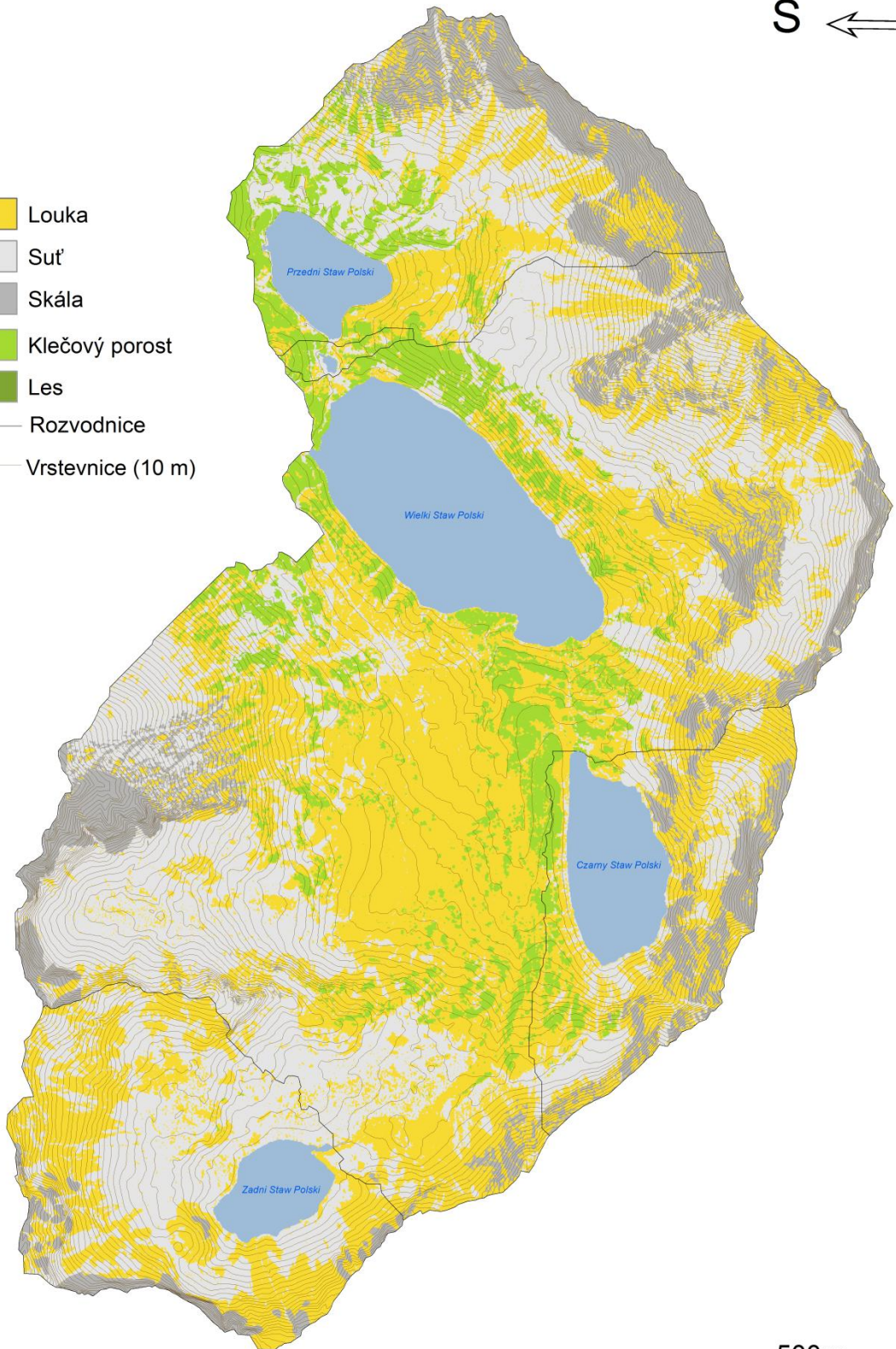
-  Louka
-  Sut'
-  Skála
-  Klečový porost
-  Les
-  Rozvodnice
-  Vrstevnice (10 m)

620 m

L

S ←

- Louka
- Suť
- Skála
- Klečový porost
- Les
- Rozvodnice
- Vrstevnice (10 m)



500m

Příloha I A-L. Struktura vegetace a povrchu v povodí: **A** – Zelené krivánské pleso\*; **B** – Vyšné Wahlenbergovo pleso, Nižné Wahlenbergovo (součástí povodí je Vyšné Wahlenbergovo pleso a Soliskove pliesko); **C** – Vyšné Kozie severné pleso, Nižné Kozie pleso; **D** – Vyšné Terianske pleso, Nižné Terianske pleso (součástí povodí je Vyšné Terianske pleso); **E** – Okrúhle pleso, Capie pleso (součástí povodí je Okrúhle pleso); **F** – Dračie pleso, Popradské pleso\* (součástí povodí je Dračie pleso, Ľadové pleso v Zlomiskách, Rumanovo pleso, Vyšné Rumanovo pliesko); **G** – Veľké Hincovo pleso, Malé Hincovo pleso, Vyšné Satanie pliesko; **H** – Vyšné Žabie bielovodské pleso, Nižné Žabie bielovodské pleso (součástí povodí je Vyšné Žabie bielovodské pleso); **I** – Veľké Žabie pleso, Malé Žabie pleso (součástí povodí je Veľké Žabie pleso a Vyšné Žabie pleso); **J** – Vyšné Temnosmrečinské pleso, Nižné Temnosmrečinské (součástí povodí je Vyšné Temnosmrečinské pleso); **K** – Czarny Staw pod Rysami, Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX), Morskie Oko (součástí povodí je Czarny Staw pod Rysami a Wyżni Mnichowy Stawek, Największy (IX)); **L** – Zadni Staw Polski, Czarny Staw Polski, Przedni Staw Polski, Wielki Staw Polski (součástí povodí je Czarny Staw Polski, Zadni Staw Polski, Przedni Staw Polski, Mały Staw Polski).

\* SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, USGS)