

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Jitka Kofroňová

Vliv změn landcover na konektivitu fluviálních procesů v povodí

The influence of changes of land cover on connectivity of
fluvial processes in catchment

Diplomová práce

Praha 2017

Vedoucí práce: prof. RNDr. Jakub Langhammer, Ph.D.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně za použití informačních zdrojů a dat, které jsou v práci řádně citovány a uvedeny.

V Praze, dne

.....

Bc. Jitka Kofroňová

Poděkování

Zde bych ráda vyjádřila poděkování všem, kteří mě podporovali při psaní mé diplomové práce. V první řadě děkuji panu profesoru RNDr. Jakubovi Langhammerovi, Ph.D. za vedení této práce a cenné rady, komentáře a nezbytné připomínky. Dále děkuji panu doc. RNDr. Zdeňku Klimentovi, CSc. za poskytnutí některých dat potřebných pro zpracování výpočtů a celkovou analýzu zájmového území. Velký dík patří také mé rodině za obrovskou podporu nejen během psaní této práce, ale během celého studia.

UNIVERZITA KARLOVA
Přírodovědecká fakulta
Katedra fyzické geografie a geoekologie
ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Jméno a příjmení: Bc. **Jitka Kofroňová**

Datum a místo narození: **5. 10. 1991, Příbram**

Studijní obor: **Fyzická geografie a geoekologie**

Garant studijního programu/oboru vám schválil přidělení této diplomové práce:

Téma práce: **Vliv změn landcover na konektivitu fluviálních procesů v povodí**

Anotace

Diplomová práce se zabývá modelováním konektivity fluviálních procesů v povodí. Koncept konektivity, představující nové paradigma v hydrologii, propojuje poznatky o vodní erozi, vlivu struktury a fragmentace využití území, prostorové koncentraci odnosu sedimentů a jejich transportu v krajině. Práce porovná vybrané přístupy a modely konektivity, umožňující prostorové vyjádření distribuce konektivity fluviálních procesů v ploše povodí a jejich časových změn.

Cílem řešení práce bude otestování vybraných modelů konektivity na vybraném zájmovém povodí a vyhodnotit vliv ovlivňujících faktorů, zejména topografie a využití území i praktickou aplikovatelnost modelů v daných podmínkách. Testovány budou modely, vycházející z hlavních známých konceptů konektivity, zahrnující otevřenou realizaci konceptu v prostředí GIS, specializovaný distribuovaný model konektivity a dynamický model, umožňující simulaci vývoje změn konektivity v čase.

Aplikace modelů konektivity bude provedena na zemědělsky využívaném povodí, kde je potenciál ke vzniku vodní eroze na otevřené zemědělské půdě a vytváření koncentrovaného odnosu erodovaného materiálu. Numerická simulace bude doplněna o terénní ověření konektivity formou standardizovaného terénního protokolu na vybraném testovacím území.

Vedoucí diplomové práce: **prof. RNDr. Langhammer Jakub, Ph.D.**

Datum zadání diplomové práce: 30. 11. 2015

Termín odevzdání diplomové práce: dle harmonogramu příslušného akademického roku

V Praze dne 26. 11. 2017

.....
Garant studijního programu/oboru

Abstrakt

Konektivita fluvialních procesů respektive hydrologická konektivita je označením pro propojení krajiny, které urychluje nebo naopak zpomaluje odtok vody, odnos sedimentů a látek v nich obsažených. Vychází z konceptu konektivity krajiny související především s fragmentací a bariérami zabraňujícími pohybu. Na rozdíl od výzkumů vodní eroze či odtoku vody, je tento jev komplexnějším procesem. Nezaměřuje se na množství, ale přináší nové informace o fungování povodí a reakcích na podněty. V posledních letech byly vyvinuty nové přístupy a modely, které se ji pokouší kvantifikovat. Tato diplomová práce informuje o celém konceptu konektivity povodí a testuje některé z těchto přístupů modelování. Využity jsou metody vyhodnocení indexu konektivity přístupem od Borselliho a kol. (2008) modelovaného pomocí ArcGIS a modelem SedInConnect 2.0. Dále je vyzkoušen model vývoje krajiny LAPSUS 5.0, na kterém je prokázáno, že i nepřímé způsoby vyhodnocení konektivity povodí jsou vhodným způsobem. Modelování konektivity bylo aplikováno na povodí Mladotického potoka a výsledky byly poté ověřeny terénním protokolem navrženým Borsellim a kol. (2008) a porovnány s aktuálními trasami v terénu. Výsledky a diskuse porovnávají jednotlivé výstupy a faktory vlivu a poukazují na nedostatky především v zobecňování některých důležitých faktorů vlivu. Práce nabízí návrhy odstranění některých nedostatků a vyhodnocuje použití modelů v podmínkách Česka.

Klíčová slova: konektivita povodí, hydrologická konektivita, konektivita sedimentů, Index konektivity, SedInConnect, LAPSUS

Abstract

The connectivity of fluvial processes or hydrological connectivity are terms often used to describe internal linkages in landscape that intensify/reduce water and sediment fluxes as well as the substances they contain. It is based on the concept of landscape connectivity defined, in particular, by fragmentation of landscape and barriers that obstruct the movement of material. While researches focusing on water erosion or runoff focus on the volume of different fluxes, connectivity reveals new information on catchment functioning as well as reactions to various types of stimuli, and thus represents a more complex phenomenon. This master thesis informs about the topic as a whole, it describes the main forms of its modelling and specific influences that have major impact on presented results. Three approaches of modelling were tested. The main concept lies in evaluation of the index of connectivity, firstly,

with approach proposed by Borselli et al. (2008) and implemented in software ArcGIS and secondly, in software SedInConnect 2.0. The third approach is modelling connectivity in software LAPSUS 5.0 that belongs to landscape evolution models. Modelling in LAPSUS proved that using even this indirect method for evaluation of hydrological connectivity is a suitable approach. Selected area for modelling was catchment of Mladotický stream. Results were verified by field index of connectivity proposed also by Borselli et al. (2008) and compared with real conditions. To enable future applications, all the methods employed in this research are described and deficiencies in the input data are also discussed. It is suggested that some of these deficiencies should be removed. Finally, the work tries to evaluate the use of chosen methods in conditions of Czechia.

Keywords: catchment connectivity, hydrological connectivity, sediment connectivity, Index of connectivity, SedInConnect, LAPSUS

Obsah

1	Úvod.....	9
2	Konektivita povodí, hydrologická konektivita.....	11
2.1	Strukturální a funkční konektivita	12
2.2	Přímá a difúzní (nepřímá) konektivita	13
2.3	Konektivita sedimentů	14
2.4	Hlavní komponenty ovlivňující konektivitu	14
2.4.1	Topografie	17
2.4.2	Vegetační pokryv a využití krajiny.....	17
2.4.3	Klima	18
2.4.4	Antropogenní činitel	19
2.5	Stanovení konektivity	19
2.5.1	Index konektivity dle Borselliho.....	20
2.5.1.1	Faktory zohledněné v rovnici	22
2.5.1.1.1	Sklon.....	22
2.5.1.1.2	Váhový faktor.....	23
2.5.1.1.2.1	Drsnost povrchu.....	23
2.5.1.1.2.2	Vegetační pokryv	23
2.5.1.1.3	Zdrojová oblast	24
2.5.2	Poměr odnosu sedimentů (Sediment Delivery Ratio)	24
2.5.3	Stanovení konektivity terénním pozorováním.....	25
2.5.4	Koncept USLE/RUSLE	26
2.5.5	Modelové nástroje vyhodnocení konektivity povodí	27
2.5.5.1	SedInConnect 2.0.....	28
2.5.5.2	LAPSUS 5.0.....	29
2.5.6	Další nástroje používané k vyhodnocování konektivity přímým nebo nepřímým způsobem.....	30
3	Charakteristika zájmového území.....	32
3.1	Geologické a geomorfologické poměry	33
3.2	Půdní poměry	34
3.3	Klimatické poměry.....	34
3.4	Hydrologické a hydrografické poměry	35

3.4.1	Odlezecké jezero	35
3.5	Krajinný pokryv.....	37
3.6	Erozní ohrožení povodí Mladotického potoka	39
4	Metodika.....	41
4.1	ArcGIS 10.2	41
4.2	SedInConnect 2.0	44
4.3	LAPSUS 5.0.....	45
4.4	Použitá data.....	47
4.5	Terénní verifikace konektivity v zájmovém území	49
5	Výsledky	51
5.1	Model ArcGIS 10.2.....	52
5.2	Model SedInConnect 2.0	57
5.3	Model LAPSUS 5.0	60
5.4	Scénářové simulace mezních změn krajinného pokryvu	64
5.5	Simulace dlouhodobého vývoje konektivity povodí	66
5.6	Pozorování v terénu a porovnání s výsledky terénního protokolu	69
6	Diskuse	73
7	Závěr	80
8	Zdroje	81
9	Přílohy	88

1 Úvod

Konektivita fluvialních procesů v povodí označuje koncept propojující poznatky o podmínkách vzniku vodní eroze, vlivu struktury využití krajiny a transportu látek tímto prostředím. Ze své podstaty není úplně novým pojmem, v souvislosti s fragmentací krajiny je probírána už poměrně dlouhou dobu (Pringle, 2003, Borselli a kol., 2008, Bracken a kol., 2013). V hydrologii jí začíná být věnován v poslední době prostor kvůli jejímu úzkému sepetí s vodní erozí a odnosem sedimentů. Rozdíl oproti erozi spočívá v zaměření. Zatímco vodní eroze se převážně zabývá množstvím odnášeného materiálu, konektivita povodí pohlíží hlavně na propojení tras, kterými je materiál a voda krajinou odnášen, kde leží zdrojové oblasti sedimentů, a snaží se o lokalizaci kriticky ohrožených oblastí. Jednoduše lze tedy říci, že konektivita povodí je označením pro propojení zdrojových oblastí a počátečních míst vzniku pohybu vody, sedimentů a látek v nich obsažených (horní části povodí) a míst, kde opouští dané území (Croke a kol., 2005, Fryirs a kol., 2007, Borselli a kol., 2008, Lexartza-Artza a Wainwright, 2009, Bracken a kol., 2013).

Cílem této práce je představení konektivity povodí jako nového paradigmatu v hydrologii a ukázání možností jejího mapování. Zároveň by práce měla zhodnotit, zda je možné využití pouze distančních dat, na kterých jsou založeny zvolené postupy. Dalším cílem je ověřit platnost a limity konektivity pro dané přírodní podmínky a vyhodnotit je v souvislosti s dalším využitím.

Rešerše práce vysvětluje celý koncept konektivity v hydrologii a snaží se nastínit celou problematiku. Vysvětluje také přístupy, kterými je možné ji mapovat. Nedávné výzkumy (Borselli a kol., 2008, Cavalli a kol., 2013 aj.) se zabývaly tímto modelováním a představují své postupy a jejich úskalí při modelování konektivity. Tyto přístupy spočívají v určení indexu konektivity, který slouží ke kvantifikaci a číselnému ohodnocení propojení krajiny.

Jako zájmové území bylo zvoleno povodí Mladotického potoka, na jehož území leží unikátní Odlezenské jezero. Toto jezero vzniklo sesuvem svahu v květnu roku 1872 a od té doby je velice rychle zanášeno sedimenty. Hlavně z tohoto důvodu se povodí z hlediska odnosu sedimentů stává ideálním územím pro výzkum a modelování tras pohybu sedimentů.

Metodika práce pojednává podrobně o třech využitých postupech a datech, které byly při modelování využity. Jsou jimi přístup dle Borselliho a kol. (2008) v ArcGIS 10.2, který zároveň vytvořil vlastní protokol pro vyhodnocení indexu konektivity v terénu, dále model SedInnConnect 2.0 (Cavalli a kol., 2013), který byl přímo vyvinut za účelem mapování

konektivity povodí, a třetím modelem je software LAPSUS 5.0 (Schoorl a kol., 2000), který patří mezi modely vývoje krajiny. První dva zmíněné fungují na základě určení indexu konektivity, Software LAPSUS 5.0 není primárně určen pro vyhodnocení konektivity, ale funguje (kromě jiného) jako erozní model a jsou analyzovány jeho způsoby využití v podobných případech (např. Claessens a kol., 2009).

Tyto tři přístupy jsou založeny na využití distančních dat a hlavními parametry ovlivňujícími území jsou topografie a krajinný pokryv. Krajinný pokryv do modelování vstupuje ve formě dat Corine Land Cover 1990-2012. Výsledky jsou poté vyhodnoceny a srovnány nejen mezi sebou, ale také s výsledky z terénního pozorování. Kromě toho je nastíněn i budoucí vývoj v povodí Mladotického potoka.

Diskuse se poté zabývá dalšími výzkumy na toto téma, případnými nedostatky modelování a jejich možnými vylepšeními.

2 Konektivita povodí, hydrologická konektivita

Konektivita povodí je označením pro přesun vody (a všeho, co voda přenáší) z jedné části krajiny do jiné. Pojem konektivita byl dlouho brán pouze jako faktor rozšíření druhů, takže byl využíván hlavně v kontextu biologie a krajinné ekologie ve spojitosti s koridory v krajině a jejich propojeními. (Pringle a kol., 2003). V hydrologii jde o poměrně nový pojem. Bylo zjištěno, že změny v konektivitě mohou mít výrazný efekt na všechny procesy v povodí, konkrétněji například na odtok, erozi, transport sedimentů a vznik depozic. V důsledku toho pak ovlivňují kvalitu prostředí a kvalitu vody (Freeman a kol., 2007 v Lexartza-Artza a Wainwright., 2009).

Postupně se začala rozlišovat konektivita krajiny (z pohledu krajinné ekologie), hydrologická konektivita (hydrologie) a konektivita sedimentů (geomorfologie). První zmíněná je zaměřená na fragmentaci a propojenost krajiny vzhledem k například migraci různých živočišných druhů, hydrologická a konektivita sedimentů se často ve výzkumu spojuje, přesto nalezneme i výzkumy zaměřující se čistě na pohyb vody krajinou, způsob propojení krajiny při větších srážkových epizodách apod. (Barron a kol., 2009; Shore a kol., 2013 a další).

Existují dohady, zda je možné hydrologickou konektivitu jednotně definovat, jelikož existuje více různých teorií, co všechno by do ní mělo být zahrnuto (Bracken a kol., 2013). Ve všech oborech a definicích je však formulována velice podobně, a tou jako propojenost krajiny a s ní související přenos určitých látek (živin, materiálu, vody apod.) mezi jednotlivými místy. Nejčastěji se definice zakládají na faktu, že nějakým způsobem se materiál dostane z určitého bodu A do určitého bodu B. Bez ohledu na vnější vlivy a faktory závisí tento pohyb na množství přenášeného materiálu a na trase mezi body A a B. S ohledem na vnější vlivy už se pozorují další parametry, kterými jsou myšleny především procesy ovlivňující konektivitu (Borselli a kol., 2008).

Naopak i konektivita krajiny zaměřená převážně biologickým a ekologickým směrem je v mnoha případech propojená s hydrologickou konektivitou. Za zmínku stojí například výzkum Heilera a kol. (1995), ve kterém bylo popsáno propojení řeky s říční nivou a stojatými vodami v povodí, což má za efekt látkovou výměnu, nebo novější výzkum Hudsona a kol. (2012), kteří posuzovali propojení mrtvých ramen řek s jejich původním tokem, převážně z hlediska vlivu povodí na ekologickou integritu těchto oblastí.

Až především s konceptem odnosu sedimentů a eroze půdy se začalo pohlížet také na směry a trasy pohybu vody, sedimentů a půdy. Původně se výzkum zabýval především množstvím odneseného materiálu, případně jeho obsahem látek a živin. Postupně se ovšem ukázalo, že pro management krajiny je důležitá identifikace těchto tras a co se týče sedimentů,

je potřeba úzce specifikovat jejich zdrojové oblasti a možnosti zmírnění jejich odnosu (Croke a kol., 2005; Fryirs, 2013; Shore a kol., 2013). Na problém odnosu sedimentů napříč povodím poukázali už například Wolman (1977) nebo Walling (1983), přesto se s mapováním tras pohybu a vyhodnocením konektivity začalo více až s rozvojem počítačových nástrojů.

S rozvojem výzkumu a různých složek zabývajících se nejen modelováním, ale i správou a dohledem nad různými oblastmi v oboru hydrologie, se začalo pohlížet více na komplexní systém a ne na jeho jednotlivé části. Hydrologická konektivita poskytuje více holistické pochopení tohoto komplexního systému, a proto získává na významu (Borselli a kol., 2008). Zároveň stupeň propojení území souvisí s komplexností morfologie krajiny. Základním předpokladem z tohoto hlediska je, že s rostoucí komplexitou morfologie zájmového území, klesá jeho míra konektivity (Baartman a kol., 2009). Když se na propojení krajiny zaměříme z hlediska ekologie, musíme především zvážit, že jakýkoliv ekologický problém vyžaduje holistický pohled a tedy holistické řešení, které vezmou v potaz všechny procesy ovlivňující daný případ (Tetzlaff a kol., 2007).

Při pohledu na konektivitu povodí je důležité zvážit, jak se systém mění působením odlišných procesů. Tím jsou myšleny především změny v charakteristice území a distribuci některých prvků. Každý jednotlivý vliv mění konektivitu různým způsobem. Ke komplexnímu popisu prostředí a nějaké případné predikci budoucího vývoje je fundamentální potřebou i znalost historie daného území (Lexartza-Artza a Wainwright., 2009).

Mnoho studií se zabývá definováním hydrologické konektivity a jejích indexů a indikátorů, které ji ovlivňují (Pringle, 2003, Bracken a Croke, 2007, Borselli a kol., 2008, Bracken a kol., 2013 aj.), proto při vývoji této oblasti výzkumu byl zpočátku problém s utvořením jednotné obecné definice a společného konceptu této oblasti hydrologie i z různých pohledů. Mnoho studií se zabývá hlavně praktickou implikací a snaží se porovnat podmínky a způsob měření (Croke a kol., 2005, Brierley a kol., 2006 in Lexartza-Artza a Wainwright., 2009).

2.1 Strukturální a funkční konektivita

K většímu porozumění konektivity byly identifikovány dvě oddělené části – strukturální a funkční konektivita (Bracken a kol., 2013).

Strukturální k. je označením pro statickou část konektivity. V tomto případě to znamená charakteristiky krajiny a její prostorové prvky, jako je jejich rozmístění a distribuce jednotlivých krajinných jednotek, které ovlivňují přenos a přesun vody. Získání informací o strukturální konektivitě je velice důležité pro porozumění struktuře systému a identifikaci potenciálních citlivých oblastí. Nicméně z tohoto přístupu je získán pouze statický tedy nekompletní pohled

na systém. Chybí popis procesů a zpětné vazby. V konečné fázi pouze popis systému, i poměrně detailní, není dostatečný pro získání celkového pohledu na distribuci a strukturu komponentů (Lexartza-Artza a Wainwright, 2009).

Kromě toho v takovém popisu jsou určeny také cesty pohybu sedimentů a je nutné později zhodnotit, jak byly pohybem „využity“ a ovlivněny za různých podmínek. Někdy dochází k jejich přehodnocování a redefinování. Porozumění těmto elementárním vlastnostem pomáhá v pozdější interpretaci a hlavně zjednodušení popisu určitého systému (Lexartza-Artza a Wainwright., 2009). Velkou výhodou tohoto přístupu je identifikace citlivých oblastí obzvláště v případech, kdy v zájmovém území dochází k interakci vyšších sklonů s tokem.

Samozřejmě k porozumění současných podmínek a komplexnosti systému, jeho vlastností a struktury, jež ovlivňují výslednou konektivitu, je také nutné znát historii zkoumaného území, tedy to, co ovlivnilo současnou podobu (Fitzjohn a kol., 1998 v Lexartza-Artza a Wainwright., 2009).

Funkční konektivita označuje vše, co je dynamické. Do této kategorie spadají nejen dlouhodobé změny v krajině, jako například změna využití krajiny (typickým příkladem může být pozorování změn konektivity v území po ukončení zemědělské činnosti), ale i krátkodobé změny, jako jsou rozdíly v množství spadlých srážek aj. (Bracken a kol., 2013).

V tomto konkrétním případě vzniká velké množství různých reakcí povodí s různě velkými odtoky z území, a v důsledku toho pak s různými výslednými konektivitami pro jednotlivé srážkové epizody a časová období. Z tohoto důvodu je logické předpokládat, že větší roli pravděpodobně při definování hydrologické konektivity hrají elementy funkční konektivity, přesto ve skutečnosti území utváří oba prvky a nelze jeden či druhý zanedbat (Lexartza-Artza a Wainwright., 2009).

Nevýhodou elementů funkční konektivity je, že jsou složitěji kvantifikovány. Souvisí to hlavně se skutečností jejich dynamické povahy a velkého množství interakcí, které je definují (Bracken a kol., 2013).

2.2 Přímá a difúzní (nepřímá) konektivita

Kromě rozdělení dvou hlavních součástí hydrologické konektivity, se rozlišují také dva samostatné druhy konektivity, a to přímá a difúzní (nepřímá) konektivita. Princip rozdílu je prakticky stejný jako obecně u odtoku vody v krajině.

Přímá konektivita je pojmenováním pro propojení koryty toků a různými stržemi a žlaby. Zahrnuje ale i toky vody a sedimentů s obsaženými látkami, které jsou podpořeny

antropogenními cestami. Difúzní, občas nazývána jako nepřímá, zahrnuje plošný odtok z povrchu.

2.3 Konektivita sedimentů

Konektivitou sedimentů je označována míra propojení krajiny, která primárně pohlíží na množství sedimentů pohybujících se v povodí (krajíně). Přesně řečeno je myšlen hlavně přesun sedimentů mezi jejich zdroji a oblastmi dolních toků (Croke a kol., 2005, Cavalli a kol., 2013, Förster a kol., 2014). Hooke (2003) obecně nazývá konektivitou přesun sedimentů z jedné lokace do druhé a obecný potenciál pro pohyb částic systémem.

V současnosti existuje velké množství srážko-odtokových modelů, které jsou schopny mapovat čistě pohyb vody, a tedy různých typů odtoku, ale v případě rozšíření i na přenos sedimentů a hlavně mapování tras odnosu jsou modely poměrně nedovyvinuté (Smith a kol., 2013). Nejdříve byla konektivita sedimentů pozornost věnována v horských povodích, kde je významným procesem utvářejícím krajinu, první výzkumy probíhaly právě v povodích alpských pramenů. V horských oblastech typických komplexní a drsnou morfologií s výraznou heterogenitou krajiny je mnoho potenciálních zdrojů sedimentů a je možné zde pozorovat širokou variabilitu a efektivitu procesů transportu sedimentů (Cavalli a kol., 2013).

Prvotním důvodem sledování konektivity sedimentů v horských povodích byla analýza debris flow. Určení konektivity sedimentů je vhodné k výzkumu jejich vzniku, pravděpodobné trasy pohybu a lokalizaci zdrojových oblastí materiálu (Cavalli a kol., 2013).

Elementárním způsobem vyhodnocování odnosu a konektivity sedimentů je kvantifikace pomocí tzv. sediment delivery ratio (poměr odnosu sedimentů, SDR) neboli poměru přenosu sedimentů (Atkinson, 1995). Tento parametr popisuje a předvídá vztah mezi erozí a zdrojovou oblastí sedimentů a také vznikem depozic. V terénu je možné ho odvodit pomocí topografických poměrů terénu, z hodnocení dlouhodobé transportní kapacity, z vlastností sedimentů a z jejich zachytávání v tzv. sedimentačních pastích (Borselli a kol., 2008).

2.4 Hlavní komponenty ovlivňující konektivitu

Ke stanovení konektivity je nezbytná znalost komplexního popisu jednotlivých součástí systémů a jejich historii a v neposlední řadě také procesy, které v nich probíhají. Dle zaměření na typ konektivity, která se sleduje – hydrologická, sedimentů, krajiny – se liší i hlavní aspekty, které ji ovlivňují nejvýznamněji.

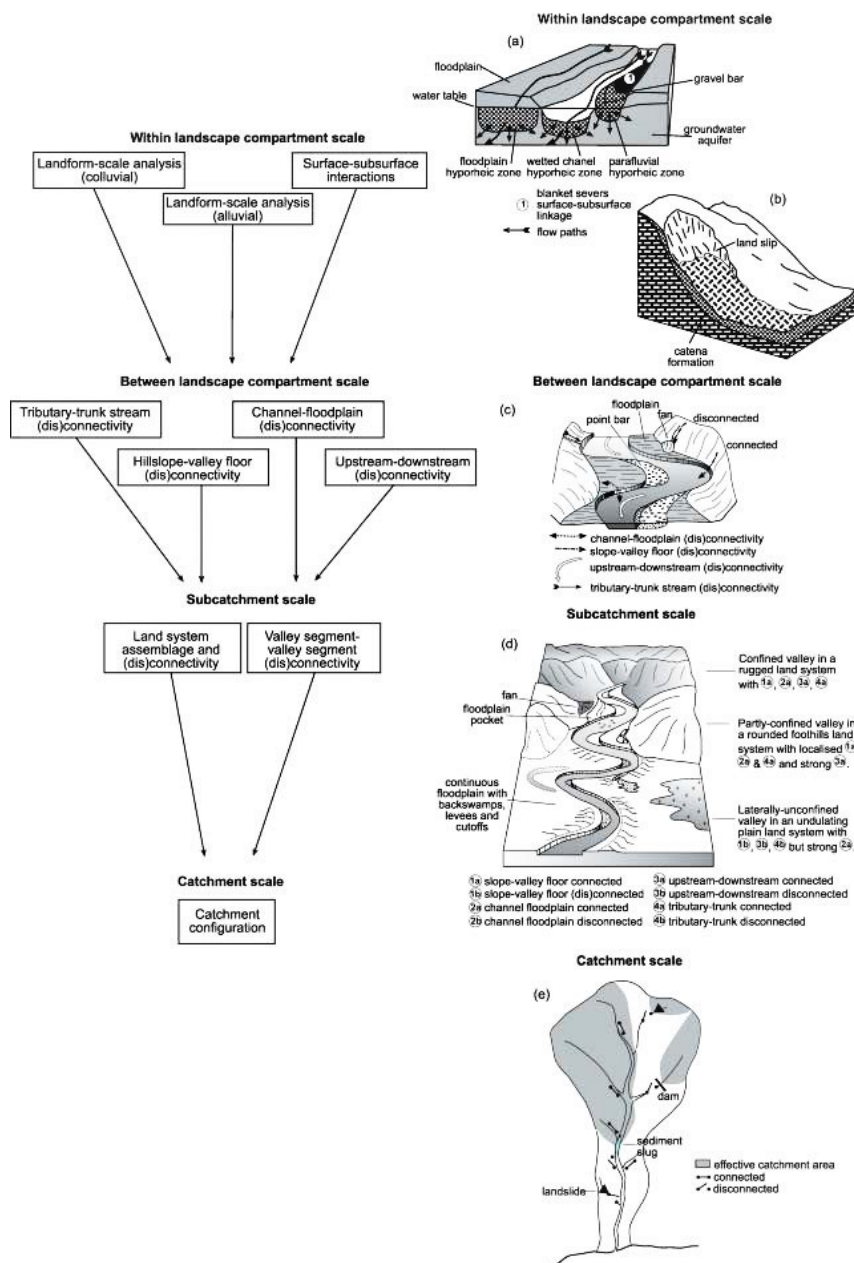
K vyhodnocení konektivity v daném povodí (či určitém území) je vždy potřeba znát několik aspektů, které ji ovlivňují. Tyto aspekty chápeme ve smyslu jakési základní struktury celého kontextu konektivity povodí (Lexartza-Artza a Wainwright, 2009).

Prvním z aspektů ke správnému určení konektivity je definice měřítka a jednotlivých součástí systému, tedy strukturální část konektivity. Je důležité určit hranice systému, konkrétně hranice území, ve kterém je propojení jednotlivých částí kvantifikováno. Určení výše zmíněného měřítka souvisí především s podrobnou charakteristikou území, kdy jsou v prvním kroku určovány faktory vlivu, jejichž působení je nejen závislé na velikosti území, ale také na jeho stavbě, a v neposlední řadě na časovém měřítku analýzy. Pokud bude zjišťována konektivita například v určitém lokálním subsystému, je potřeba zvážit i vliv kompletního systému, respektive inhomogenit, které se vyskytují v blízkém okolí tohoto zájmového subsystému, a tedy mohou ovlivnit jeho chování. Interakce dílčích systémů a zpětné vazby mezi procesy a zároveň i interakce mezi jednotlivými subsystémy a systémem jako takovým napomáhají k porozumění fundamentálního chování konektivity v povodí (Cameraat a kol., 2004).

Brierley a kol. (2006) ve své práci zaměřují pozornost právě na roli měřítka, a to především ve fluvialní geomorfologii a v managementu povodí. Tvrdí, že znalost transferu sedimentů v měřítku daného povodí nebo území, je vždy nezbytnou součástí projektů a vizí, které se v povodí plánují. Jejich chápání konektivity (případně diskonektivity) ve smyslu hlavně prostorového uspořádání a velikosti povodí mezi jednotlivými částmi a v různých měřítkách pohledu ukazují na obr. 1.

Další nezbytnou informací je obecná charakteristika území (systému), například geologické, pedologické, klimatické informace a další atributy (Lexartza-Artza a Wainwright, 2009). Významnou složkou popisu daného území je samozřejmě jeho historie. Ke komplexnímu určení hydrologické konektivity jsou klíčové znalosti o archeologických záznamech (pokud jsou k dispozici), hlavně však o land use a land coveru, managementu území a nějakých specifických událostech (velké povodně, nadměrné deforestace apod.).

Samostatnými informacemi jsou potom časové řady a záznamy o sedimentech a jejich množství, množství a velikost depozic apod. Pozoruje se také cokoliv, co konektivitu sedimentů nebo obecně hydrologickou konektivitu v daném území urychluje nebo naopak zpomaluje. Při popisu komplexnosti systému se předpokládá, že bude využito jak terénní šetření, tak analýza map i dálkový průzkum Země (Lexartza-Artza a Wainwright, 2009).



Obrázek 1: Měřítko konektivity v krajině

Zdroj: Brierley a kol. (2006)

Mezi funkční aspekty konektivity, které jsou potřebné pro základní popis systému, patří srážky, odtok, cesty pohybu sedimentů, erozivní procesy i procesy ukládání sedimentů, transport sedimentů, půdní vlhkost, ovlivnění průtoku (pokud je) a implementace různých měření a politik v dané oblasti. U těchto jednotlivých procesů je metoda vždy zvolena specificky dle potřeby a jde o kontinuální monitoring. V případě výše zmíněných strukturálních součástí systému se přistupuje k měření pouze v iniciálním stádiu obecného popisu systému, případně sezónně nebo po nějaké větší události, která vyvolala určité změny (Lexartza-Artza a Wainwright, 2009).

Cameraat a kol. (2002 a 2004) obecně vyhodnocuje jako nejdůležitější vlivy na míru konektivity nepravidelnost a drsnost reliéfu, prostorové rozmístění vegetace (a její hustotu; hlavně na svazích), prostorové rozmístění krajinných prvků v zájmové oblasti a v neposlední řadě také intenzitu srážek a jejich trvání (tedy efektivní srážky).

Podobně se k problematice staví i Lu a kol. (2004), kteří při vyhodnocování odnosu sedimentů zdůraznili, že depozice vznikají třemi základními procesy probíhajícími paralelně. Kromě vlivu drsnosti povrchu a vegetace kladou důraz především na roli usazování vlivem gravitace a na infiltraci menších částic.

2.4.1 Topografie

Topografie je významným faktorem, který ovlivňuje další složky povodí. Udává například, jak bude vypadat průtok vody krajinou nebo jaká bude odpověď odtoku na srážky. Také definuje efekt gravitace na pohyb vody, což dále ovlivňuje další procesy (Wolock a Price, 1994; Wolock a McCabe, 1995). Přesněji řečeno pod pojmem topografie je chápána konfigurace území, jejíž rozdílnost vede ke změně tras konektivity, vzniku depozic apod. (Fryirs a kol., 2007).

Působení gravitace napovídá, že klíčovou roli bude hrát především sklon. Ten v kombinaci s nerovným (drsným, morfologicky členitým) povrchem působí například vznik rýh a brázd, které efektivně propojují svahy s říčním systémem. Na hladkém povrchu spád nezpůsobuje až tak dramatické změny (Bracken a Croke, 2007).

V některých případech se samostatně mluví přímo o drsnosti povrchu, která vyplývá nejen z topografie, ale je ovlivněna i vegetací. V souvislosti se stanovením konektivity je zmiňována velice často, například Borselli a kol. (2008) ji přímo zahrnuje do výpočtů. Při konkrétnějším pozorování je možné ji rozlišit na drsnost tvarů a hydraulickou drsnost. První zmíněná vytyčuje trasu cest pohybu vody a sedimentů, druhá popisuje podporu vsakování vody nebo zpomalení pohybu atp.

2.4.2 Vegetační pokryv a využití krajiny

Vegetace je jedním z nejdůležitějších faktorů, a to především z hlediska své propojenosti se všemi ostatními faktory. Je hlavním činitelem ovlivňujícím konektivitu povodí ve všech měřítkách (prostorových i časových). Primárně redukuje splach povrchu způsobený srážkami, působí pozitivně na infiltraci vody, a tím zvyšuje hydraulickou vodivost. Kromě toho velkou mírou ovlivňuje trasy pohybu vody a sedimentů, zadržuje vodu v povodí apod. Již mnoho výzkumů (např. Ludwig a kol., 2005 v Bracken a Croke, 2007, Sandercock a Hooke, 2011) potvrdilo vliv prostorového rozmístění vegetace a obnažené půdy na odtok.

Změny z přirozené vegetace na kultivovanou a nárůst ploch zemědělské půdy zvyšují míru půdní eroze, což prokázaly již výzkumy z 90. let (Bracken a Croke, 2007). Bylo prokázáno, že proměna orné půdy na louky a pastviny redukuje množství odnášených sedimentů. Vysoký podíl na snížení transportu materiálu v území má kromě přeměny na přirozenější krajinný pokryv také zvýšení fragmentace krajiny (Jordan a kol., 2005). Tyto a další aspekty vlivu hustoty a distribuce vegetace v zájmovém území byly mnohokrát modelovány a bylo prokázáno, že nárůst množství vegetace snižuje konektivitu povodí (Cabezas a kol., 2009, Sandercock a Hooke 2011, López-Vicente a kol., 2012, Emanuel a kol., 2013).

Důležitým jevem, který přispívá k rozvoji výzkumů konektivity povodí, je odnos živin ze zemědělsky využívaných ploch. Podrobné mapování konektivity přispívá k lokalizaci zdrojových oblastí velkého množství odnášených živin. Tím je možné napomoci potenciálnímu zmírnění odnosu, nejčastěji změnou managementu v dané oblasti, případně dalšími možnostmi jako jsou třeba zachytávací pasti na sedimenty (zařízení nebo uměle vyhloubené deprese v terénu pro zachytávání sedimentů) apod. (Shore a kol., 2013).

Reálně však nelze spoléhat na stejné využití krajiny ani stejný krajinný pokryv dvou ploch v zájmovém území ve smyslu přispívání stejnou měrou k množství transportovaných sedimentů (případně látek a živin) z povodí. Za předpokladu vynechání ostatních faktorů působení v území je hlavní příčinou rozdílů impakt antropogenního činitele ve formě odlišných způsobů obhospodařování krajiny (obdělávání zemědělské půdy, lesní hospodářství apod.) nebo odlišná druhová rozmanitost vegetace (Lane a kol., 2009).

Co se týče změn využívání krajiny vlivem člověka, s nárůstem nepropustných ploch v důsledku zástavby se samozřejmě zvyšuje povrchový odtok v krajině a s tím souvisí zvýšení hydrologické konektivity. Zároveň se ale jeho působením snižuje množství materiálu, které by mohlo být odnášeno (Barron a kol., 2009).

2.4.3 Klima

Režim odtoku v povodí je dán nejen topografií, ale především také distribucí srážek. Neustále jsou v povodí oblasti podpovrchové vody, která je propojena se systémem pouze při srážkových epizodách. Velké rozdíly nastávají především při přívalových deštích v poměrně suchém povodí oproti povodí s nasycenými půdami. Již Wischmeier a Smith (1978) popsali erozní účinnost dopadajících kapek a přispěli k jejímu číselnému vyjádření. Tato erozivní účinnost v kombinaci se vznikem povrchového odtoku vytvářejícího rýhy, odtokové kanály apod. je základem při pozorování konektivity povodí vlivem srážek.

Kromě toho srážkové epizody především v podobě dlouhotrvajících srážek nebo intenzivních přívalových dešťů jsou stěžejními při vzniku konektivity a vodní eroze. Prostorové

určení konektivity a celkovou propojenost povodí pak určuje zejména kolísání srážek v čase a rozložení srážek v daném povodí.

Problémem pozorování vlivu klimatických podmínek regionu je zejména komplexnost těchto procesů, tedy je poměrně složité exaktně diverzifikovat, co a do jaké míry způsobuje průběh konektivity v území (Bracken a Croke, 2007).

Klima kontroluje zejména odtok v usměrněných cestách a korytech, neboť plošný odtok je složitý k vyhodnocení. Z tohoto hlediska víceméně záleží na nasycenosti povodí. Obecně se pak dá říci, že konektivita ve vlhčím klimatu bude závislá na propojení nasycených oblastí a říční sítě (Bracken a Croke, 2007).

2.4.4 Antropogenní činitel

Vliv člověka na konektivitu povodí je pozorován hlavně v souvislosti s využitím krajiny a krajinným pokryvem. Kromě toho propojení krajiny napomáhá i například silniční a železniční síť, které by do vyhodnocení konektivity měly být zahrnovány (Borselli a kol., 2008). Persichillo a kol. (2017) zdůrazňuje, že v současnosti je naprostá většina změn v povodí důsledkem působení člověka a snaží se kvantifikovat různé způsoby antropogenního ovlivnění.

Jelikož konektivita povodí zahrnuje nejen vodu a sedimenty, ale také látky v nich obsažené, je nutné pohlížet na antropogenní vliv jako na jeden z řídících faktorů v tomto směru. Některé látky nebo jejich zvýšené množství jsou často v povodí přítomny právě kvůli působení člověka a mnohdy stačí pouze malé množství přenášeného materiálu s určitými substancemi, které mohou následně ohrozit biodiverzitu (Soranno a kol., 2015)

2.5 Stanovení konektivity

Konektivita povodí se jako samostatný proces začala vyhodnocovat poměrně nedávno. Přesto do jisté míry je často i v této době spojována s vodní erozí a jejími projevy v krajině. K jejímu stanovení se používají především indexy a modelování spočívající velkou mírou v topografii a krajinném pokryvu (Borselli a kol., 2008). Ke stanovení vodní eroze a množství odnášených sedimentů, případně analýze způsobu a tras jejich odnosu, bylo vytvořeno velké množství modelů, přesto tyto modely jsou primárně zaměřeny na určení zmíněného množství odnosu materiálu a konektivita je vyhodnocována většinou nepřímou. V současnosti existují pouze dva přímé způsoby vzniklé za účelem analýzy konektivity: stanovení indexu konektivity

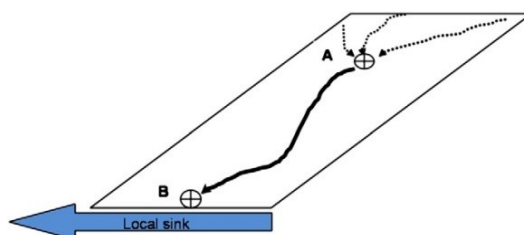
dle Borseliho a kol. (2008) a software SedInnConnect 2.0 (Cavalli a kol., 2014). Tyto dva přístupy kvantifikují konektivitu na základě vlastností povodí a určují její míru pomocí indexu konektivity.

Kromě těchto dvou přístupů existuje řada dalších, jejichž využití je v této oblasti limitované, přesto jejich rozšířením vzniká možnost modelování konektivity.

2.5.1 Index konektivity dle Borselliho

Základním principem stanovení indexu konektivity je pravděpodobnost propojení (potenciální konektivita povodí) dvou míst v území na základě vstupních parametrů. Z obecného hlediska vyhodnocuje konektivitu mezi dvěma body, kdy pravděpodobnost, že sedimenty dorazí z lokace A do lokace B, je nepřímo úměrná vzdálenosti mezi body (obr. 2).

Tento postup pracuje v iniciačním kroku topografií území, kdy předpokládá, že z určitého zdrojového bodu A bude hlavním důvodem pohybu sedimentů do bodu B sklon a určité prostorové překážky (Borselli a kol., 2008).



Obrázek 2: Princip vzniku konektivity dvou míst v území

Zdroj: Borselli a kol. (2008)

Vyjádření této veličiny bylo testováno jak v prostředí počítačových softwarů, tak v terénu a pomocí empirického výpočtu, který byl vyjádřen jako:

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) \quad (1)$$

kde D_{up} je tzv. horní komponent a D_{dn} dolní komponent.

Horní komponent je označením pro potenciál sestupného pohybu sedimentů vyprodukovaných ve zdrojové oblasti, označuje tedy pravděpodobnost prvotního vzniku tohoto pohybu.

Dolní (či spodní) komponent vyjadřuje váženou vzdálenost, kterou tyto sedimenty urazí. Do procesu vstupuje několik dalších činitelů ovlivňujících oba komponenty a tím utvářející míru potenciální konektivity (obr. 3).

Horní a dolní komponent jsou zejména ovlivněny topografií území, využitím krajiny a hydrologickými podmínkami zájmového území. Pro jejich výpočet je podstatné každé

pohybové trase přiřadit váhu (W), která bere v úvahu podmínky daného území. Jako další je potřeba faktor sklonu (S), neboť jakýkoliv pohyb sedimentů se zastaví při nulovém sklonu.

Z těchto jednotlivých faktorů lze vyjádřit rovnice pro horní i spodní komponent. Pro spodní komponent vypadá rovnice:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (2)$$

W_i je váha i -té buňky (bezrozměrná veličina), S_i sklonitostní gradient té samé buňky (m/m) a d_i je její délka podél směru pohybu (m).

Horní komponent rovnice je počítán rovnicí:

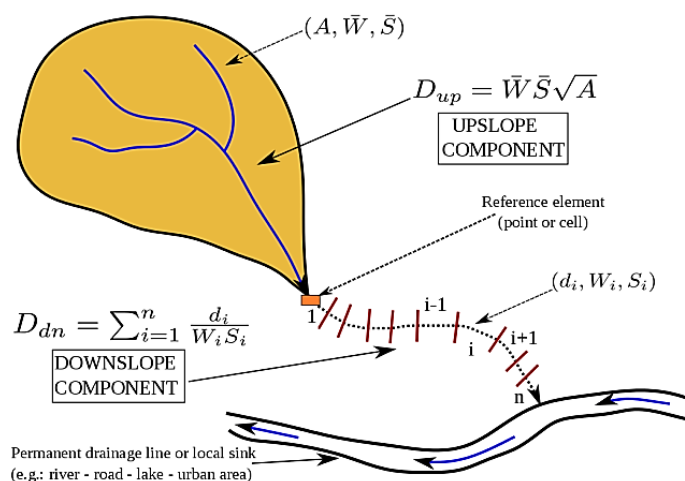
$$D_{up} = \overline{WS} \sqrt{A} \quad (3)$$

V tomto vzorci je W průměrným váhovým faktorem (většinou drsnost území) zdrojové oblasti vrcholných částí povodí [bezrozměrná veličina], S je průměrný sklon této oblasti [m/m] a A je plocha zdrojové oblasti [m²].

Z obou částí je následně možné přistoupit k samotnému výpočtu indexu konektivity (IC = Index of Connectivity):

$$IC_k = \log_{10} \left(\frac{D_{up,k}}{D_{dn,k}} \right) \quad (4).$$

Index k poukazuje na to, že každá ploška v pozorované oblasti má svoji hodnotu indexu konektivity, tedy má určitý potenciál pro propojení s jinými ploškami. Hodnoty mohou nabývat od $-\infty$ do $+\infty$ s ohledem na to, že se stoupajícími hodnotami indexu se zvyšuje konektivita v terénu, nulová konektivita prakticky neexistuje, přesto hodnoty, které se k ní blíží, určují omezené možnosti propojení (Borselli a kol., 2008).



Obrázek 3: Definice horního a dolního komponentu pro výpočet indexu konektivity v území
Zdroj: Borselli a kol. (2008)

2.5.1.1 Faktory zohledněné v rovnici

Pro výpočet indexu konektivity dle Borselliho jsou potřeba již zmíněné váhové veličiny. Jak již bylo řečeno, jsou to faktory S pro sklonitost a W pro popis odtoku v kombinaci s tokem sedimentů ovlivněných vegetací a drsností povrchu. Pro výpočet horního komponentu je taktéž potřeba zdrojová oblast (Cavalli a kol, 2013).

2.5.1.1.1 Sklon

Sklon může být jednoduše popsán rovnicí:

$$S = \sin \alpha + S_0 \quad (5)$$

Ve vzorci α označuje sklon daného místa a S_0 má určenou hodnotu, a to 0,005. Tento výpočet slouží k odstranění nulových hodnot, což odstraní možnost nulového výsledku nebo naopak výsledku nekonečna. Tímto způsobem je definovaná 0,005 určena jako minimální sklon (Borselli a kol., 2008).

V horských povodích, kde byl také implikován tento postup, byl sklon omezen nejen minimální hodnotou ale navíc i maximální. Při modelování konektivity v horských povodích je elementárním činitelem utváření krajiny především vysoký sklon napomáhající vzniku lavin a způsobující skalní řízení. Z obecné definice tyto procesy nepatří do vyhodnocení konektivity povodí, proto je určena i horní hranice sklonu při výpočtech na 1 m/m (Cavalli a kol., 2013).

2.5.1.1.2 Váhový faktor

Faktor W vychází z charakteristik reliéfu ovlivňujících míru odtokových procesů a toku sedimentů. Základní tři činitelé pro toto zhodnocení jsou drsnost území, vlastnosti vegetace a vlastnosti půdy. Borselli a kol. (2008) využívá jako váhový faktor vegetační pokryv vycházející z ochranného vlivu vegetace C z rovnice USLE, zároveň doporučuje využít jako váhu nejdůležitější parametr vlivu dle vlastností zvoleného území pro výzkum (Cavalli a kol., 2013)

2.5.1.1.2.1 Drsnost povrchu

Pro drsnost povrchu dodnes neexistuje jednotná definice. Obecně se však tímto termínem myslí vyjádření variability topografie území v určitém měřítku, které je determinováno velikostí pozorovaných krajinných prvků (Grohmann a kol., 2010).

Je vysoce dynamickým faktorem a tím, že mnohdy určuje cesty odtoku, je velice důležitým z hlediska konektivity v krajině obecně. Pro výpočet konektivity povodí se určuje ve formě indexu drsnosti povrchu. Rovnice pro tento index je:

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{25} (x_i - x_m)^2}{25}} \quad (6).$$

V rovnici číslo 25 označuje 5x5 buněk gridu, x_i je hodnota specifické buňky residuální topografie a x_m průměrná hodnota těchto buněk.

Váhový faktor vycházející z drsnosti terénu je následně vyhodnocen jako:

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{MAX}} \right) \quad (7).$$

RI_{MAX} v tomto případě označuje maximální hodnotu indexu drsnosti RI vybraného území. I v tomto případě je určena mezní minimální hodnota a to 0,001.

Výhodou váhového faktoru drsnosti povrchu je zejména menší potřeba dat. V tomto případě je pro výpočet nutná dostupnost kvalitního digitálního modelu terénu (Cavalli a kol., 2013).

2.5.1.1.2.2 Vegetační pokryv

V určení indexu konektivity je využíván jako faktor vegetační pokryv ve formě Corine Land Cover s odlišenými krajinnými typy nebo faktor ochranného vlivu vegetace C vycházejícího z rovnice USLE (případně revidované verze RUSLE). Ten je vyjádřen jako faktor poměru smyvu na vybraném území ku poměru smyvu na jednotkovém pozemku s trvalým úhorem (pozemek určený pro potřeby rovnice). Čím větší je jeho hodnota, tím větší je náchylnost půdy k erozi. Pro potřeby indexu konektivity Borselli a kol. (2008) zjednodušeně vyjádřil W jako faktor C, tedy jako vztah krajinného pokryvu a ztráty půdy.

Bere v potaz především skutečnost, že pokud segment pohybujících se sedimentů bude mít ve směru svého pohybu les s hustým podrostem, podstatné množství materiálu ztratí a naopak při průchodu přes obnažený povrch bez vegetace materiál získá. Kromě toho, je vegetační pokryv (C faktor z USLE) nejjednodušším způsobem, jak ovlivnit množství eroze. Hodnoty tohoto faktoru se pohybují mezi 0 a 1,5, kdy při nule je půda velmi dobře chráněná vegetací, zatímco hodnota blíží se k 1,5 označuje nízkou míru ochrany půdy vegetací a v podstatě jde o obdělávanou půdu, která je vysoce náchylná vůči rýhové erozi (Renard a kol., 1991).

2.5.1.1.3 Zdrojová oblast

Identifikace zdrojových oblastí je fundamentální při mapování konektivity povodí. Shore a kol. (2013) se například ve svém výzkumu zaměřili přímo na mapování kritických zdrojových oblastí (critical source areas neboli CSAs), které mohou být v menších povodích efektivně ovlivněny za účelem menší ztráty živin z povodí.

Pro lokalizaci zdrojových oblastí dle postupu Borselliho a kol. (2008) je používán algoritmus založený na sklonu, který je neomezen počtem směrů (tzv. multiple flow D-infinity approach, Tarboton, 1997) oproti původnímu algoritmu spočívajícímu v základních 8 směrech (tzv. single-flow direction). Významné je to obzvláště v horských povodích, neboť tam převládá poměrně divergentní pohyb založený právě na sklonu (Cavalli a kol., 2013).

2.5.2 Poměr odnosu sedimentů (Sediment Delivery Ratio)

Sediment delivery ratio (SDR) neboli poměr přenosu sedimentů se začal používat k už v 70. letech 20. století v první řadě pro potřeby přenosu sedimentů a materiálu z povodí. Může být vyjádřen třemi způsoby. První způsob je výpočet vzorcem:

$$SDR = \frac{Y}{E} \quad (8).$$

Ve vzorci představuje Y průměrné množství sedimentů a E průměrnou erozi, obojí za rok na vybraném území. Výsledkem rovnice je množství sedimentů, které jsou transportovány ze zdrojové oblasti v porovnání s těmi, které jsou erodovány, ale netransportovány. SDR nabývá ve většině případů hodnot mezi 0 a 1 dle sedimentace ovlivněné a způsobené hlavně kapacitou území a možností vzniku depozic, případně změnou odtokového režimu. Ve výjimečných případech může být výsledná hodnota větší než 1. Bývají to nicméně situace nenadálé jako

například silná eroze říčního koryta a břehů při povodních, kdy eroze vysoce dominuje nad sedimentací (Lu a kol., 2004).

Dalším z přístupů je výpočet pomocí rovnice:

$$SDR = \alpha A^\beta \quad (9),$$

kde α a β označují empirické parametry a A plochu povodí [km^2]. Tato rovnice je velice jednoduchá, bohužel je to ale vyváženo neschopností vyjádření jakéhokoliv vlivu fyzických procesů v povodí na množství nebo pohyb sedimentů (Lu a kol., 2004).

Třetí možností vyhodnocení SDR je formou modelů. Tyto modely jsou soustředěny i na základní procesy z hydrologie a SDR je určováno na základě propojenosti odtoku/pohybu mas v krajině a eroze/sedimentace podmíněné kapacitou transportu. Na základě SDR je určováno množství odnášeného materiálu například v modelu LAPSUS.

Na základě poměru odnosu sedimentů vzniklo několik erozních modelů, vyhodnocujících množství odnosu. Kromě nich je jeho využití možné pro předpovědi reakce systému na povodně (Sivapalana a kol. 2002 v Lu a kol. 2004). V modelu jsou dva na sobě nezávislé fundamentální komponenty, kde prvním je transport sedimentů na svazích a druhým pohyb sedimentů v říční síti. Při analýze jejich interakce je „SDR“ vhodnou alternativou vyhodnocení konektivity povodí v kombinaci se zjištěním míry odnášeného materiálu (Lu a kol., 2004).

2.5.3 Stanovení konektivity terénním pozorováním

Hydrologickou konektivitu je možné určit i terénním šetřením. Princip spočívá stejně jako u zjišťování hodnot v prostředí GIS v rozdělení území dle horního a dolního komponentu. Nejpodstatnější v této metodě je určení vzdálenosti ze zdrojových oblastí do míst ukládání sedimentů.

Vyhodnocování v terénu je obecně silně ovlivněno vlastním úsudkem, znalostmi a pozorovacími schopnostmi. V tomto případě je také silně propojeno s událostmi, které v krajině vytvořily určité znaky a důkazy konektivity.

Na základě příspěvu k míře konektivity je oběma komponentům přiřazeno lokální hodnocení (tzv. local score), které je vypočítáno dle ovlivnění jednotlivými parametry. Mezi tyto parametry patří vzdálenost k místu uložení sedimentů, přítomnost prvků sedimentace podél tras přenosu, přítomnost (a míra) keřovité vegetace, která brání možnému přenosu, a v neposlední řadě obecně faktory odporující či napomáhající pohybu, jako jsou vegetační

pokryv, drsnost povrchu nebo míra orné půdy (Borselli a kol., 2008). Návrh protokolu ke zjištění indexu konektivity v terénu je v příloze 1.

Vyhodnocením jednotlivých parametrů je poté jednoduchým vzorcem spočítána konektivita obou komponentů označených S_u (horní) a S_d (dolní):

$$S_u = A_u + B_u + W_u Cu_1 + (1 - W_u) Cu_2 \quad (10),$$

$$S_d = A_d + B_d + C_d + W_d Dd_1 + (1 - W_d) Dd_2 \quad (11).$$

A_u a A_d označují vzdálenosti k místu uložení sedimentů, B_u a B_d prvky sedimentů vyskytující se podél trasy pohybu, C_d přítomnost křovin bránící v pohybu a Cu_1 , Cu_2 a Dd_1 , Dd_2 označují poslední skupinu faktorů zahrnující vegetaci, poměr plochy orné půdy v zájmovém území apod (Borselli a kol., 2008).

S těmito výsledky je možné následně vypočítat index konektivity FIC (= Field Index of Connectivity):

$$FIC = \frac{S_u + S_d}{2} \quad (12).$$

Výsledné hodnoty indexu se pohybují v rozmezí 0-100 a platí, že čím vyšší hodnota je, tím je konektivita vyšší. Hodnoty přes 75 už většinou poukazují nejen na vysokou míru propojení krajiny, ale také na omezené možnosti sedimentace podél transferních cest (Borselli a kol., 2008).

2.5.4 Koncept USLE/RUSLE

V roce 1978 byl v USA vytvořen Wischmeierem a Smithem empirický model USLE neboli Univerzální rovnice pro výpočet dlouhodobé ztráty půdy erozí (Universal Soil Loss Equation). Tento koncept vznikl za účelem schopnosti předpovídat množství odnášeného materiálu a následně vytvořit odpovídající protierozní ochranu. V současnosti je stále nejvyužívanějším způsobem vyhodnocení eroze a odnosu sedimentů (Panagos a kol., 2014, Ganasri a Ramesh, 2016).

Rovnice vypadá takto:

$$G = R * K * L * S * C * P \quad (13),$$

kde G je označením pro průměrnou dlouhodobou ztrátu půdy [$t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$], R je faktor erozní účinnosti deště, který zohledňuje kinetickou energii dopadajících kapek, úhrn srážek a intenzitu deště [$MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$], K je faktor erodovatelnosti (či erodibility) půd (zohledňující vlastnosti půdy a její náchylnost k erozi) [$t \cdot h \cdot MJ^{-1} \cdot cm^{-1}$], L označuje faktor délky svahu a S jeho

sklon, C je faktorem ochrany půdy vegetačním pokryvem [bezrozměrná veličina] a P je označením pro faktor účinnosti protierozní ochrany, který se používá pouze v případě, že tam nějaká taková ochrana existuje, v jiných případech se vynechává [bezrozměrná veličina] (Wischmeier, Smith, 1978).

RUSLE je revidovanou verzí této rovnice z 90. let. Změny, které byly provedeny, jsou hlavně vytvoření počítačového softwaru (zautomatizování) a způsob stanovení jednotlivých faktorů rovnice. Všechny faktory byly zpřesněny, byly u nich zavedeny nové přístupy stanovení, přehodnoceny ty stávající a v některých byly zahrnuty nové aspekty (Renard a kol., 1991).

2.5.5 Modelové nástroje vyhodnocení konektivity povodí

V současnosti existuje mnoho modelů, jejichž hlavní snahou je zhodnocení fungování povodí jako celku včetně všech procesů v něm probíhajících. Zahrnována bývá i interakce mezi jednotlivými procesy a procesy ovlivňujícími hydrologické aspekty území. Nevýhoda těchto modelů zaměřených na procesy spočívá v jejich komplexnosti. Ve většině případů je potřeba velkého množství vstupů, tedy hlavní nevýhodou je náročnost na vstupní data. Při menším množství vložených nebo charakterizovaných parametrů nastává problém s efektivitou takových modelů. S menším počtem zohledněných aspektů tato efektivita klesá (Smith a kol., 2013).

Při rozvoji těchto modelů analyzujících procesy jde zejména o ozřejmění vztahu mezi podobou (typem) povodí (topografie, vegetace, síť toků) a hydrologickou funkcí tohoto povodí (typ odtoku apod.).

Jak již bylo zmíněno, pro modely jsou kritická vstupní data. Mezi nejdůležitější spadají v první řadě osobité faktory, které ovlivňují hydrologickou funkci a lze je do modelu zahrnout (získat data). Dále se určuje relativní dopad vegetace, topografie, klimatických podmínek aj., do modelu se ve většině případů vybírá jeden hlavní parametr, který prioritně ovlivňuje celé

povodí. V neposlední řadě se zjišťují odlišnosti napříč různými typy povodí a jejich použitelnost (Smith a kol., 2013).

Pro přímé modelování konektivity je dostupný v současné době pouze jediný model – SedInConnect (Cavalli a kol., 2014). S nabývající důležitostí nicméně roste využití dalších modelů, které je možné efektivně transformovat pro mapování tohoto aspektu povodí.

2.5.5.1 SedInConnect 2.0

SedInConnect je samostatný software, který vznikl za účelem výpočtu hodnot konektivity.¹

Tento nástroj je volně dostupný s otevřeným zdrojovým kódem, což podporuje jeho širší užití a testování a zároveň získání zpětné vazby. K vývoji přispěly široké znalosti programování, díky kterým byly použity již známé skripty pro dostatečnou analýzu geografických dat, garanci přenosnosti a samozřejmě i grafická uživatelská rozhraní. Důraz byl při vývoji taktéž kladen na jednoduchost modelu a na možnost využití při téměř nulové znalosti software podobného ArcGIS (Cavalli a kol., 2014).

Software byl navržen tak, aby k jeho využití bylo potřeba vložení pouze digitálního modelu terénu a případně určitého váženého faktoru. Cavalli a kol. (2013) navrhuji použít Index drsnosti (RI) území, přesto je možné využít jiný faktor, jenž významně ovlivňuje zkoumané území. Může jím být například krajinný pokryv, využití krajiny, typy půdy na území apod.

Model také uvažuje přítomnost depresí v terénu, kanálů či stok, které nejsou přímou součástí povodí, ale hrají významnou roli v zachytávání sedimentů. Dokud taková deprese není plná, nepřetéká a nestává se tak součástí povodí, je nutné ji zohledňovat jako samostatnou jednotku. Nicméně některé takové deprese nemusejí být skutečně deprese v terénu, ale nesrovnalosti v datech, proto je doporučeno nejdříve použít funkci na odstranění těchto umělých depresí (*Pit Remove*) v softwaru TauDEM, který zvýší jejich nadmořskou výšku na minimální výšku proudění v jejím okolí (Cavalli a kol., 2014).

Obecně je také při použití nezbytné území větší, než je velikost povodí, a to kvůli vyhnutí se chybám v jeho hraničních oblastech. Poslední věc, která se při použití softwarů musí brát v potaz, je velikost vstupních dat a velikost volné operační paměti (RAM) v počítači. Je nutné, aby velikost vstupů nepřesáhla polovinu kompletní velikosti RAM (Cavalli a kol., 2014).

¹ K použití tohoto softwaru je třeba instalace nástroje TauDEM, který počítá některé základní hydrologické funkce. (USU, 2017)

2.5.5.2 LAPSUS 5.0

LAPSUS („landscape process modelling at multi-dimensions and scales“; Schoorl a kol. 2000) je poměrně jednoduchý model vývoje krajiny. Model vznikl na základě výzkumů dělaných již v 70. letech 20. století (Kirkby, Foster a Mayer ve Schoorl a kol., 2000 a 2001). Tyto dřívější výzkumy vycházejí z předpokladu, že hlavní řídící silou při transportu sedimentů je potenciální energie proudící vody. Kromě toho je předpokládáno, že rozdíl mezi vstupem a výstupem sedimentů je roven množství uložených sedimentů v konkrétních místech (byla stanovena rovnice výpočtu).

Původním záměrem modelu byla simulace svahové eroze a vznik depozic v měřítku povodí (Baartman a kol., 2012). Postupně byl model rozšířen. Kromě eroze a sedimentace je LAPSUS nyní schopen modelovat erozi půdy orbou, plížení, sesuvy půdy, kolaps svahu, soliflukci, zvětrávání a tektoniku.

Jak již bylo nastíněno, model funguje na základě již dříve vyvinutých rovnic. Každá z částí modelu funguje dle jedné z těchto rovnic v kombinaci s parametry a vlastnostmi, které může uživatel s ohledem na konkrétní terén pozměňovat. Kromě zvětrávání jsou všechny procesy založeny hlavně na sklonu území, v kombinaci s dalšími parametry typickými pro konkrétní proces.

Pro vodní erozi a depozice materiálu se používá rovnice Kirkbyho z roku 1971 (v Schoorl a kol., 2000 a 2001):

$$C_{s,t} = Q_{s,t}^m \cdot \Lambda_{s,t}^n \quad (14),$$

kde C je označením pro kapacitu transportu sedimentů [m] v čase t [rok] a prostoru s [m], Q je zlomek odtoku [m] a Λ tangentu sklonu [-]. Parametry m a n jsou v rovnici exponenty odtoku a sklonu.

Skutečné množství sedimentů, které bude možno být transportováno, se pak zjistí kalkulací rovnice:

$$S_{s,t} = C_{s,t} + (S_{0s,t} - C_{s,t}) \cdot e^{-cellsizelh} \quad (15),$$

kde se množství sedimentů, které už jsou v transportu S_0 [m], porovnává s kapacitou C v rámci každé jednotky v povodí. To je ovšem ovlivněno komponentem e , souvisícím s velikostí jednotky a h [m], který označuje sedimentaci.

Sedimentační faktor h [m] nabývá důležitosti ve chvíli, kdy se v přenosu objeví větší množství sedimentů, než je kapacita transportu. Pak ji vypočítáme tímto způsobem:

$$h_{s,t} = \frac{C_{s,t}}{P_{s,t} \cdot Q_{s,t} \cdot \Lambda_{s,t}} \quad (16),$$

kde faktor sedimentace vyjadřuje P [m^{-1}]. Pokud je kapacita transportu vyšší než množství sedimentů, nastává eroze a sedimentaci P nahrazuje v rovnici erodibilita K [m^{-1}].

Sedimentace i erodibilita jsou reprezentovány na každé jednotce digitálního modelu terénu. Na rozdíl od faktoru erodibility K v rovnici USLE nejsou tyto hodnoty empirické a slouží hlavně ke kalibraci modelu. Co se týče hodnot, kombinace různých hodnot napovídá určité vlastnosti zájmového území. Logicky při vysokém faktoru erodibility K jsou sedimenty snadno erodovány a naopak. Nicméně kombinace nízkého K a nízké sedimentace P určuje například stav, kdy sediment se sice těžko eroduje, ale jakmile je jednou transportován, nelze snadno vytvořit depozici a je transportován na větší vzdálenosti. V každém případě však sedimentace závisí na množství transportovaných sedimentů, pokud je v oblasti nízká eroze a erodibilita, vysoký stupeň faktoru P nebude znamenat, že se v oblasti vytváří velké množství depozic (van Gorp a kol., 2015).

Všechny materiál, který může být dle výpočtu sedimentován, depozice nevytváří. Aby se předešlo nereálným výsledům v množství depozic sedimentů, které mohou nastat při numerická nestabilitě v rovnici, je určeno, že toto množství vždy závisí na nejnižší hodnotě nejvyšší sousední jednotky (van Gorp a kol., 2015).

Model byl využit na výzkumy v případech vzniku a dopadu eroze, eroze způsobené orbou, sesuvů půdy, analýza svahového pochodu creep, zvětrávání, tektoniky aj. Tyto a další výzkumné studie byly zaměřeny nejen na proces samotný, ale i na různé interakce (WUR, online 2017).

2.5.6 Další nástroje používané k vyhodnocování konektivity přímým nebo nepřímým způsobem

Kromě výše zmíněných jak výpočetních, tak počítačových nástrojů, existuje ještě řada dalších.

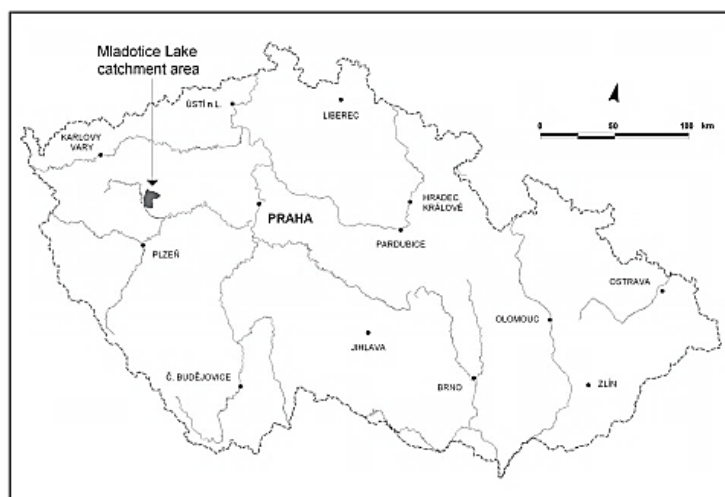
Z těch zaměřených na výpočet je kromě USLE/RUSLE ještě několik dalších nástrojů. Široce využívaný je například SWAT – Soil and Water Assessment Tool (Arnold a kol., 1998 z CSDMS, 2017), který vyhodnocuje vlivy na množství vody, sedimentů, látek a pesticidů v povodí. Další model, který stojí za zmínění, je WEPP – Water Erosion Prediction Project

(Flanagan a Nearing, 1985 z CSDMS, 2017) což, jak napovídá název, je předpovědní model. Častý je také model WaTEM-SEDEM, respektive hlavně jeho část SEDEM neboli Sediment Delivery Model (van Rompay a kol., 2001, z CSDMS, 2017) který mimo jiného vyhodnocuje transportní kapacitu.

Dalším modelem využitým při zhodnocení konektivity povodí a vodní eroze je TOPMODEL (Beven a Kirkby, 1979 z CSDMS, 2017). Ten je využíván hlavně jako součást SAGA GIS, ale je možnost využití i samostatného modelu. Za zmínku stojí také model YANGS – Fluvial Sediment Transport Model (Slingerland, 1994 z CSDMS, 2017), AnugaSed pro simulace transportu a ukládání sedimentů (Perignon, 2009 z CSDMS, 2017), CHILD neboli Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model (Tucker a Bras, 2000 z CSDMS, 2017), CAESAR (Coulthard a kol., 2002 z CSDMS, 2017) a mnoho dalších. Odlišnost využití modelů spočívá nejen v podmínkách daného prostředí, ale především ve vstupních datech modelů.

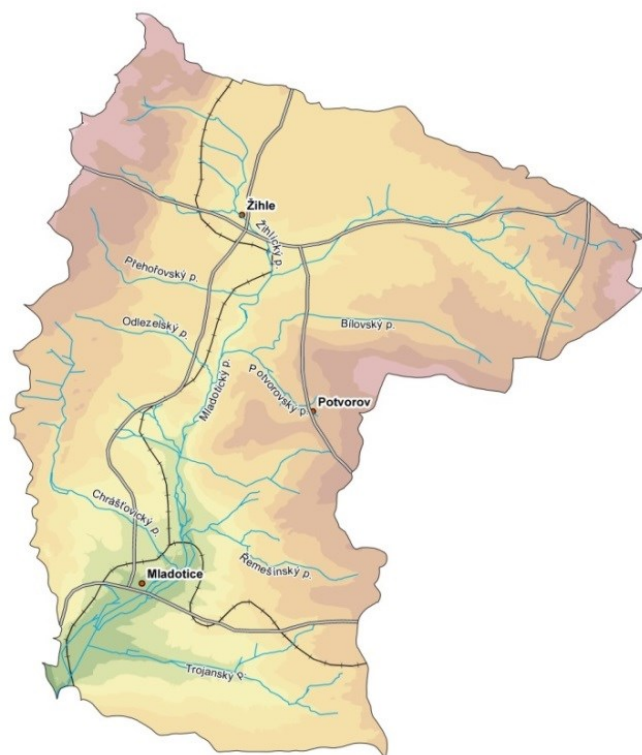
3 Charakteristika zájmového území

Zájmovým územím vhodným pro aplikaci zvolené metodiky se stalo povodí Odlezeleckého jezera, respektive celého Mladotického potoka, který toto jezero odvodňuje. Většina území se nachází v Plzeňském kraji, konkrétně v okrese Plzeň-sever, a částečně také zasahuje do okresu Rakovník, spadajícího pod Středočeský kraj.



Obrázek 4: Poloha zájmového území – povodí Mladotického potoka

Zdroj: Janský a kol., 2010



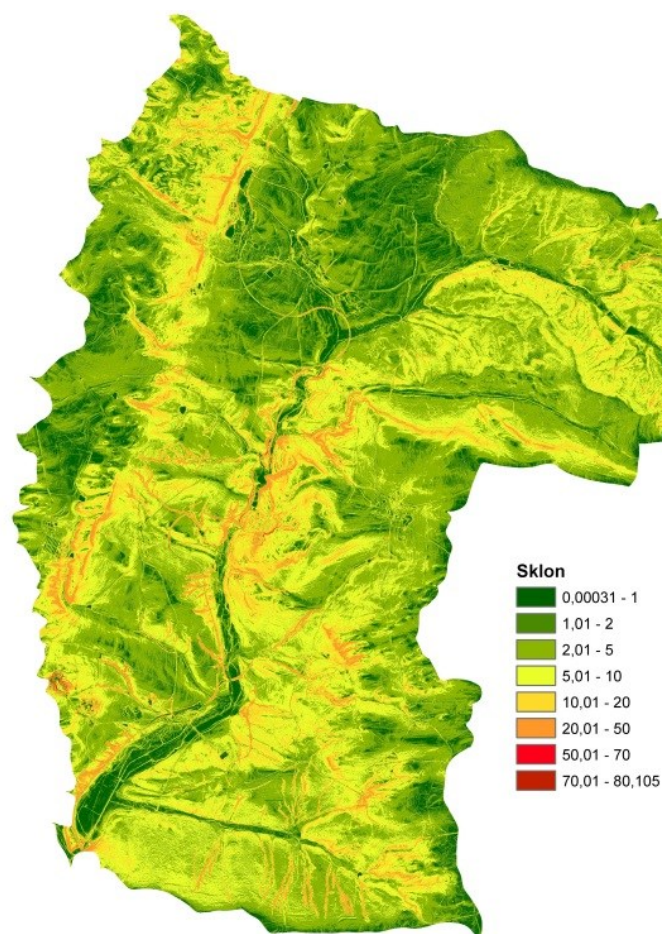
Obrázek 5: Vzhled povodí Mladotického potoka

Rozloha povodí činí 79,66 km². Nejvyšším nadmořskou výškou v povodí je 622,7 metrů a nejnižší 342,1 metrů. Průměrná nadmořská výška území je 480,7 m n. m.

3.1 Geologické a geomorfologické poměry

Povodí spadá do České vysočiny, konkrétně do subprovincie Poberounské soustavy. Území se dále rozkládá na Plzeňské pahorkatině. Naprostá většina náleží k celku Rakovnické pahorkatiny a na jihu částečně zasahuje i do Plaské pahorkatiny. Podobně je rozloženo i rozdělení k podcelkům, neboť většina území spadá pod Žihelskou pahorkatinu a na jihu zasahuje do Kaznějovské pahorkatiny. Území se rozkládá na okrscích Hornobřížské pahorkatiny, Petrohradské pahorkatiny (největší plocha), Žihelské brázdy a Rabštejnské pahorkatiny (Balatka a Kalvoda, 2006).

Většina území je rovinatá se sklonem do 10° (obr. 6), přesto se zde vyskytují i lokality se skalnatými výběžky a tedy i vysokými sklony území.

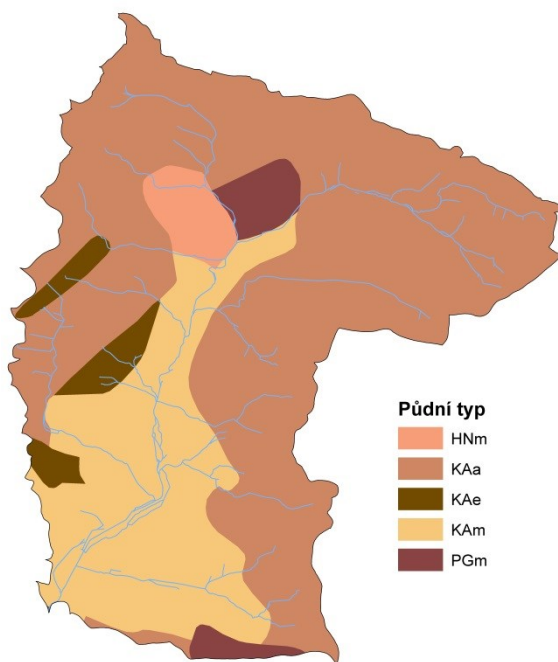


Obrázek 6: Mapa sklonů v povodí Mladotického potoka (vytvořeno na základě DEM)

3.2 Půdní poměry

Majoritní část povodí je tvořena kambizeměmi, a to převážně modálními a acidními. V západní části je také pár míst výskytu kambizemí eutrofních. Ojediněle se zde dají nalézt i pseudogleje a hnědozemě (obr. 7).

Kromě nich se v ústí Mladotického potoka objevují v nepatrných plochách i nivní půdy.



Obrázek 7: Mapa půdních typů v povodí Mladotického potoka (vytvořeno na základě dat z Geoportálu SOWAC GIS, VÚMOP, 2017)

3.3 Klimatické poměry

Dle Quitta (1971) se zájmové území nachází v mírně teplé oblasti s průměrnou roční teplotou mezi 6 a 7°C. Průměrně je zde během roku 45 letních dnů (dny, kdy maximální teplota dosáhne anebo překročí 25°) a 40 ledových (celé dny, kdy se teplota drží pod bodem mrazu). Oblast dle Köppenovy klasifikace spadá do Cfb – oceánského podnebí mírného pásma (Tolasz a kol., 2007).

Průměrné roční srážky kolísají mezi 500 a 550 mm za rok, přičemž ve vegetačním období (IV-IX) spadne obvykle 300-350 mm (Quitt, 1971). Průměrné roční úhrny srážek ze stanice Žihle však v posledních pěti letech kolísaly mezi přibližně 320 a 490 mm (tab. 1).

rok	Průměrný roční úhrn srážek [mm]
2016	429,7
2015	324,5
2014	488,4
2013	402,9
2012	380,8

Tabulka 1: Průměrné roční úhrny srážek ve stanici Žihle v posledních 5 letech

Zdroj: data poskytnuta doc. Klimentem (měření prováděné PŘF UK)

3.4 Hydrologické a hydrografické poměry

Povodí Mladotického potoka se rozkládá na přibližně 79,66 km². Délka toku je 17,3 km. Jeho pravostrannými přítoky jsou Žihelský, Přehořovský, Odlezelský a Chrástovický potok. Levostrannými jsou potoky Potvorovský, Řemešínský a Trojanský.

Mladotický potok ústí do řeky Střely, která je levostranným přítokem Berounky, potok je tedy tokem V. řádu.

Gravelliův koeficient (poměr délky rozvodnice a plochy povodí) zde vychází na 1,43, povodí je tedy protáhlého tvaru. Střední šířka povodí (poměr plochy povodí a délky toku) vychází přibližně 4,6. Říční síť má listovité uspořádání a tvar povodí je vějířovitý, neboť charakteristika povodí α (poměr plochy povodí a délky toku na druhou) se rovná 0,27. Povodí je poměrně symetrické, neboť koeficient souměrnosti (poměr plochy levých přítoků a plochy pravých přítoků) nabývá hodnoty 0,13.

Kvalitu vody v povodí zkoumala ve své práci Vacková (2014). Zdůrazňuje hlavně patrný vliv sídel a zemědělské činnosti v povodí. Celkově však vyhodnocuje poměrné zlepšení oproti znečištění malých toků v 90. letech 20. století.

3.4.1 Odlezelské jezero

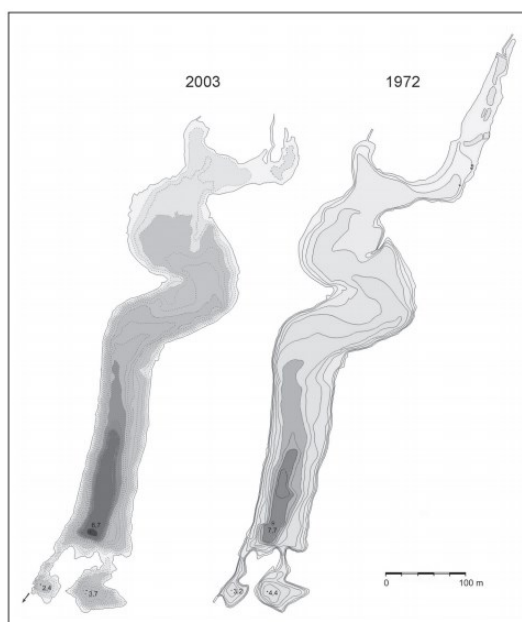
Odlezelské (někdy označováno také Mladotické) jezero se v zájmovém území nachází mezi obcemi Mladotice a Odlezly. Je unikátem z hlediska svého vzniku.

V květnu roku 1872 došlo na našem území ke dvěma velkým bouřím s vysokými úhrny srážek, které zasáhly hlavně velkou část západních Čech. Tyto extrémní podmínky způsobily sesuv části západního úbočí Potvorovského vrchu, tato masa zatarasila údolí Mladotického potoka v délce 300 metrů a postupným naplněním vzniklo jezero asi 20 m hluboké.

Zanášení jezera sedimenty začalo hned po jeho vzniku a v té době bylo pravděpodobně nejintenzivnější. Tyto sedimenty pocházely hlavně z hráze, jejíž materiál tehdy ještě nebyl zpevněn. S postupným zpevněním břehů kořeny se intenzita zanášení snížila (Janský a kol., 2010).

V pozdějších dobách na zanášení Odlezelského jezera mají největší vliv změny v land cover i land use. Od jeho vzniku až do roku 1952 nenastaly v jeho povodí žádné významné změny. Z leteckých snímků je ale patrné, že mezi lety 1952 a 1975 se roztroušené plošky zemědělských ploch pospojovaly a vznikla mnohem větší území. Do roku 1989 se plochy nadále spojovaly a zvětšovaly. Je všeobecně známo, že velké zemědělské plochy erozi podporují. V 90. letech se opět zemědělská půda rozdělovala na menší frakce (Schulte a kol., 2007).

První batymetrická měření proběhla v roce 1972 a 1990. Díky těmto měřením tak bylo možné zhodnotit zanášení jezera sedimenty. Mezi těmito roky klesla hloubka jezera ze 7,7 m na 6,3 m (Schulte a kol., 2007). Poslední batymetrické mapování bylo provedeno v roce 2017 a bylo zjištěno, že nejvyšší hloubky se nyní pohybují okolo 6 m (Hulec, 2017).



Obrázek 8: Batymetrické mapy Odlezelského jezera z roků 1972 a 2003

Zdroj: Janský a kol., 2010

Vzhledem tomu, že jezero plní funkci regulace průtoků a bylo prokázáno, že zpomaluje povodňové vlny a ovlivňuje především velikost průtoků pod jezerem, jeho zachování je žádoucí (Čuřík, 2009).

Pro sledování odnesených sedimentů Mladotickým potokem do Odlezelského jezera byl u vesnice Přehořov (na stanici Mladotice – nad jezerem) instalován výzkumnou skupinou z katedry FGG PŘF UK vzorkovač měřící množství plavenin (tab. 2).

Rok	Množství plavenin [t]
2016	56,7
2015	166,6
2014	76,7
2013	343,5
2012	182,8

Tabulka 2: Množství plavenin naměřených ve stanici Přehořov v posledních 5 letech

Zdroj: data poskytnuta doc. Klimentem (měření prováděné PŘF UK)

Největší množství bylo naměřeno v roce 2013. V tomto roce proběhla poslední velká povodeň, což přirozeně poukazuje na její nezpochybnitelný vliv v kombinaci se silnějšími srážkami na odnesené množství.



Obrázek 9: Znečištění vody Odlezenského jezera

Zdroj: vlastní foto (květen 2017)

3.5 Krajinový pokryv

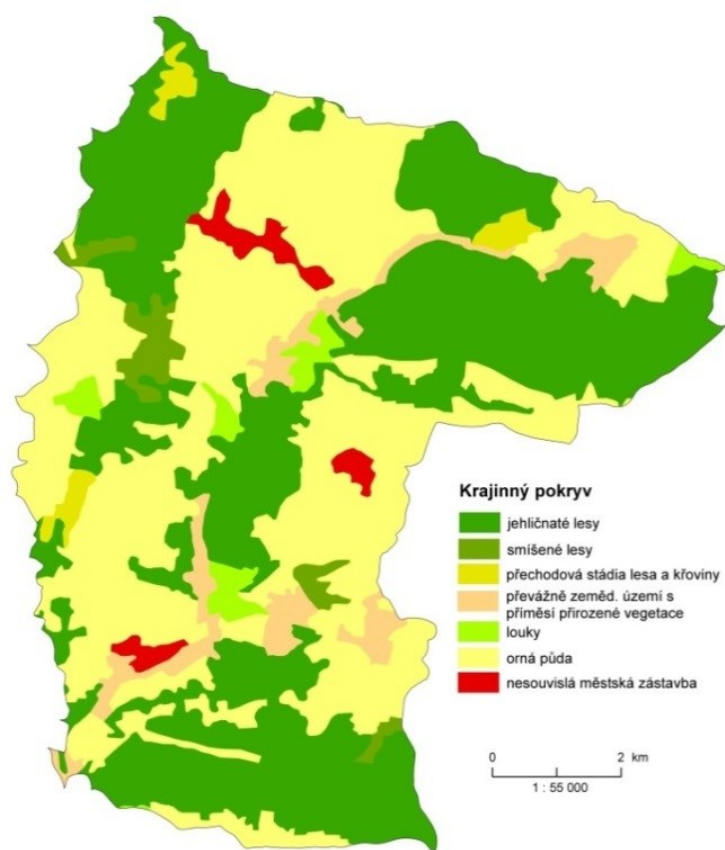
Krajinový pokryv zvoleného území se nevyznačuje žádnými výraznými prvky. Největší plochy pokrývají orné půdy a jehličnaté lesy. Jak je patrné z tabulky číslo 3, tyto dva typy společně zabírají plochu téměř 90 %, ostatní typy krajinného pokryvu, které se zde vyskytují, jsou zastoupeny pouze v malých plochách.

Typy vegetace a její rozmístění mají na konektivitu obrovský vliv. V tomto případě dva největší zástupci – orná půda a jehličnaté lesy – mají v podstatě opačný efekt na hodnoty konektivity. První zmíněný má dle obecných předpokladů tendenci zvyšování půdní eroze, zatímco lesy naopak zhoršují podmínky odnosu půdy a zadržují vodu. Proto je v tomto případě důležitá spíše jejich prostorová distribuce v povodí.

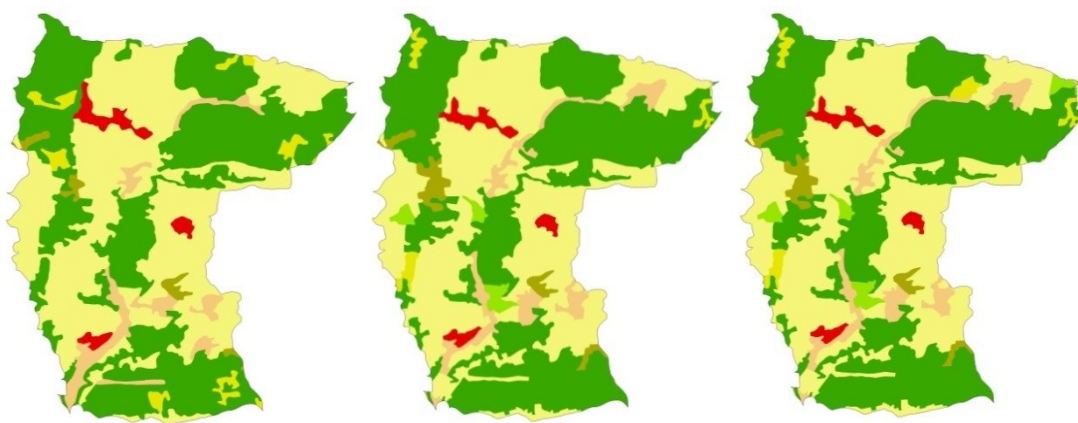
Mladotický potok protéká hlavně zalesněnými oblastmi a oblastmi s převahou zemědělství a příměsí přirozené vegetace. Přítoky prochází vždy alespoň částí ornou půdou. Od roku 1990 se krajinný pokryv v povodí proměnil minimálně (obr. 11).

Typ krajinného pokryvu	Plocha [%]
Jehličnaté lesy	43,7
Orná půda	43,5
Převážně zemědělská území s příměsí přirozené vegetace	5
Louky	2,3
Smíšené lesy	2,2
Intravilány obcí	1,8
Přechodová stádia lesů a křovin	1,5

Tabulka 3: Plochy krajinného pokryvu v %
Zdroj: vytvořeno na základě CLC (EEA, 2016)

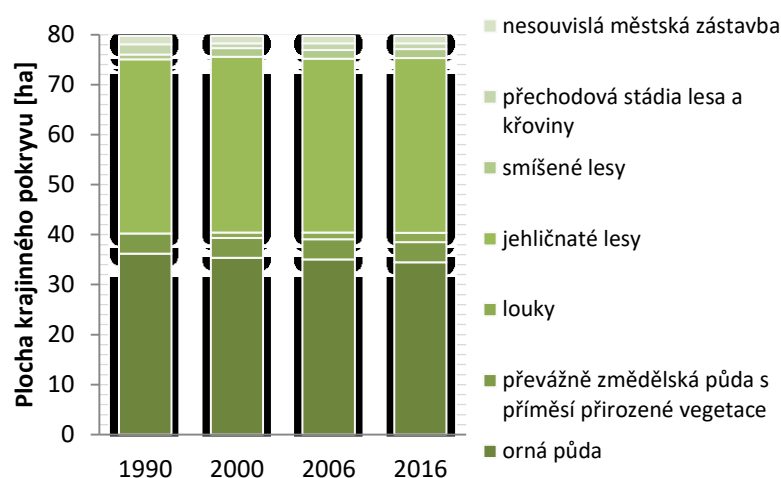


Obrázek 10: Krajinný pokryv povodí Mladotického potoka v roce 2012
Zdroj: vytvořeno na základě CLC (EEA, 2016)



Obrázek 11: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Mladotického potoka: a) 1990, b) 2000, c) 2006

Zdroj: vytvořeno na základě CLC (EEA, 2016)



Obrázek 12: Vývoj krajinného pokryvu v povodí Mladotického potoka 1990-2012

Zdroj: vytvořeno na základě CLC (EEA, 2016)

3.6 Erozní ohrožení povodí Mladotického potoka

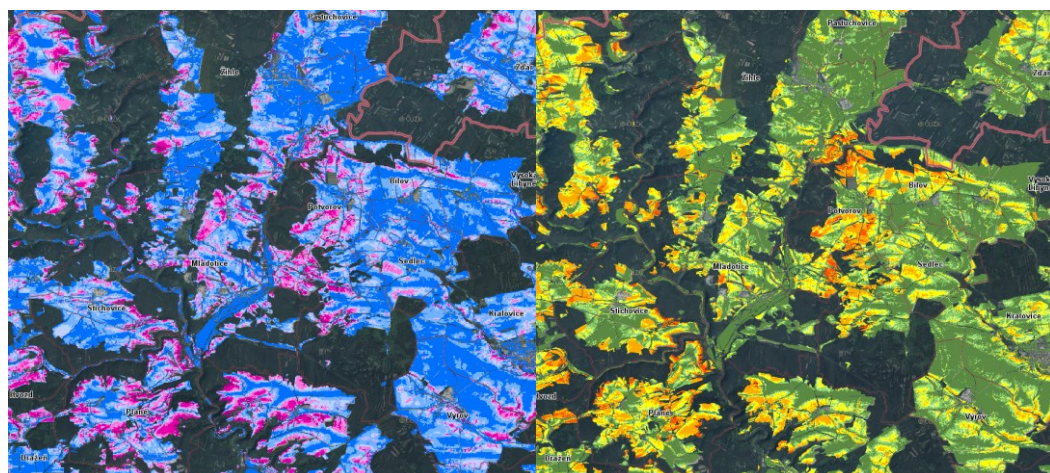
Vzhledem k procesu zanášení Odlezenského jezera sedimenty, je od jeho vzniku povodí sledováno z hlediska ohrožení vodní erozí. Například Pagáč (2014) ve své bakalářské práci hodnotil pomocí modelu WaTEM/SEDEM erozní procesy probíhající v povodí Odlezenského jezera.

Mezi nejohroženější plochy v území patří především orná půda, v některých místech dosahuje hodnota G, tedy průměrná dlouhodobá ztráta půdy z rovnice USLE, až $30 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. (obr.13). Nejohroženější místa – místa, odkud je odnášeno nejvíce materiálu – jsou v obr. 13 tmavě hnědou barvou.

Faktor délky a sklonu svahu LS a také faktor ochranného vlivu vegetace a protierozních opatření CP.Pp (obr.14) jsou k mapě dlouhodobé průměrné ztráty půdy vodní erozí analogické. První zmíněná ukazuje nejohroženější svahy tmavě růžovou a naopak nízký ochranný vliv vegetace je znázorněn oranžovou a červenou barvou (hodnoty pohybující se od 0,020 k nule).



Obrázek 13: Dlouhodobá průměrná ztráty půdy G (dle rovnice USLE), v měřítku 1 : 50 000
Zdroj: Geoportál SOWAC-GIS, VÚMOP, 2017



Obrázek 14: Faktor délky a sklonu svahu (LS v USLE) v povodí Mladotického potoka a Faktor ochranného vlivu vegetace C s protierozními opatřeními P (Cp*Pp v USLE), v měřítku 1 : 50 000
Zdroj: Geoportál SOWAC-GIS, VÚMOP, 2017

4 Metodika

Vzhledem k rychlému zanášení Mladotického jezera sedimenty, se jeho povodí a povodí Mladotického potoka stalo cílem mnoha výzkumů zaměřených na tento pohyb, jejich znečištění, rychlost zanášení a mnoho dalších aspektů. Proběhlo tu několik výzkumů zaměřených na erozi a odnos půdy a nyní je vhodným územím pro zkoumání charakteru a trasy pohybu sedimentů a hydrologické konektivity.

Pro modelování konektivity byly použity dva přímé nástroje pro její vyhodnocení a jeden nepřímý. Prvními dvěma zmíněnými je obecný GIS software ArcGIS 10.2, ve kterém je vytvořen index konektivity povodí dle postupu Borselliho a kol. (2008), a dále dva specializované modelovací nástroje, které různým způsobem modelují a kvantifikují přímo konektivitu nebo případné související procesy, jako je vodní eroze – SedInConnect 2.0 (Cavalli a kol., 2014) a LAPSUS 5.0 (neboli Landscape Process Modelling at Multi-dimensions and Scales; Schoorl, a kol. 2000).

Modely SedInConnect a LAPSUS modelují vlastní konektivitu a jejich doprovodným výstupem jsou mapy tras pohybu sedimentů. Tím umožňují detekovat místa nejvýraznější eroze a místa největší tvorby depozic. SedInConnect byl navíc přímo pro vyhodnocení konektivity v povodí navržen, je založen na počítání indexu konektivity. LAPSUS funguje více na bázi erozních modelů a to tím, že počítá konkrétní množství odnášeného materiálu.

Kalibrace použitých modelů byla provedena na základě kombinace dat z dostupných zdrojů, konkrétně pomocí hodnot a mapových výstupů z geoportálu Sowac GIS (VÚMOP, 2017), terénním zjištěním konektivity s využitím protokolu navrženého Borsellim a kol. (2008) a dále také využitím naměřených hodnot plavenin ve stanici Přehořov.

4.1 ArcGIS 10.2

Modelování konektivity v prostředí ArcGIS vychází z postupu, který navrhl Borselli a kol. (2008). V této práci byl testován na povodí Mladotického potoka.

Jako datové vstupy byly použity digitální model terénu a mapy vegetačního pokryvu. V prvním kroku byla vytvořena pomocí funkce *Slope* mapa sklonů území. Fundamentální pro správnost výpočtu je absence nul, proto je následně tato mapa přepočítána vzorcem:

$$(((Slope) == 0) * 0,005) + [Slope] \quad (17),$$

Borselli a kol. (2008) v dalším postupu zahrnuje do postupů také infrastrukturu a zastavěná území. V tomto zájmovém území jsou tyto prvky zastoupeny poměrně minimálně a

nepůsobí žádnými výraznými vlivy, proto zde byly vypuštěny a bylo přistoupeno k sérii hydrologických funkcí. Nejdříve je potřeba vytvořit hydrologicky korektní model reliéfu za využití nástrojů na odstranění depresí a umělých nádrží *Basin* případně *Fill*. Následně byly odvozeny gridy směru a akumulace povrchového odtoku pomocí funkcí *Flow Direction* a *Flow Accumulation*.

V tomto bodě je možné vyhodnotit postupně komponent dolní („downslope“) a horní části povodí („upslope“) a dochází k zahrnutí váhového faktoru do modelování. Nejdříve se tedy zkombinují dva hlavní činitele – sklon (*S*) a zvolený váhový faktor (*C*) – pomocí rovnice:

$$\frac{1}{(C * S)} \quad (18).$$

Funkcí *Flow Length* se poté určí nejdelší délka odtokových tras, přičemž v samotné kalkulaci se jako váha uvádí výsledek rovnice číslo 18. Následně se opět grid ošetří přepočtem, aby došlo k odstranění nulových hodnot. Komponent dolní částí povodí je tedy vážená vzdálenost pohybu sedimentů (Borselli a kol., 2008).

Při výpočtu komponentu horní části povodí se nejdříve vytvoří rastry akumulace odtoku pod vlivem sklonu (*S*) a vybraného váhového faktoru (*C*). Znovu je tedy využita funkce *Flow Accumulation*, tentokrát k vyjádření akumulace odtoku pod vlivem dvou základních činitelů. Jejich kombinací je vyjádřen výpočet horního komponentu povodí, který vyjadřuje odtokovou oblast (Borselli a kol., 2008).

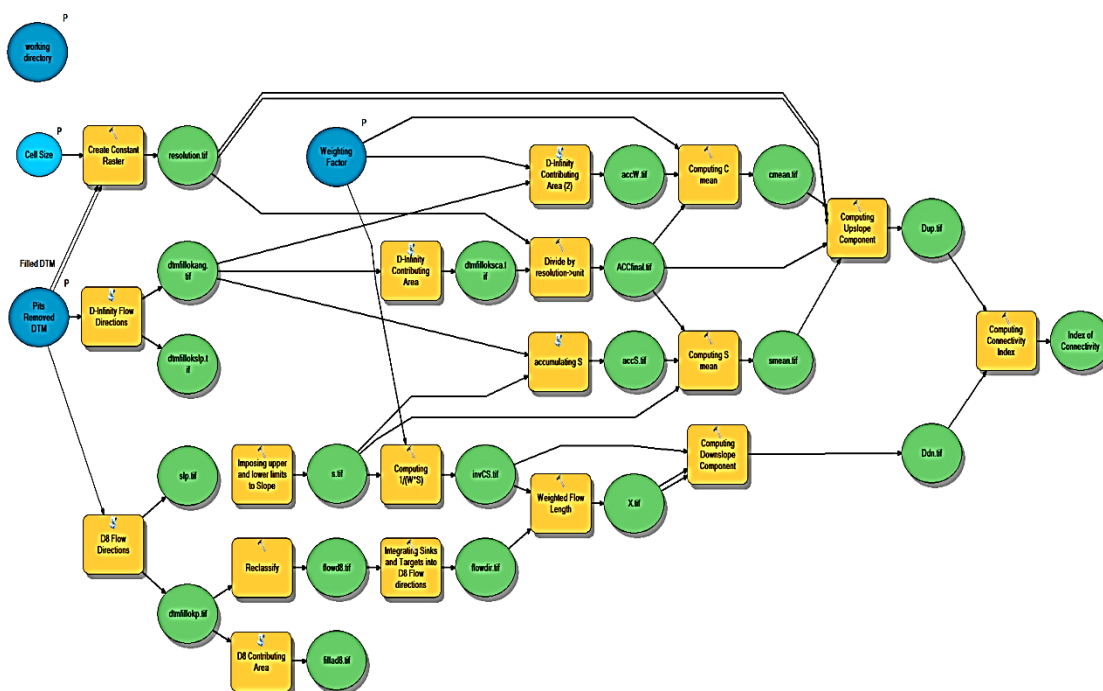
V tomto bodu je možné vyhodnotit konektivitu povodí pomocí rovnice:

$$\text{Log}10\left(\frac{Dup}{Ddn}\right) \quad (19),$$

kde *Dup* a *Ddn* jsou označeními pro horní a dolní komponent povodí. Podrobný popis průběhu modelování v prostředí ArcGIS je znázorněn na obrázku 15.

Váhový faktor pro modelování se určuje na základě nejvýznamnějšího vlivu na konektivitu. Borselli a kol. (2008) využívají ve svých výpočtech faktor *C* vyvozený z rovnice USLE (případně RUSLE) – tedy faktor ochranného vlivu vegetace. V jejich případě je využíván jako tabulkové hodnoty typů krajinného pokryvu, v tomto případě byly hodnoty podobně zobecněny a byly odvozeny z geoportálu SOWAC GIS (VÚMOP, 2017) a následně přímo přiřazeny k datovým sadám Corine Land Cover.

Cavalli a kol. (2014) navrhuje jako alternativu k vegetačnímu faktoru také Manningův koeficient drsnosti *n*, který modifikoval do indexu drsnosti povrchu (rovnice č. 20). Tato alternativa je vhodná obzvlášť pro území s vyšší heterogenitou krajiny.



Obrázek 15: Podrobný postup modelování konektivity v software ArcGIS 10.2

Zdroj: Cavalli a kol., 2014

Pro povodí Mladotického potoka byl jako váhový faktor vypočítán také tento model drsnosti území vytvořený pomocí nadstavbového nástroje *Surface Roughness*. Tato drsnost byla vypočítána z digitálního modelu terénu jako standardní odchylka residuální topografie v měřítku několika metrů (Cavalli a kol., 2014). Residuální topografie byla vypočítána jako rozdíl mezi vstupním digitálním modelem a jeho vyhlazenou verzí odvozenou zprůměrováním hodnot DMR v $n \times n$ počtu buněk pohyblivého okna. Celý výpočet je definován rovnicí:

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n^2} (x_i - x_m)^2}{n^2}} \quad (20),$$

kde n^2 je již zmíněný počet buněk $n \times n$, x_i je hodnota specifické buňky residuální topografie v pohybujícím se okně a x_m je průměrná hodnota buněk n^2 .

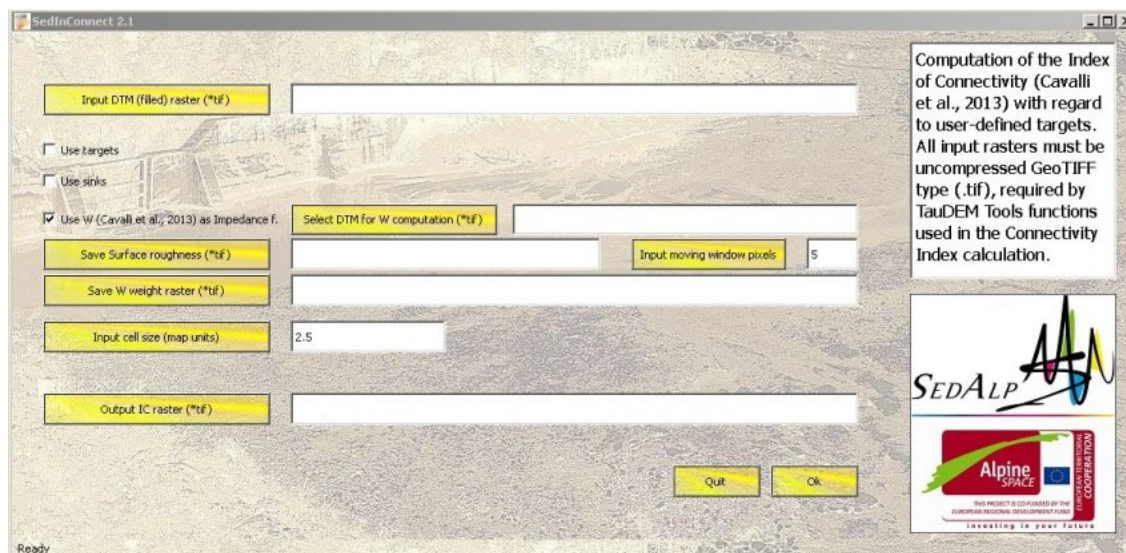
Váhový faktor je poté vyjádřen již zmíněným vztahem:

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{MAX}} \right) \quad (7),$$

kde RI_{MAX} je maximální hodnota indexu drsnosti v zájmovém území.

4.2 SedInConnect 2.0

Model SedInConnect 2.0 je nejjednodušší možností mapování konektivity povodí vhodný pro 64-bitový operační systém. Na obrázku 16 je znázorněn vzhled software. Do něj se postupně vloží vstupní data, kterými jsou jako v případě software ArcGIS digitální model terénu a váhový faktor. Všechny vstupy musí být ve formátu GeoTIFF.

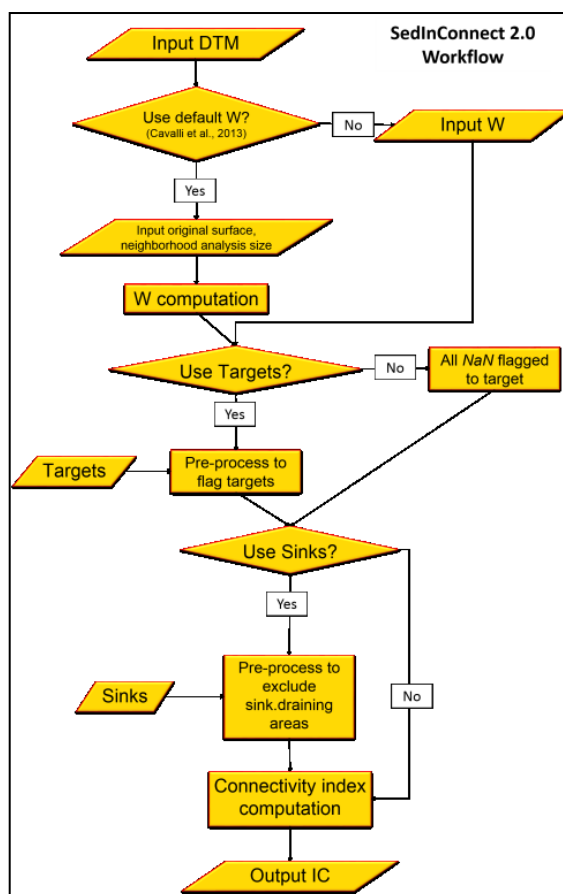


Obrázek 16: Vzhled software SedInConnect 2.0

Zdroj: Cavalli a kol., 2014

Základním vstupem je tedy digitální model terénu, který by měl být i pro tento software předem upraven, aby byl hydrologicky korektní. Jako váhový faktor si uživatel může sám zvolit, co působí ve zvoleném území nejvýrazněji. V tomto povodí jsou opět testovány drsnost povrchu a krajinný pokryv. V případě vyhodnocování vlivu pouze drsnosti terénu stačí vložit do sekce váhový faktor znovu digitální model terénu a software jako jeden z mezivýpočtů vytvoří i grid drsnosti povrchu. V případě krajinného pokryvu jsou využita stejná data jako v předchozí části – krajinný pokryv rozšířený o faktor ochranného vlivu vegetace C.

Jelikož sám model je zjednodušen do míry, kdy hydrologické funkce nejsou součástí přímého procesu výpočtu konektivity povodí, musí být paralelně využit doplňkový software TauDEM, který výpočet těchto funkcí zajišťuje. Na rozdíl od postupu v ArcGIS jsou všechny mezikroky a mezivýpočty v software SedInConnect v kombinaci s doplňkovým TauDEM odvozovány samostatně na základě vstupních dat. Obrázek 17 znázorňuje průběh výpočtu.



Obrázek 17: Průběh výpočtu v software SedIn Connect 2.0

Zdroj: Cavalli a kol., 2014

Po vložení dat není potřeba dalších zásahů uživatele. Celková kvalita výsledku závisí především na kvalitě vstupních dat. Modelování může pro změnu na základě podrobnosti a velikosti vstupních dat trvat od několika minut po několik hodin.

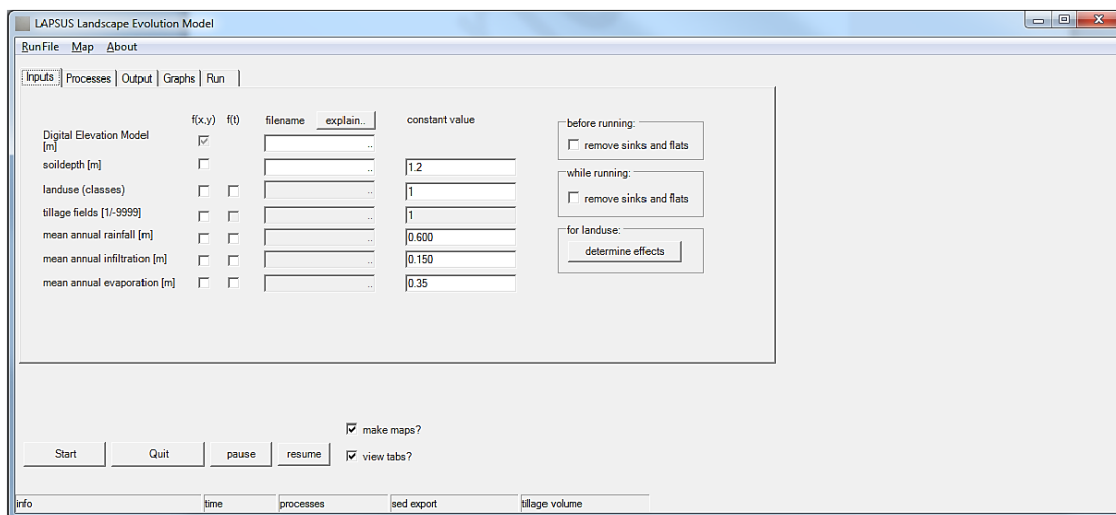
4.3 LAPSUS 5.0

Model LAPSUS funguje rovněž na poměrně jednoduché bázi, kdy je pro výpočty základním vstupem kvalitní digitální model terénu. Další data jsou pouze doplňková, mohou být vložena formou dalších jednotlivých rastrových vstupů nebo jako koeficienty. V případě vkládání dalších dat je nezbytné jejich přesné předzpracování. Konkrétně jde o sjednocení geometrických charakteristik gridu, rozsahu dat a v neposlední řadě model vyžaduje jejich uložení ve formátu ASCII. V modelu už nelze tyto vlastnosti dále upravovat, a pokud nejsou totožné, model nelze spustit.

U zbylých parametrů v tomto konkrétním případě výpočtu konektivity povodí a odnosu sedimentů postačuje zadání přímých hodnot do modelu (obr. 18). V prvním kroku potřebném

pro obecné fungování software LAPSUS se jedná zejména o hloubku půdy, průměrný roční úhrn srážek, průměrnou roční evapotranspiraci a infiltraci.

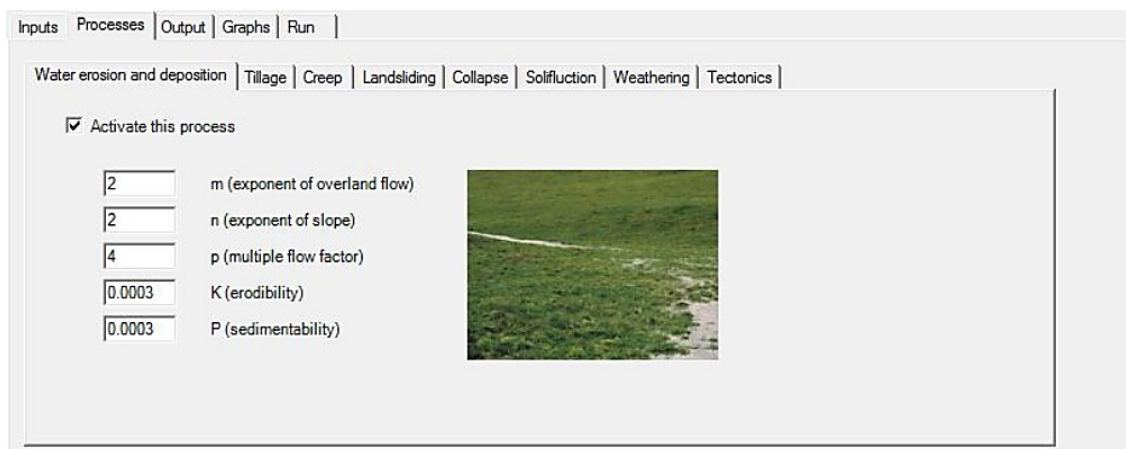
Hloubka půdy byla stanovena pro celé území jako maximální hodnota 1,2 m. Průměrné roční úhrny srážek byly získány měřením ve stanici Žihle a jsou k vidění v tabulce 1 v charakteristice klimatu zájmového území. Hodnoty evapotranspirace byly odvozeny z Atlasu podnebí Česka (Tolasz a kol., 2007).



Obrázek 18: Počáteční tabulka modelu LAPSUS pro vstup dat

Zdroj: van Gorp a kol., 2015

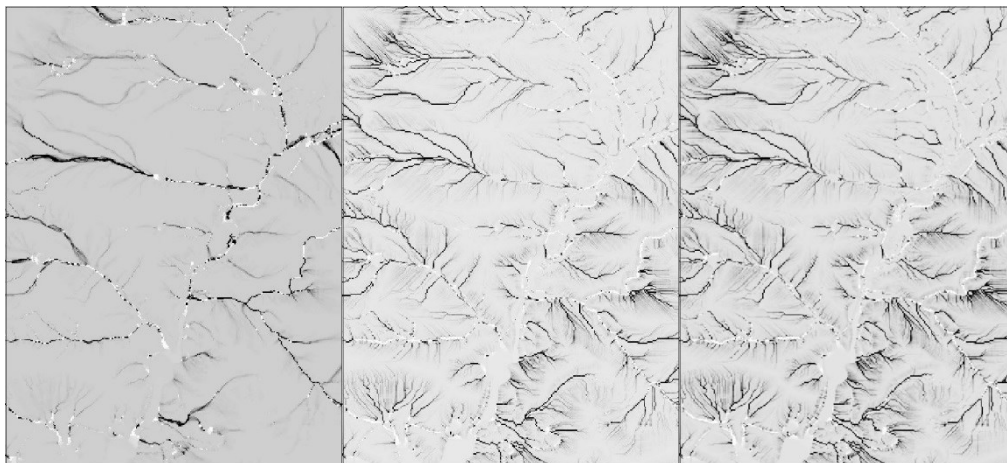
Jak již bylo zmíněno, software LAPSUS je možné aplikovat na několik procesů. V dalším nastavení modelu lze nastavit parametry jednotlivých procesů, pokud není daný proces aktivován, LAPSUS ho nemodeluje (obr. 19). Níže na obrázku 19 je představena část software LAPSUS pro modelování vodní eroze, zároveň přehledně na dalších záložkách ukazuje možnosti dalších modelovaných procesů tohoto software. Pokud daný proces chce uživatel počítat, je třeba daný proces nejprve zaškrtnout (aktivovat), než se přistoupí k úpravě dat a koeficientů.



Obrázek 19: Procesová část software LAPSUS 5.0

Zdroj: van Gorp a kol., 2015

Pro modelování eroze a sedimentace v povodí je v tomto software potřeba zadat hodnoty erodibility (erodovatelnosti) a sedimentability území. Tyto hodnoty fungují v modelu jako kalibrační parametry a vkládá se pouze jedna průměrná hodnota pro celé povodí. Většinou se hodnoty těchto faktorů pohybují mezi 0,001 až 0,000001. Na obr. 20 je znázorněna rozdílnost množství a tras sedimentů v území s využitím stejných dat na základě změn pouze faktoru erodibility.



Obrázek 20: Rozdíly ve znázornění eroze a propojenosti povodí dle hodnot erodovatelnosti: a) 0,001; b) 0,003; c) 0,006

Ve zbývajících krocích je nutné nastavit a specifikovat výstupy modelu. Tím je myšleno hlavně nastavení počtu modelovaných let, vzhled grafů, typ výstupů obecně apod. Model je stejně jako SedInConnect nenáročný na využití, ale je náročný na výpočetní čas. Tato náročnost závisí zejména na množství vložených dat a jejich podrobnosti.

4.4 Použitá data

Softwarové nástroje, využívané pro modelování konektivity nejsou sice náročné na rozsah datových vstupů, ale kvalita výsledku se odvíjí od podrobnosti a kvality vstupních dat. Fundamentálním vstupem všech využívaných modelů byl právě podrobný digitální model reliéfu. V této práci je využit digitální model terénu 5. generace neboli DMR 5G, vytvořený a distribuovaný ČÚZK (2013) na základě leteckého LiDAR (Light Detection and Ranging) snímkování (Dušánek, 2014). DMR je ve formě nepravidelné trojúhelníkové sítě bodů (TIN). Vyznačuje se vysokou přesností, neboť úplná střední chyba výšky v odkrytém terénu činí 0,18 m (v zalesněném 0,3 m). Jako výškový referenční systém pro model byl využit Balt po vyrovnaní (Bpv). Data vznikala v letech 2009 až 2013 a jsou vhodná pro široké užití i v územně

orientovaných informačních systémech vysoké úrovně podrobnost. DMR 5G je tak použitelný pro analýzy širokého rozsahu (Dušánek, 2014).

Dalšími daty využitými při modelování byly vrstvy krajinného pokryvu získané od European Environment Agency. Sestavování map krajinného pokryvu začalo v roce 1985, kdy vznikl Corine Programme (Coordination of Information on the Environment). První mapou krajinného pokryvu je Corine Land Cover (CLC) 1990, který byl sestavován na základě satelitních snímků s vysokým rozlišením. Aktualizace proběhly později v letech 2000, 2006 a zatím poslední v roce 2012. CLC pracuje s minimálními mapovými jednotkami (Minimum Mapping Unit = MMU), které určují minimální rozlohu 25 ha a minimální šířku 100 m u lineárních prvků. Základními pěti typy krajinného pokryvu, které se dále člení, jsou umělé povrchy, zemědělské oblasti, lesní a polopřírodní oblasti, mokřady a vodní plochy. Geometrická přesnost dat se pohybuje do 100 m.

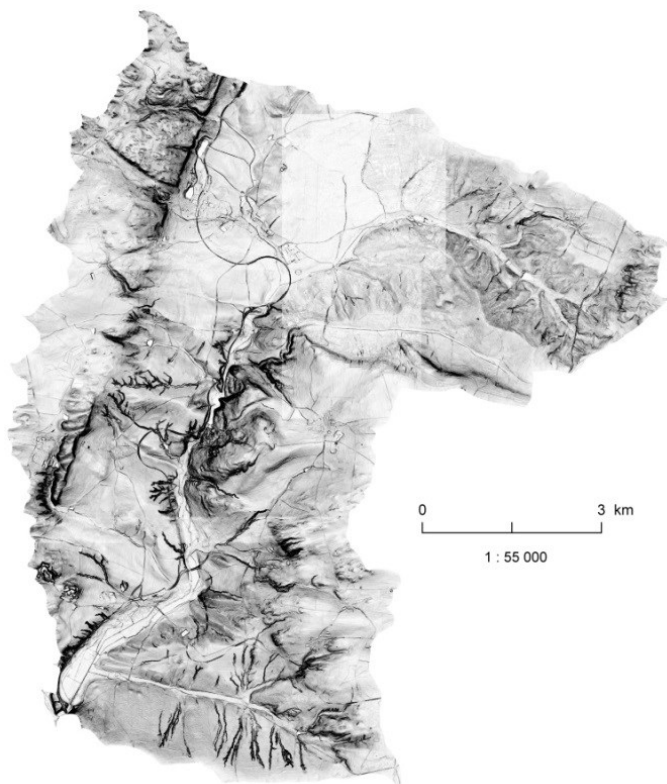
Pro potřeby modelu LAPSUS jsou nezbytnou součástí analýzy vlivu krajinného pokryvu také hodnoty erodovatelnosti jednotlivých typů pokryvu. Tato erodovatelnost (případně erodibilita) vychází z rovnice USLE/RUSLE a označuje náchylnost půdy k erozi.

Při kalkulacích v modelu funguje tento faktor jako kalibrační parametr a v systému se udává jako jednotná (průměrná) hodnota pro celé území. Hodnota tohoto faktoru se zpravidla pohybuje mezi 0,001 až 0,000001. Hodnota K byla odvozována postupně několika pokusy na části povodí Mladotického potoka, a to na povodí Odlezelského jezera s následným porovnáním hodnot odnosu sedimentů s naměřenými daty plavenin ze stanice Přehořov. Vzhledem k působení sedimentačních procesů v různých částech povodí nebylo úkolem docílit stejné výsledné hodnoty, ale získat představu o řádu hodnoty K v povodí jezera tak, aby se tato hodnota dala aplikovat na kompletní zájmové území.

Kromě tohoto přístupu byla také testována hodnota faktoru K odvozena Dostálem a kol. (2002) a také hodnota vytvořena výzkumem Panagose a kol. (2014). Panagos a kol. (2014) vytvořil mapu erodibility pro celou Evropu, pro Česko tato hodnota K vychází $0,0373 \text{ t.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$. Kalibrací tohoto výzkumu bylo porovnání s některými regionálními a lokálními výzkumy, pro oblast Česka jako porovnání sloužil právě výzkum Dostála a kol. (2002), který určil hodnotu faktoru erodovatelnosti jako $0,0342 \text{ t.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}\text{mm}^{-1}$ (Dostál a kol. 2002 v Panagos a kol., 2014).

Pro postup v ArcGIS sestavený Borsellim a kol. (2008) a pro software SedInConnect je dalším vstupem drsnost povrchu, která zde plní funkci váhového faktoru. V modelu zpracovaném v rámci ArcGIS byla drsnost odvozena z digitálního modelu terénu pomocí nástroje Surface Roughness, který patří k nadstavbovým nástrojům vytvořeným Cavallim a kol. (2013) speciálně pro účely modelování konektivity. Pro software SedInConnect může být

použita tato samostatně vytvořená drsnost nebo může být vypočítána interně jako jeden z mezikroků při výpočtu konektivity povodí (obr. 21).



Obrázek 21: Mapy drsnosti povrchu jako váhového faktoru při mapování konektivity (vytvořeno na základě DMR v software ArcGIS 10.2)

Posledním datovým vstupem, využitým hlavně v modelech LAPSUS jsou srážkové úhrny. Pro potřeby modelu LAPSUS jsou používány průměrné roční úhrny srážek, které se vkládají do modelu samostatně. Pro řešení práce byly využity naměřené hodnoty z posledních 5 let, z období 2012-2016, ze stanice Žihle (tab. 1).

4.5 Terénní verifikace konektivity v zájmovém území

Pro terénní zjištění konektivity bylo vybráno malé území v povodí Mladotického potoka, na kterém byl testován terénní protokol navržený Borsellim a kol. (2008). Tento protokol je uveden v příloze 2. Terénní zjištění spočívá ve stanovení postupně horního a dolního komponentu indexu konektivity, a to pozorováním vybraných vlastností reliéfu a jeho využití. Každá z pozorovaných hodnot může nabývat určitých hodnot nebo charakteristik, dle kterých se jim následně přiřadí skóre vyjadřující obecně jeho vliv a působení. Skrz toto skóre se jim přiřadí konkrétní číslo, které následně vstupuje do výpočtu.

Rovnice pro horní a dolní komponent povodí vypadají takto:

$$Su = Au + Bu + W_u Cu_1 + (1 - W_u) Cu_2 \quad (10),$$

$$Sd = Ad + Bd + Cd + W_d Dd_1 + (1 - W_d) Dd_2 \quad (11).$$

V těchto rovnicích Au/Ad označuje vzdálenosti k místu uložení sedimentů, Bu/Bd prvky sedimentů vyskytující se podél trasy pohybu, Cd přítomnost křovin bránící v pohybu, Cu_1 , Cu_2 a Dd_1 a Dd_2 označují poslední skupinu faktorů zahrnující vegetaci, poměr plochy orné půdy v zájmovém území apod. (Borselli a kol., 2008). Oba komponenty kladou důraz na množství obnažené půdy a naopak rozsah vegetačního krytu, dále na přítomnosti zjevných projevů eroze nebo depozic půdy.

Terénní index konektivity (field index of connectivity) se poté vypočítá vztahem:

$$FIC = \frac{Su + Sd}{2} \quad (12).$$

Výsledné hodnoty se pohybují v rozmezí 0-100 a obecně platí, že s vyššími hodnotami roste konektivita území. Hodnoty vyšší než 75 už většinou poukazují nejen na vysokou míru propojení krajiny, ale také na omezené možnosti sedimentace podél transferních cest (Borselli a kol., 2008).

Tento protokol byl zpracován přímo v terénu nejen pro zhodnocení jeho použitelnosti ale také pro porovnání terénního pozorování s modelováním konektivity pomocí počítačových nástrojů. Slouží také jako kalibrace výpočtu a ověření výsledků modelování v terénu porovnáním s aktuálním stavem.

Stejně části území, na kterých byl testován Borselliho terénní protokol, byly i vyhodnoceny dle USLE na základě Geoportálu SOWAC GIS (VÚMOP, 2017).

5 Výsledky

V této části práce jsou vyhodnoceny výsledky modelování konektivity v povodí Mladotického potoka, realizované prostřednictvím uvedených nástrojů. Pomocí modelů ArcGIS 10.2, SedInConnect 2.0 a LAPSUS 5.0 bylo provedeno vyhodnocení konektivity povodí Mladotického potoka, které zároveň umožňuje porovnat funkčnost a limity použitých modelů. Toto porovnání zahrnuje nejen samotné uživatelské vlastnosti při práci s modely aplikovanými na tomto konkrétním příkladu, ale především jejich všeobecnou použitelnost v daných podmínkách vybraného povodí.

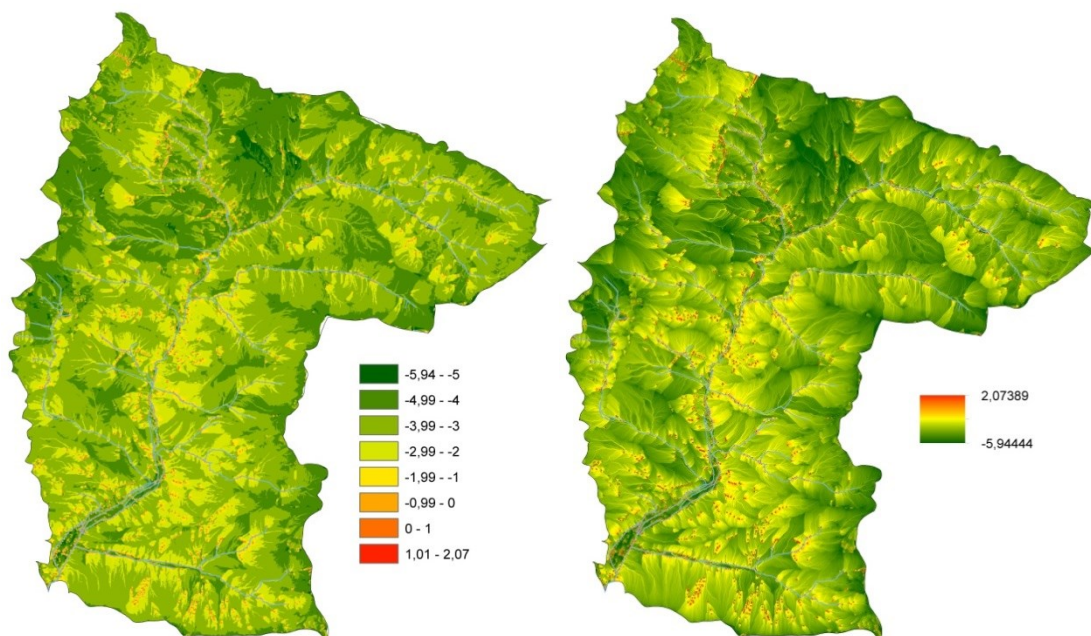
Kromě celkové konektivity povodí je zde zhodnocena také míra ovlivnění vybranými charakteristikami povodí. Pozorovanými vlastnostmi v povodí Mladotického potoka jsou zejména topografie, krajinný pokryv a v jednom případě také srážky. Kromě jejich nezpochybnitelného vlivu v tomto zájmovém území byla brána v potaz i datová náročnost využitých modelů.

Vybrané modely vytvářejí výstupy mapového charakteru, které byly pro možnost interpretace doplněny o grafy, hodnotící zejména vzájemnou korelaci výsledků s vybranými ovlivňujícími faktory a také porovnávají jednotlivé výstupy mezi sebou.

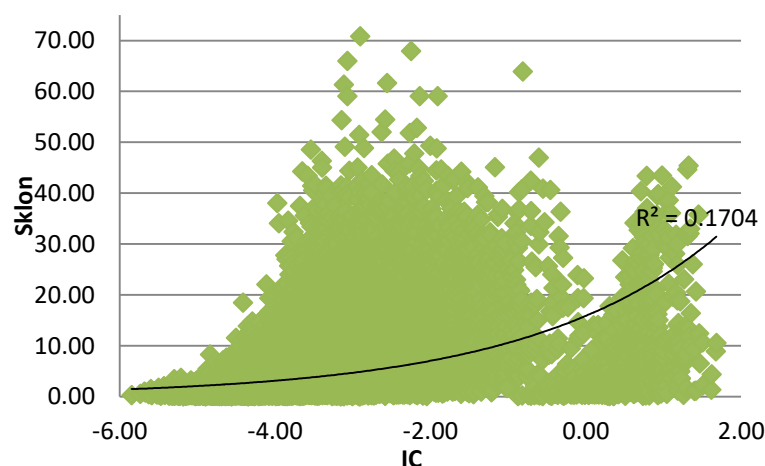
5.1 Model ArcGIS 10.2

Software ArcGIS 10.2 byl využit k analýze konektivity povodí s využitím Borselliho a kol. postupu z roku 2008. V prvním kroku byl vytvořen model, kde hlavním váhovým faktorem je drsnost povrchu (obr. 22). V dalším pak byly vytvořeny modely s ohledem na změnu krajinného pokryvu. K těmto výstupům byly zapotřebí mapy Corine Land Cover (CLC) z let 1990, 2000, 2006, 2012.

Konektivita povodí bez využití krajinného pokryvu jako váhového faktoru je zobrazena na obr. 22. V této variantě modelu je jako hlavní faktor vlivu na pohyb hmot a trasy tohoto pohybu topografie území, kde klíčovou roli hraje především sklon. Z analýzy vzájemné korelace sklonu a indexu konektivity (obr. 23) je patrné bimodální rozložení hodnot, které ukazuje na nejednoznačný vztah konektivity se sklonem v této variantě. Na mapách zobrazujících rozložení indexu konektivity jsou patrné kritické oblasti a pravděpodobné transportní trasy. Červená místa označují nejohroženější lokality, jejichž konektivita je nejvyšší v území. Důkaz vlivu sklonu jsou hlavně oblasti, které mají tendenci mít nízký index konektivity. Například severní část povodí, která se vyznačuje právě nízkými hodnotami konektivity, je oblastí velkých ploch orné půdy ale poměrně rovným terénem, díky kterému jsou tyto hodnoty nízké. V mapových výstupech je vliv sklonu patrný, při srovnání se sklony v povodí (obr. 6) je podobnost dobře viditelná. Přesto graf tento těsný vztah mezi sklony a indexy konektivity nepotvrzuje (obr. 23).

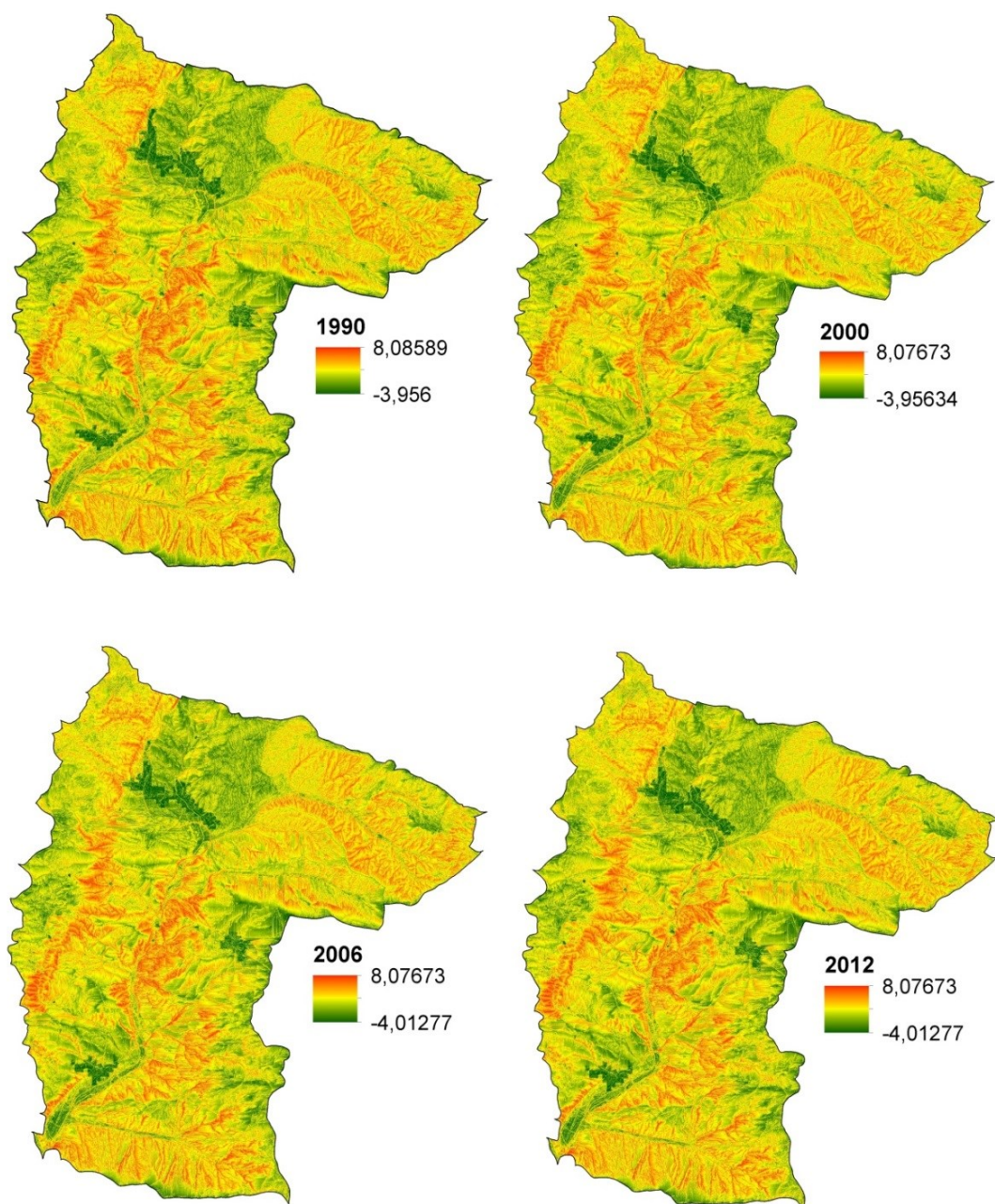


Obrázek 22: Konektivita v povodí Mladotického potoka bez využití krajinného pokryvu – znázorněno za a) s intervaly hodnot a b) s lepším znázorněním tras



Obrázek 23: Graf závislosti indexu konektivity na sklonu povodí

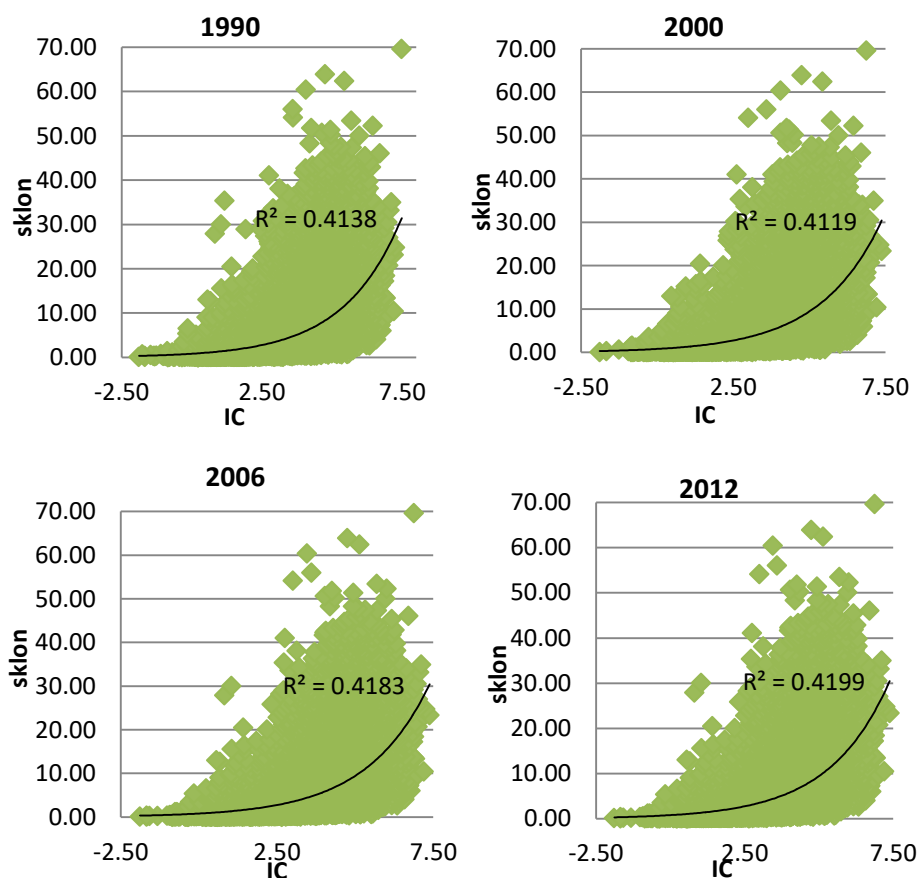
V dalším postupu byly přidány jako vliv na konektivitu povodí data struktury krajinného pokryvu CLC 1990-2012, výsledné mapové výstupy z modelu zobrazuje obrázek 24. Vzhledem k tomu, že krajinný pokryv se v zájmovém území během let výrazně neproměnil, jsou i rozdíly v konektivitě a jejích hodnotách minimální. Přesto by se i takové změny měly výrazněji projevit především v daných místech změn. Změny promítnuté do mapových výstupů však nejsou v tomto směru příliš zjevné, proto předpokládáme, že vliv změn krajinného pokryvu pouze mezi jednotlivými krajinnými typy je v tomto postupu nedokonalý. Pro větší prokazatelnost vlivu proměn typů (nejen land cover ale i land use) na konektivitu povodí by bylo vhodné zaměřit se více na proměnu fragmentace krajiny. Tento přístup by například mohl být aplikován na vizualizaci proměny konektivity povodí po roce 1990, kdy došlo ke strategickým změnám v obdělávání krajiny, během kterých se snížila fragmentace zemědělských ploch a plochy byly shlukovány do větších (Janský a kol., 2010). Postup navržený Borsellim a kol. (2008), realizovaný v prostředí ArcGIS, není zatím v tomto směru modifikován a tuto funkcionalitu neposkytuje. Model by ji nicméně mohl zohlednit za předpokladu, že tato fragmentace bude vyjádřena formou samostatných vstupních dat s přesně definovanými vlastnostmi dle typu jednotlivých ploch.



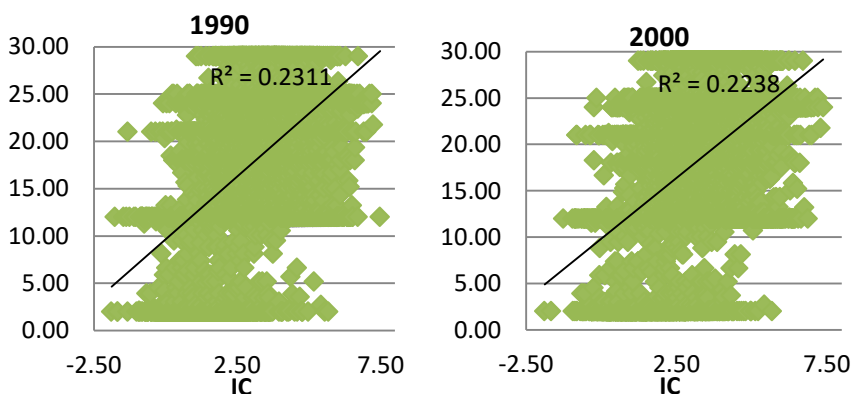
Obrázek 24: Konektivita v povodí Mladotického potoka s využitím dat Corine Land Cover 1990, 2000, 2006 a 2012

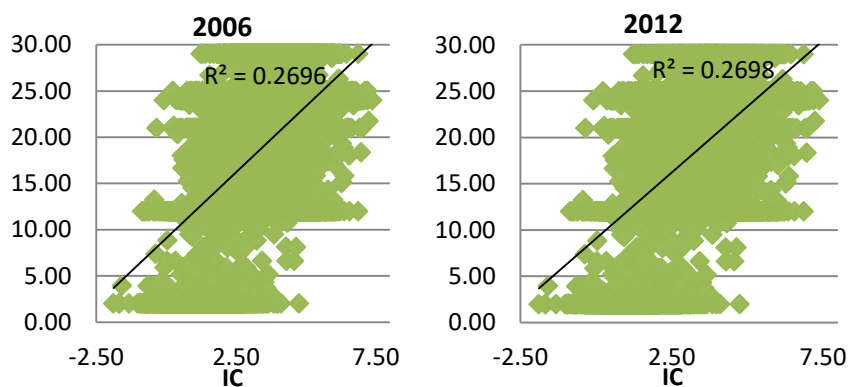
Stabilita krajinného pokryvu se odráží i v minimálních změnách rozložení hodnot konektivity povodí mezi lety 1990-2012 (obr. 25 a 26). Mezi jednotlivými roky je patrná minimální změna. Závislost výsledných hodnot konektivit na sklonech v povodí (obr. 25) a závislost na krajinném pokryvu (obr. 26) jsou zjevné. Grafy poukazují na větší korelaci konektivity se sklonem, ale vliv krajinného pokryvu není v žádném případě zanedbatelný. Přesto vliv krajinného pokryvu na konektivitu povodí Mladotického potoka není tak zásadní, jak bylo předpokládáno.

Stejné výsledky ukazují i grafy na obr. 27, kdy po vybrání dvou v povodí nejrozšířenějších kategorií krajinného pokryvu, jehličnatého lesa a orné půdy, výsledky těsně korelují s předchozími grafy (obr. 25 a 26) za celé povodí. Grafy a) a c) ukazují korelaci orné půdy a jehličnatého lesa na vliv krajinných typů a grafy b) a d) na sklon v povodí. Rozdíly jsou malé, přesto je možné pozorovat větší ovlivnění krajinným pokryvem u orné půdy než u jehličnatého lesa.

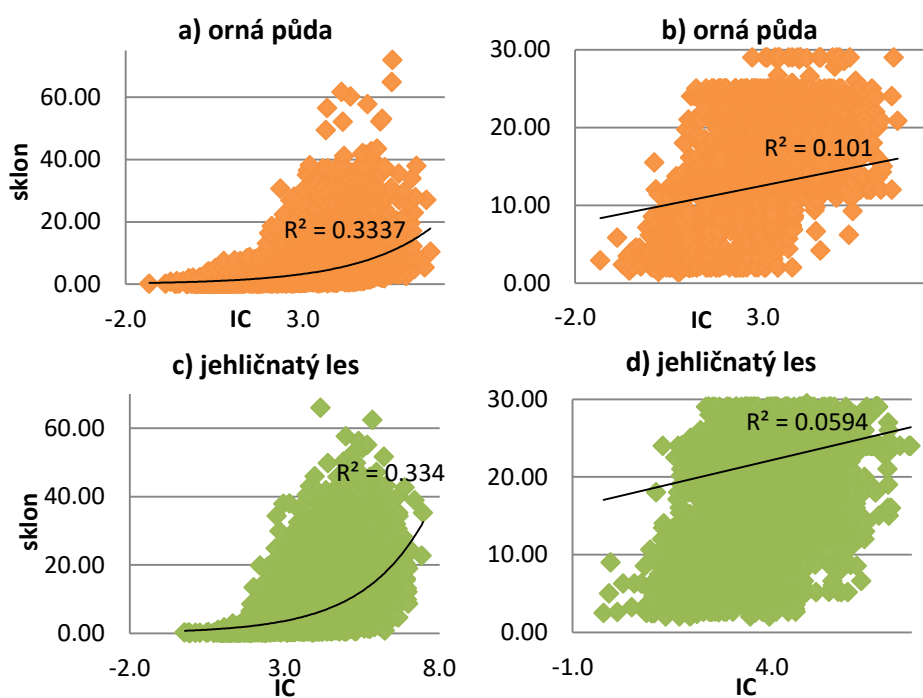


Obrázek 25: Závislosti indexu konektivity povodí na sklonu





Obrázek 26: Závislosti indexu konektivity povodí na krajinném pokryvu mezi lety 1990-2012



Obrázek 27: Grafy rozdílu závislosti hodnot indexu konektivity na sklonu (a) a c)) a na krajinném pokryvu (b) a d))

5.2 Model SedInConnect 2.0

Software SedInConnect 2.0 byl vytvořen přímo za účelem mapování konektivity povodí. Zde byl použit na mapování konektivity v povodí Mladotického potoka. Tento software primárně funguje na bázi digitálního modelu terénu s váhovým faktorem, kterým je drsnost povrchu. Tu není nutné samostatně vytvářet, ale software ji vytvoří ze vstupního DMR. V případě využití krajinného pokryvu (Corine Land Cover 2012) je nutné doplnit do modelu příslušná data. Jeho jednoduchost je pravděpodobně jeho největší výhodou.

V prvním kroku byly vytvořeny mapy konektivity povodí s rozdílem ve váhovém faktoru, kdy v prvním případě je použita drsnost povrchu a ve druhém se využívá CLC 2012 (obr. 28). Na obou mapách je vidět výrazná spojitost s digitálním modelem terénu.

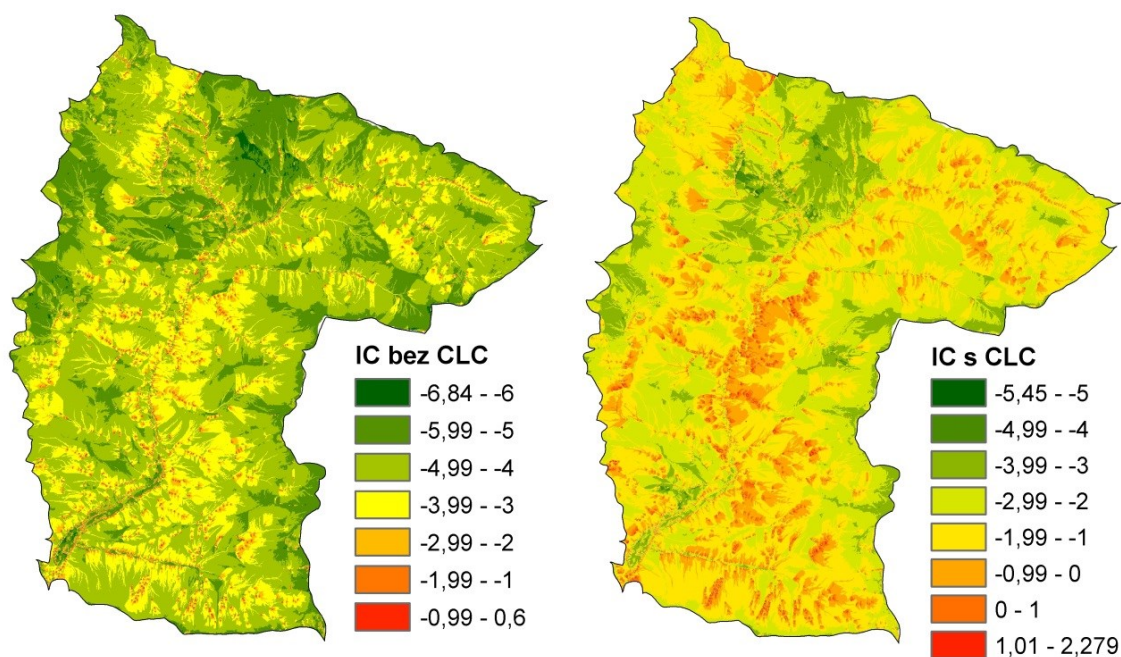
Kladné hodnoty znázorňují konektivitu povodí. Čím je hodnota indexu vyšší, tím je míra propojenosti taktéž vyšší. Červené oblasti označují stejně jako v předchozím případě místa nejohroženější. Čím nižší hodnoty jsou, tím je konektivita povodí slabší a dochází ke vzniku depozic podél tras pohybu sedimentů. Obecně platí, že záporné hodnoty značí nižší propojenost krajiny a z toho plynoucí nižší míru odnosu sedimentů a pravděpodobný vznik depozic.

Vliv krajinného pokryvu je patrný z proměn hodnot vyjadřujících konektivitu, celé spektrum hodnot včetně minima a maxima se mírně posunulo do kladnějších hodnot (tab. 4), oblastí s vysokými hodnotami indexu konektivity výrazně přibýlo (obr. 28 a 29).

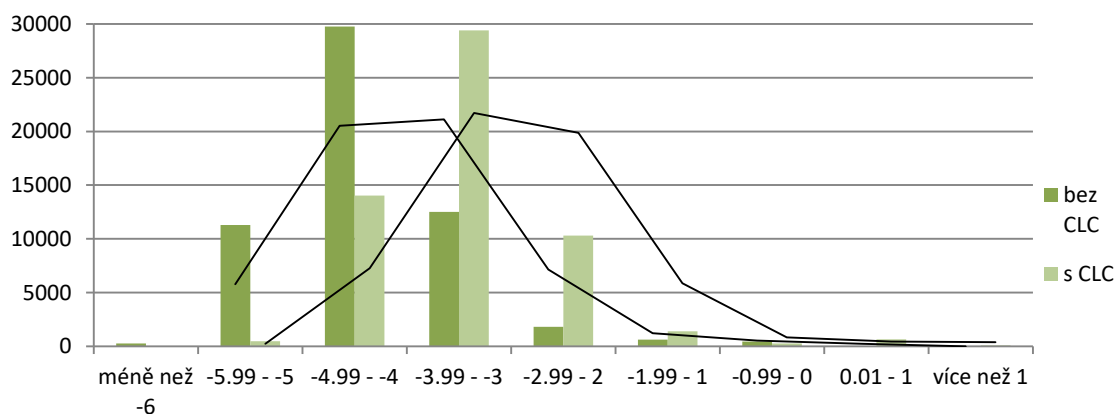
Kromě proměny hodnot není ale možné pozorovat korelaci konektivity povodí s typem krajinného pokryvu. Mapové výstupy jsou si podobné, z čehož usuzujeme, že primárním vlivem jsou topografické činitele plynoucí z digitálního modelu terénu. Vliv faktorů sklonu a drsnosti povrchu je tedy nezpochybnitelný a především primární i v kombinaci s využitím CLC a je možné předpokládat, že i s dalšími faktory působícími v území.

	bez CLC	s CLC
min	-6.72	-5.85
median	-4.43	-3.54
max	0.48	1.68

Tabulka 4: Rozdíly v minimálních a maximálních hodnotách a mediánu indexu konektivity bez využití CLC a s využitím CLC

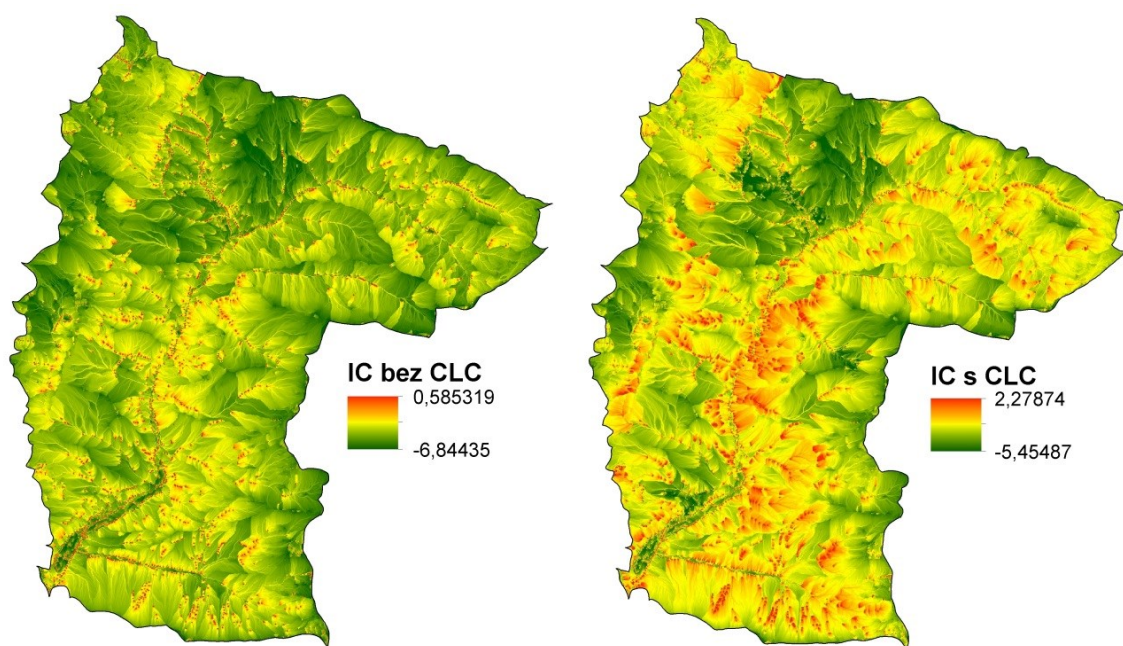


Obrázek 28: Hodnoty krajinné konektivity a) bez využití land coveru; b) s využitím land coveru



Obrázek 29: Graf distribuce hodnot konektivity bez využití CLC a s využitím CLC

Kromě samotných hodnot míry konektivity je důležité pohlížet také na průběh tras konektivity (obr. 30). Obě mapy jsou poměrně analogické, opět se liší hlavně hodnotami. Proto podporují tezi, že primárním činitelem v zájmovém území je topografie.



Obrázek 30: Trasy konektivity povodí Mladotického potoka a) bez vlivu land cover; b) s využitím land cover

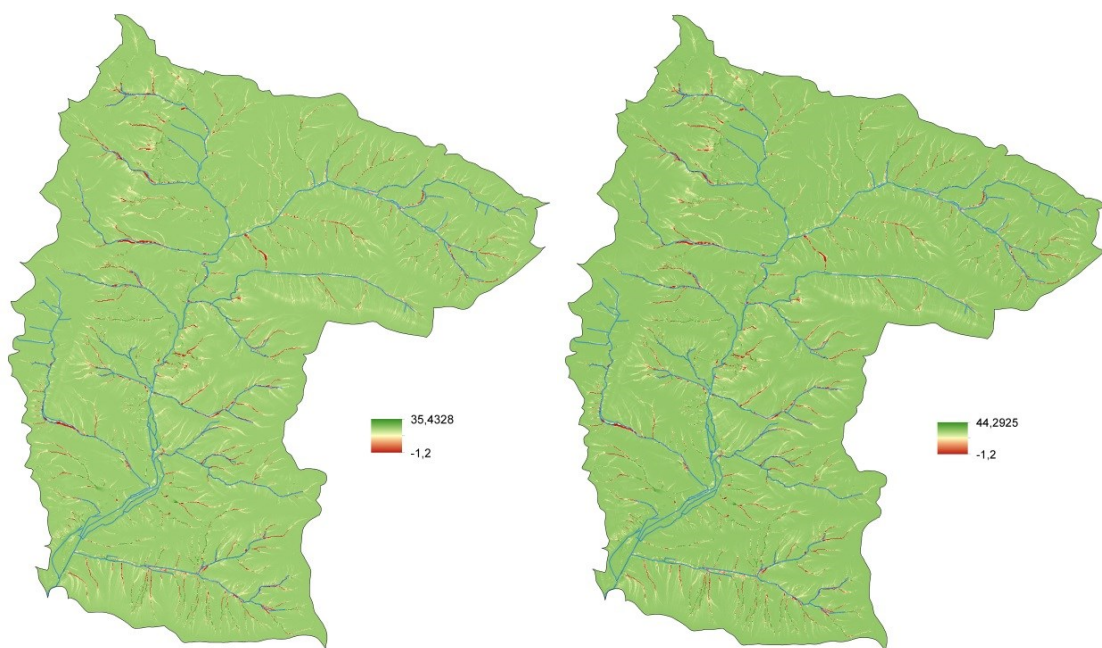
5.3 Model LAPSUS 5.0

LAPSUS je model vývoje území, jehož účelem je analýza vodní eroze a vzniku depozic. Rozdíl oproti předchozím dvěma postupům spočívá především v tom, že LAPSUS nebyl primárně konstruován jako model pro analýzu konektivity povodí. Model tak nejen přímo mapuje trasy odnosu, ale v určitých případech je schopen také vypočítat přibližné množství odnášeného materiálu. Jelikož účelem této práce je především modelovat a analyzovat trasy pohybu a ne množství odnosu, nadále se tím nezabývá.

Vzhledem k jinému účelu a konstrukci modelu se částečně liší i vstupní parametry. Stejně jako u předchozích modelů je LAPSUS založen hlavně na digitálním modelu terénu. Ostatní parametry jsou volitelné dle konkrétního zájmového území. V tomto případě byl zvolen vliv krajinného pokryvu, faktor erodibility K vycházející z rovnice USLE a roční úhrn srážek. Vliv topografie je tentokrát ponechán pouze okrajově jako vlastnosti vstupního digitálního modelu terénu.

Výhoda software LAPSUS spočívá v jeho jednoduchosti, princip fungování je poměrně snadno pochopitelný. Bohužel ale výstupy z tohoto modelu se velice těžko ověřují, vzhledem ke zjednodušenému procesu výpočtů, kdy je potřeba jen malá skupina vstupních dat v kombinaci s dalšími parametry.

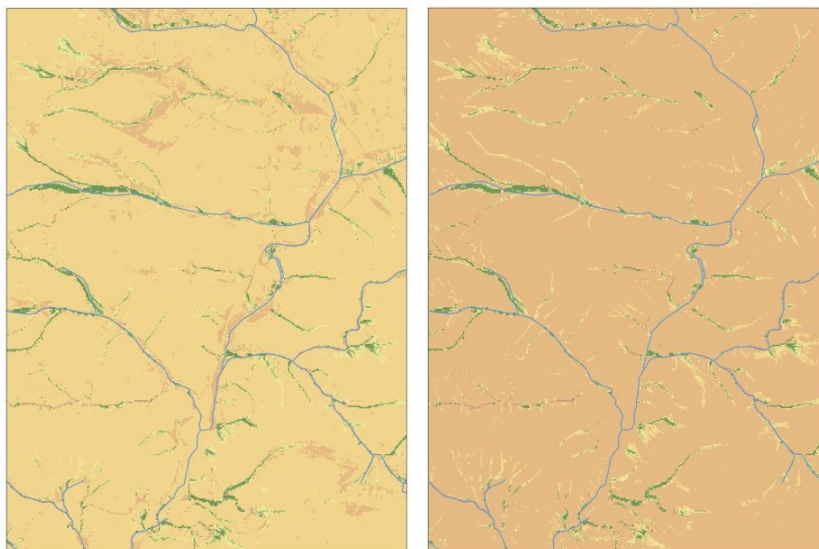
V prvním kroku byl modelován vliv CLC. Stejně jako v předchozích dvou modelech nejsou ve výsledcích patrné výrazné rozdíly (obr. 31) Ani v tomto případě nevychází najevo žádný rozdíl ve vlivu konkrétního krajinného typu na zvýšení konektivity nebo případě vodní eroze. Mapy jsou si vzájemně velice podobné, z toho soudíme, že opět je hlavním vlivem topografie prostředí, tedy především sklon. Hodnoty uvedené u obrázků jsou bezrozměrné veličiny vyjadřující v záporných číslech odnos sedimentů, erozi a v kladných číslech vznik depozic, sedimentaci.



Obrázek 31: Trasy konektivity v povodí Mladotického potoka a) bez vlivu CLC; b) s využitím CLC

Dále byly analyzovány rozdíly modelování při využití různých hodnot faktoru erodibility K. Tato varianta testuje hodnotu odvozenou Dostálem a kol. v roce 2002, tedy hodnotu platící obecně pro Česko. Kromě té se nabízelo i otestování hodnoty K dle Panagose a kol. (2014), který se snažil o nový přístup v určení faktoru erodibility v rámci celé Evropy.

Tyto hodnoty jsou dle Dostála a kol. (2002) $K = 0,0342$ a dle Panagose a kol. (2014) $K = 0,0373$. Jelikož hodnoty jsou analogické a rozdíl mezi nimi je minimální, předpokládá se, že rozdíly ve výstupech budou taktéž nevýrazné. Tento předpoklad přesto nebyl potvrzen a v území jsou viditelné rozdíly v míře propojení tras (obr. 32). To vypovídá o velké citlivosti modelu na tento parametr, který je ale těžko ověřitelný, a navíc opět vyvstává problém s tím, že tato hodnota je využita pro celé povodí ve formě koeficientu. Původní účel tohoto faktoru v modelu je pouze kalibrační, jeho reakce i na takto malé změny je ale výrazná. LAPSUS je zatím uzpůsoben využití faktoru erodovatelnosti jen v této formě jedné hodnoty na plochu, což není z hlediska difference krajinného pokryvu dostačující.

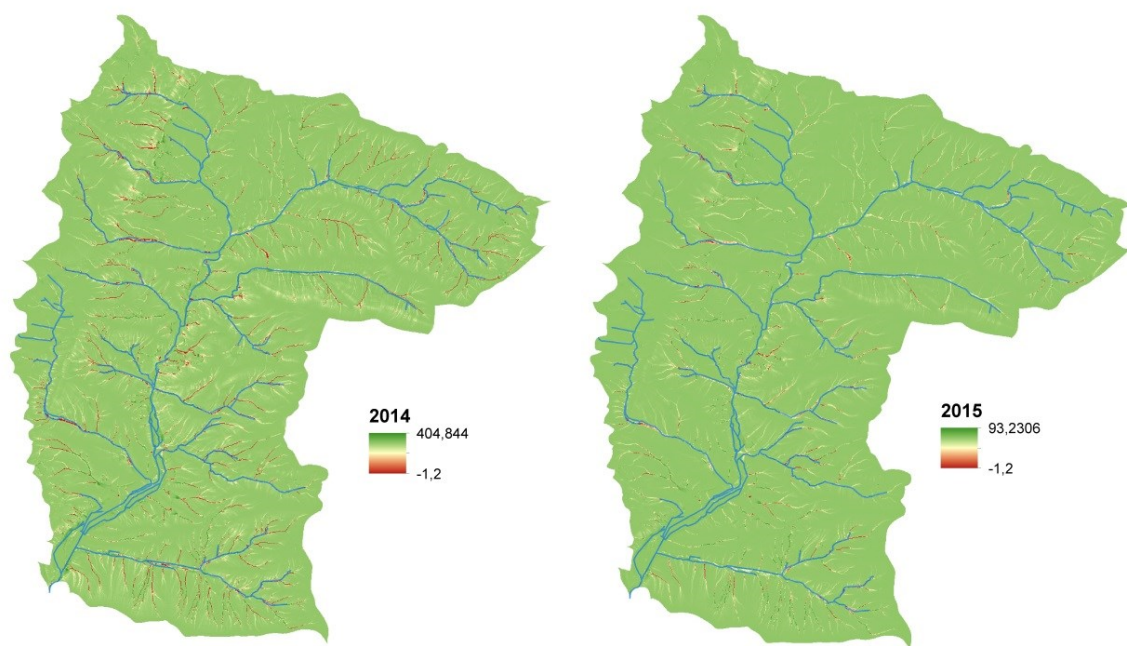


Obrázek 32: Rozdíly ve znázornění tras odnosu sedimentů dle odlišného faktoru erodovatelnosti K: a) hodnota $K = 0,0342$ (Dostál a kol., 2002); b) hodnota $K = 0,0373$ (Panagos a kol., 2014)

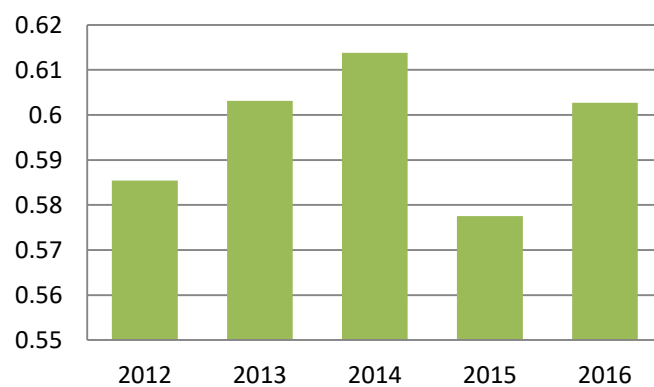
Vliv srážek jako řídicího faktoru dynamiky fluvialních procesů na konektivitu povodí a transport sedimentů je nezanedbatelný. Přesto ze tří vybraných modelů pracuje se srážkami pouze model LAPSUS (v tomto případě tedy nelze porovnat jednotlivé modely mezi sebou). Software je schopen pracovat přímo se vstupním rastrem prostorové distribuce srážek. Pro model povodí Mladotického potoka byly využity hodnoty pouze ve formě ročního úhrnu ze stanice Žihle. Vzhledem k velikosti území je tento způsob poměrně nedostatečný, využití ročního úhrnu srážek je vhodnější na menších plochách. Přesto byla tato data otestována za účelem demonstrace jejich vlivu na modelování.

Z posledních pěti let byly vybrány dva roky s velkým rozdílem v celkovém ročním úhrnu srážek. Jsou to roky 2014 a 2015, kdy v prvním roce spadlo 488,4 mm a ve druhém pouze 324,5 mm. Rozdíl mezi těmito roky je poměrně vysoký, proto i vliv srážek je dobře zřetelný (obr. 33). Na obrázku 34 je pak možné vidět rozdílné výsledky odnosu sedimentů vlivem srážek v posledních pěti letech. Ostatní vstupní data byla totožná, takže tyto výsledky potvrzují předpoklad, že srážky jsou jedním z řídicích faktorů konektivity povodí a odnosu sedimentů v povodí.

Kvůli odlišné konstrukci ostatních modelů, které zatím tuto složku nezahrnují, neumožňuje porovnat vliv této komponenty napříč výsledky. Přesto se vliv srážek z pohledu analýzy hydrologické konektivity nabízí jako důležitý prvek modelování, který v jiném časovém měřítku může pomoci například v analyzování tras vznikajících v důsledku přívalových nebo déletrvajících srážek.



Obrázek 33: Vliv srážek na konektivitu povodí na dvou příkladových letech: a) 2014 – 488,4 mm/rok; b) 2015 – 324,5 mm/rok

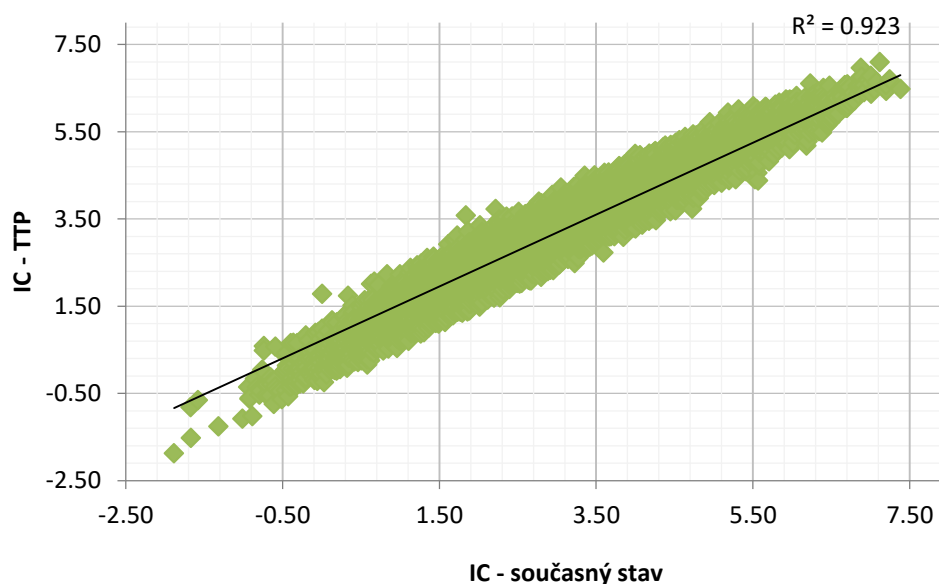


Obrázek 34: Vliv srážek na odnos sedimentů v povodí dle software LAPSUS 5.0 v letech 2012-2016

5.4 Scénářové simulace mezních změn krajinného pokryvu

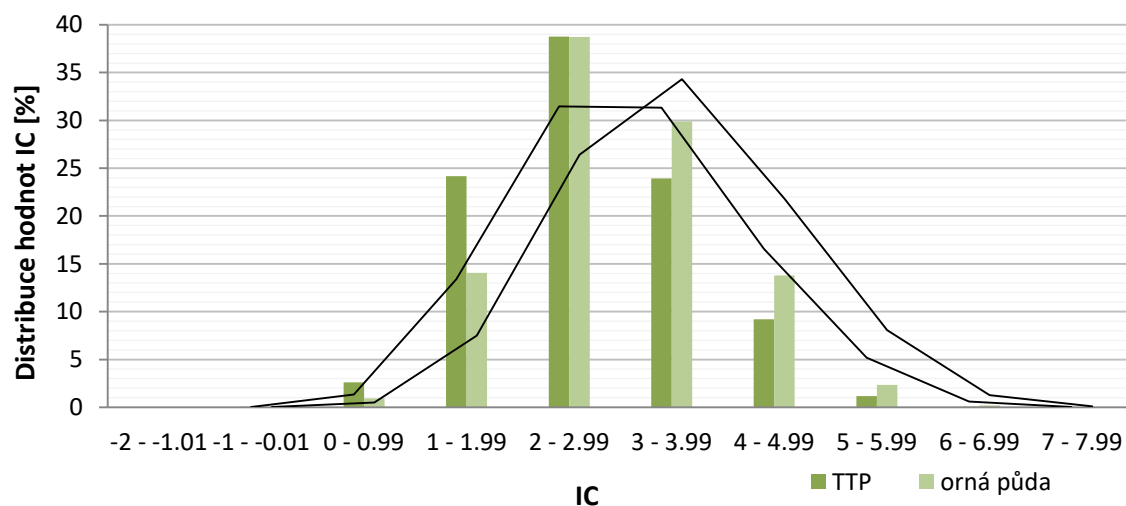
Byl proveden experiment fungování postupu při změně krajinného pokryvu z orné půdy na trvalý travní porost. Z tohoto důvodu byly v povodí Mladotického potoka orné půdy nahrazeny méně erodovatelnými trvale travními porosty. Tímto způsobem byly nahrazeny kompletně všechny plochy orné půdy, tedy trvalé travní porosty zvýšily svou plochu z 2,3 % na 45,8 % a plochy orné půdy v území úplně zanikly. Tento scénář není prakticky realizovatelný, představuje teoretickou mezní hodnotu, a může proto sloužit jako referenční ukazatel vlivu krajinného pokryvu na propojenost povodí.

Mezi plochami orné půdy a týmiž plochami změněnými na trvale travní porosty je zřejmá silná korelace (obr. 35).² Distribuce hodnot v povodí se ovšem relativně proměnila. Celé spektrum hodnot se s transformací na trvalé travní porosty posunulo do nižších intervalů indexu konektivity, tedy do menší míry propojenosti. To svědčí o nepochybném impaktu krajinného pokryvu na hydrologickou konektivitu, nicméně v menším rozsahu, než bylo předpokládáno (obr. 36). Posun hodnot vlivem změn ploch v modelu je zobrazen také v tabulce 5.



Obrázek 35: Porovnání hodnot indexu konektivity z hlediska proměny orné půdy na trvalé travní porosty

² Jelikož mapové výstupy nejsou v tomto případě vypovídající, není nutné je přikládat.



Obrázek 36: Graf rozložení hodnot indexu konektivity ploch orné půdy v povodí Mladotického potoka v současnosti (orná půda) a při změně těchto ploch orné půdy na trvalé travní porosty (TTP)

	orná půda	TTP
minimum	-0.91	-1.05
medián	2.89	2.57
maximum	7.48	7.03

Tabulka 5: Rozmezí hodnot indexu konektivity na původních plochách orné půdy a na simulovaných plochách trvalého travního porostu

5.5 Simulace dlouhodobého vývoje konektivity povodí

V uplynulých patnácti letech nedošlo v území k žádným podstatným změnám v topografii a krajinném pokryvu povodí, které by významněji ovlivnily probíhající procesy. Z tohoto důvodu je přijatelný fakt, že ani v následujících letech se tento stav nebude výrazně měnit. Topografie území by v dané oblasti neměla podlehnout významným změnám ještě delší časový úsek, naopak krajinný pokryv může být eventuálně proměněn v krátkých časových intervalech.

Vzhledem k postupné implikaci agrotechnických opatření k zabránění eroze a odnosu půdy ze zemědělsky využívaných ploch je možné předpokládat postupné snížení odnosu a s menším množstvím potenciálních zdrojových oblastí.

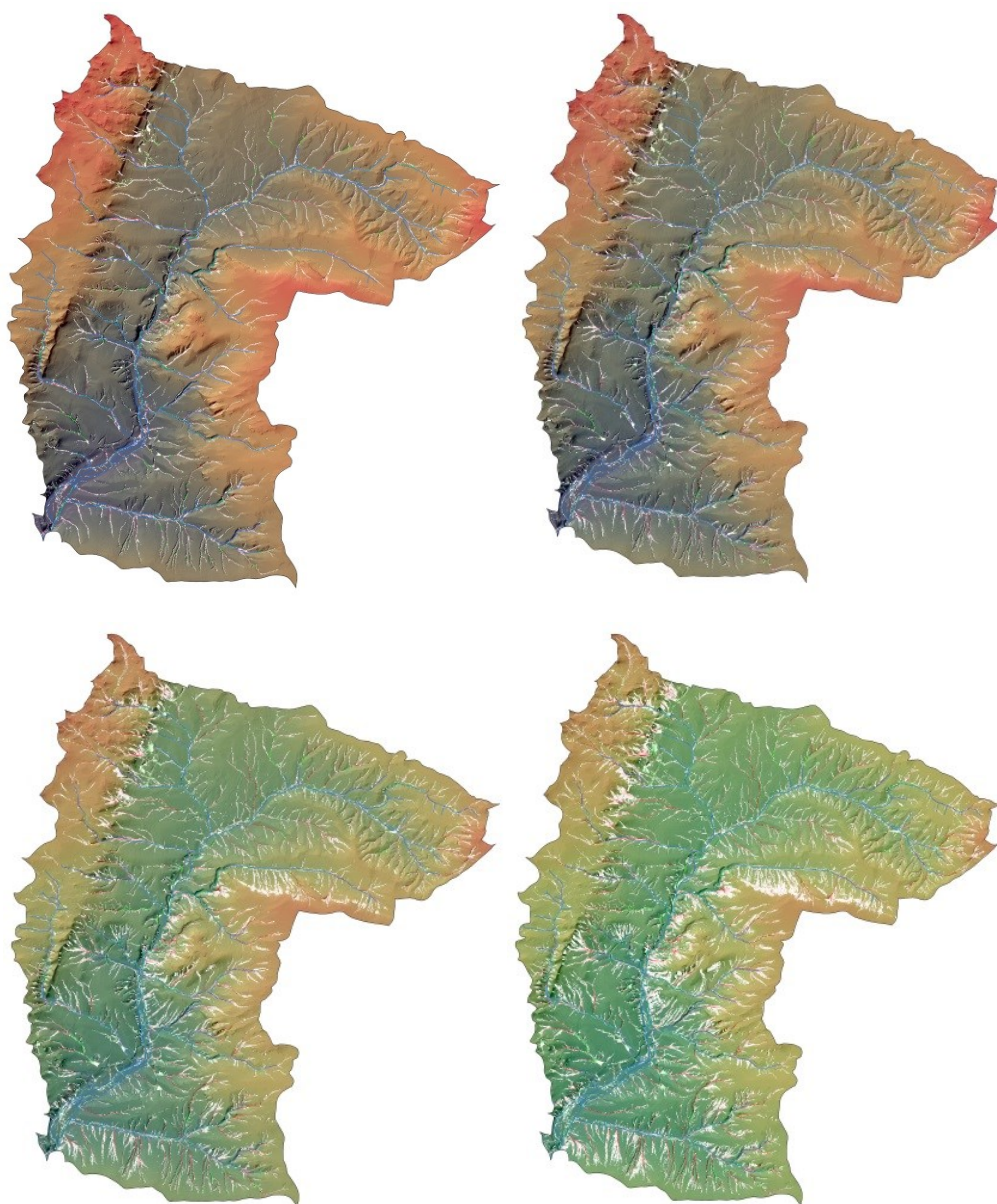
Ze tří vybraných přístupů je schopný vytvářet scénáře vývoje pouze LAPSUS, který byl otestován na scénář 30letého vývoje krajiny povodí Mladotického potoka dle aktuálních podmínek (obr. 37). Modelovaný scénář funguje na principu přepočtů v jednotlivých letech. V tomto případě na časovém rozmezí třiceti let vytvoří na základě počátečního stavu a vstupních dat podmínky aktuálního stavu. Na každé jednotce digitálního modelu terénu provádí analýzu eroze a sedimentace dle vstupních parametrů. Obecně, každý další rok je modelován z předchozího roku, za podmínek, které byly v modelu nastaveny na počátku analýzy.

Scénář dlouhodobého vývoje představuje teoretickou simulaci a je pro značnou generalizaci podmínek zatížený ze své podstaty výraznou nejistotou. Je zde mnoho faktorů, které v modelu nejsou začleněny, protože v současné době nejsou výraznými činiteli, přesto během daného období může dojít k transformaci hlavních parametrů vlivu. Včetně těchto v současnosti minoritních faktorů ale nelze takový scénář považovat za stoprocentně vypovídající také z důvodu kontinuální proměnlivosti všech faktorů, které konektivitu ovlivňují. Například srážky nelze do modelu vložit ve formě časových řad, ale jen jako průměrné hodnoty dané pro pozorované území případně jako rastrová vstupní data rozložení srážek, tedy podobné vývoje území počítá na základě stejných průměrných hodnot v celém zvoleném období.

Přesto právě tyto ukázky možného scénáře jsou relativně vhodné k lokalizaci případných rizikových oblastí s vysokou intenzitou erozních procesů a prostorovou koncentrací transportu látek v povodí. Na základě map a následných analýz subpovodí či jinak zvolených menších částí lze následně vymezit lokality vhodné k terénnímu mapování. Pomocí podrobnější analýzy je méně náročné zacílit konkrétněji na jednotlivé faktory ovlivňující odnos sedimentů a

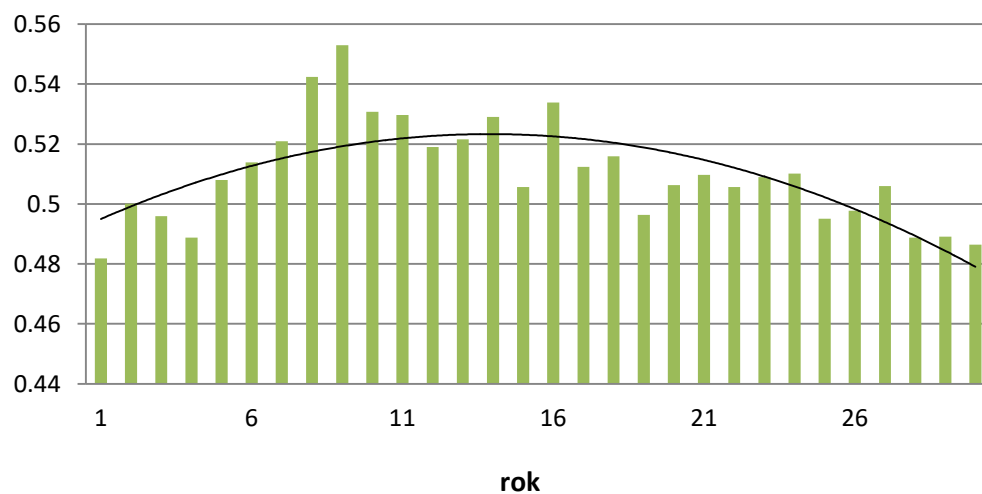
vypracovat podrobnější rozbor nejrizikovějších míst. Například povodí Trojanského potoka, který je posledním přítokem Mladotického potoka před ústím do Střely, vykazuje v mapách vývoje (obr. 37) značné zvyšování konektivity a eroze. Detailní analýza pocházející z modelů, jako je LAPSUS, v kombinaci s terénním šetřením je klíčovou v zamezení zvyšování vodní eroze.

Samotné fungování modelu na bázi jedné sady výstupních dat, která jsou mezi roky neměnná, je vyhodnoceno na obrázku 38.³ Model předpokládá nejdříve celkový nárůst eroze a zároveň i vzniku depozic s následnou pomalou sestupnou tendencí. Tedy přesně řečeno, nepředpokládá neustálý nárůst erodovaných ploch a zvyšování konektivity, ale uvažuje také vznik depozic a spíše celkové přetváření krajiny.



Obrázek 37: 30letý vývoj povodí Mladotického jezera při homogenních podmínkách; a) počáteční stav a vývoj po: b) 10 letech, c) 20 letech, d) 30 letech

³ Hodnoty na ose y jsou bezrozměrné koeficienty vyjadřující množství erodovaných ploch v povodí.



Obrázek 38: Vývoj odnosu sedimentů vytvořený na základě DEM v software LAPSUS

5.6 Pozorování v terénu a porovnání s výsledky terénního protokolu

V rámci otestování terénního protokolu navrženého Borsellim a kol. (2008) a funkčnosti vybraných modelů vyhodnocujících index konektivity byly zvoleny tři malé plochy v povodí Mladotického potoka. Všechny tři plochy jsou zemědělsky využívané a nacházejí se v těsné blízkosti Odlezelského jezera (obr. 39).



Obrázek 39: Plochy vybrané pro otestování terénního protokolu navrženého Borsellim a kol. (2008)

Zdroj: Geoportál SOWAC-GIS, VÚMOP, 2017

Na těchto plochách byly pozorovány charakteristiky použité i v protokolu, tedy velikost horního komponentu území (zdrojové oblasti sedimentů), vzdálenost od bodu opouštění území, míra obnažených ploch bez vegetace, míra vegetace, drsnost území, přítomnost depozic a přítomnost pásů vegetace podél tras odnosu sedimentů. Jednotlivým charakteristikám se přiřazují skóre, na základě kterých se výsledné hodnoty ploch pohybují od 0 do 100 a platí, že čím vyšší je hodnota, tím je konektivita v území vyšší.

Výsledky protokolu v porovnání s průměrnými hodnotami na ploše z výsledků indexu konektivity dle postupu v ArcGIS 10.2 a SedInConnect 2.0 ukazuje tabulka 6. Vybrané plochy jsou poměrně homogenní, co se týče využití a podmínek, hodnoty z terénního protokolu nejsou výrazně odlišné. Nejvyšších hodnot dosáhla plocha číslo 3, která disponuje nejvyšším sklonem, což potvrzuje jeho nezpochybnitelný vliv na konektivitu povodí. Plocha číslo 2 naopak v době pozorování (duben a květen 2017) měla nejmenší poměr odhalené půdy ku vegetačnímu pokryvu, což v tomto případě byl jediný rozdíl od ostatních dvou ploch. Borselli a kol. (2008) stanovuje, že hodnoty vyšší než 75 % ukazují na vysokou míru propojení. Zde

hodnoty vypovídají spíše o propojenějších plochách, přesto nejsou dle původní definice příliš vysokými. Jelikož se hodnoty pohybují pouze ve zmíněném rozmezí 0 – 100, nad 75 % označuje hodnoty nad 75 (tyto hodnoty jsou bezrozměrné).

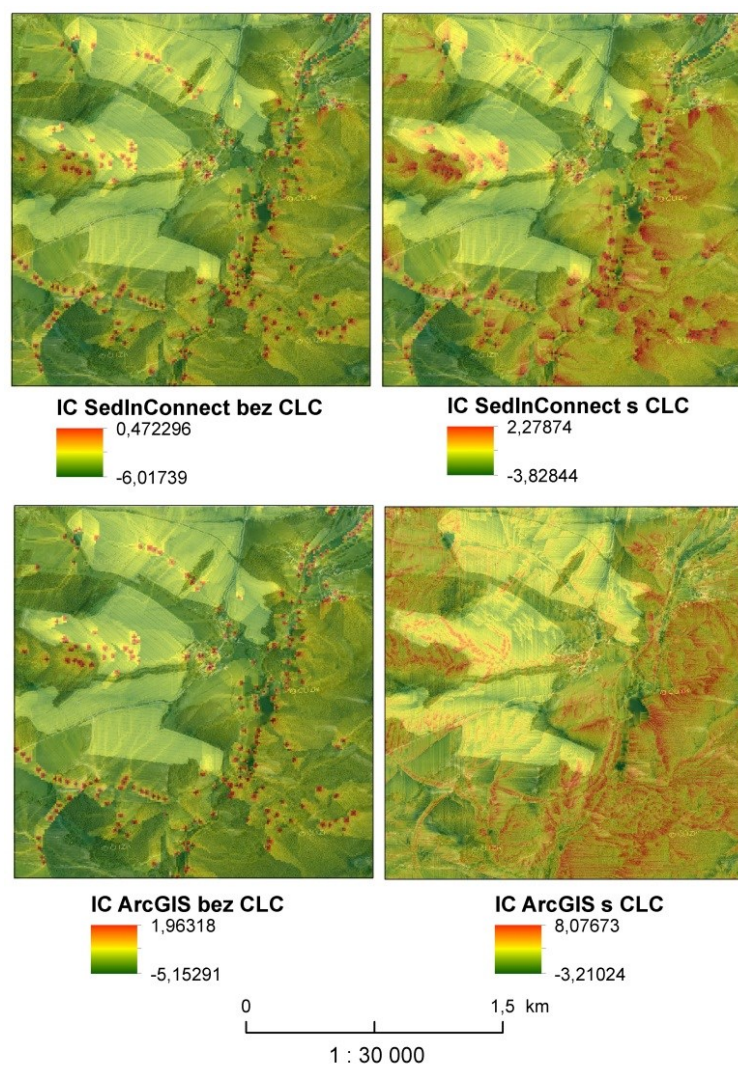
Co se týče porovnání s výsledky z modelování, hodnoty se pohybují v přibližně stejných rozmezích, tedy po převedení na procenta jsou výsledky analogické. Problémem tohoto přístupu je hlavně doba pozorování, neboť vegetační pokryv během roku se samozřejmě výrazně mění. Nejlepší možný způsob je zkoumat takto území po delších nebo intenzivnějších srážkách, kdy jsou trasy pohybu výraznější (Borselli a kol., 2008).

V každém případě je však výsledek ovlivněn znalostmi a subjektivitou pozorovatele, proto se těmto protokolům nepřikládá rozhodující váha, pokud neexistuje srovnání. Borselli a kol. (2008) vytvořil tento protokol víceméně za účelem validace indexu konektivity v terénu, případně jako doplnění výsledků z postupu v ArcGIS.

	FIC	IC z ArcGIS 10.2 bez CLC	IC z ArcGIS 10.2 s CLC	IC z SedInnConnect 2.0 bez CLC	IC z SedInnConnect 2.0 s CLC
1.	62,15	-0,567	1,223	-0,247	0,985
2.	57	-2,336	-0,115	-2,674	0,1326
3.	63,75	0,0624	2,1457	0,0641	0,8269

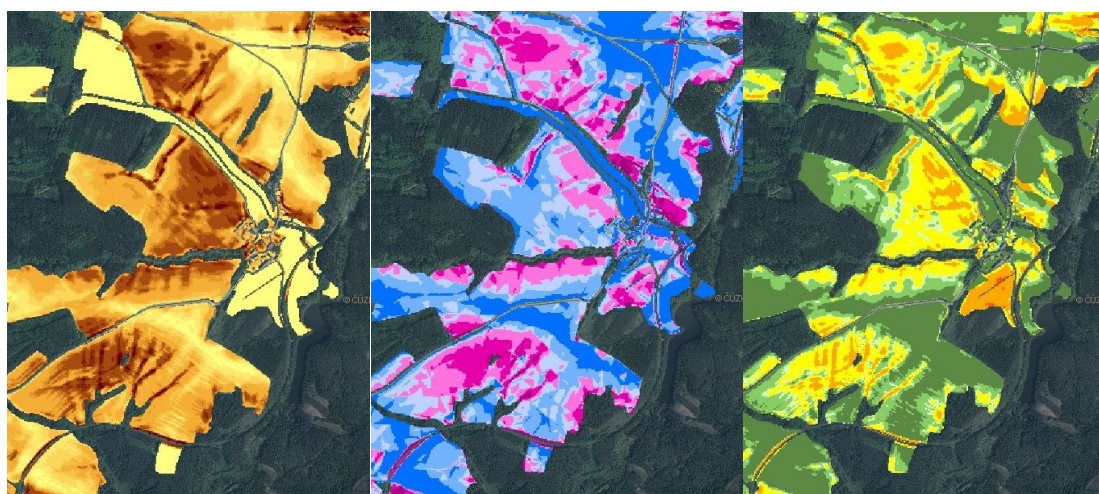
Tabulka 6: Výsledky z terénního pozorování v porovnání s výsledky z modelování počítačovými nástroji

Po vnesení výsledných výstupů do map aktuálního stavu (obr. 40) je možné konkretizovat nejohroženější místa. Kromě toho mapové výstupy ukazují průběh některých tras, které jsou patrné i v databázi SOWAC GIS (obr. 41). Některé z těchto projevů eroze a tras odnosu materiálu jsou zachyceny na fotografiích z terénního šetření (obr. 42), které bylo prováděno na ploše číslo 3 s nejvyššími hodnotami jak modelovaného indexu konektivity (IC), tak vyhodnoceného v terénu (FIC).



Obrázek 40: Plochy vyhodnocené pomocí terénního protokolu a výsledky z ArcGIS 10.2 a SedInConnect 2.0

Zdroj podkladové mapy: Geoportál SOWAC GIS, VÚMOP, 2017



Obrázek 41 : Mapy 1 : 10 000

Zdroj: Geoportál SOWAC GIS, VÚMOP, 2017



Obrázek 42: Eroze a odnos sedimentů v ploše č. 3
Zdroj: vlastní foto (květen 2017)

6 Diskuse

Konektivita fluvialních procesů povodí je poměrně novým pojmem v oblasti hydrologie a v Česku se na ní zatím téměř nepohlíží. Důvodem je komplexnost a jistá teoretičnost jevu, způsoby kvantifikace se teprve vyvíjí. Výjimkou je práce zabývající se transportem sedimentů v povodí Černé Opavy, jejímž hlavním cílem je lokalizace zdrojových oblastí sedimentů odnášených do zmíněné řeky a také lokalizace bariér bránících transportu (Ondráčková, 2015).

Tato diplomová práce zkoumá konektivitu povodí Mladotického jezera a zároveň testuje a porovnává tři přístupy možného modelování: kalkulaci indexu konektivity postupem Borselliho a kol. (2008) v prostředí ArcGIS 10.2 a modelování v softwarech SedInConnect 2.0 a LAPSUS 5.0. Cílem diskuse je zhodnocení limitů a nedostatků zvolených přístupů nejdříve z hlediska dalších výzkumů probíhajících na toto téma a návrhy na jejich zlepšení. Dále se zaměřuje na působení jednotlivých faktorů na konektivitu povodí a jejich vstupy do modelů.

Postup Borselliho a kol. (2008) a model SedInConnect byly vybrány na základě toho, že jejich účelem je přímé modelování konektivity, respektive indexu konektivity. Software LAPSUS nebyl primárně vyvíjen se stejným záměrem, přesto již Lesschen a kol. (2009) ho využili ve své práci na podobný principu a informuje o tom, že i přes jednoduchost tohoto modelu je vhodným k modelování konektivity.

V současnosti stále více roste důraz na ochranu půdy a zabránění erozi nebo alespoň její redukcí. Konektivita povodí a především sedimentů přináší nový pohled, neboť pomáhá k určení směru odnosu materiálu a zároveň může napomoci k identifikaci rizikových zdrojových oblastí sedimentů. Nicméně eroze není jediným podnětem k analyzování konektivity. V poslední době je jí věnováno více prostoru především v malých horských povodích, kdy se více než množství odnášeného materiálu začalo věnovat lokalizaci jeho zdrojů a případným cestám odnosu kvůli eventuálním sesuvům a debris flows. Z tohoto důvodu se konektivitou zabývají nejen Borselli a kol. (2008) se svým vlastním postupem, ale také například Mao a kol. (2009) nebo Theler a kol. (2010).

Pro tuto práci bylo vybráno povodí Mladotického potoka vzhledem k tomu, že odvodňuje Odlezelské jezero ležící přibližně v jeho střední části. Z toho plyne velký stupeň ovlivnění jeho stavu hlavně pochody probíhajícími na horním toku. Jelikož se dlouhodobě pozoruje zanášení jezera sedimenty a také jeho znečištění (Janský, 2003, Schulte a kol., 2007, Janský a kol., 2010), modelování konektivity v jeho okolí může být nápomocné v identifikaci zdrojových oblastí, které jsou s jezerem propojeny. Identifikací a vyhodnocením těchto oblastí

s jejich následnou analýzou (množství odnášeného materiálu, obsah látek) je možné přistoupit k aplikaci jiných přístupů využívání krajiny, a tím k zamezení dalšího znehodnocování jezera.

Vyhodnocení konektivity je propojené s velkým množstvím vstupních faktorů, které ji ovlivňují, přesto vybrané přístupy jsou typické především svou jednoduchou strukturou a zaměřují se pouze na několik fundamentálních parametrů. Na základě nich v této práci byly využity základní parametry topografie (sklon a drsnost povrchu), krajinný pokryv a v prostředí LAPSUS také srážky a faktor erodovatelnosti K vycházející z rovnice USLE. Jelikož funkčnost modelů závisí vždy v první řadě na kvalitě a často i množství vstupů, je těžké mít v ně jistotu. Na jedné straně tedy panují obavy, že tak komplexní proces nelze zvažovat pouze na základě jednoho či dvou faktorů (Baartman a kol., 2009), na straně druhé je zdůrazňováno, že malé množství vstupních parametrů nutně neznamena menší přesnost či využitelnost. Je upozorňováno na častou „přeparametrizovanost“ modelů zaměřených na tyto procesy, neboť ve většině případů vyžadují velké množství vstupů, a přesto trpí nedostatečností (Smith a kol., 2013). U zvolených modelů nebyla nedostatečnost modelování prokázána, naopak například model LAPSUS 5.0 je příznivý právě z hlediska své jednoduchosti a malého množství vstupních parametrů. Otázkou tedy bylo, do jaké míry je modelování v tomto software přesné. Byl porovnán se složitějším modelem LISEM (the Limburg Soil Erosion Model), který potřebuje pro podobné modelování více vstupů, a zároveň pokud možno detailnějších. Předpokladem je, že tento model bude mít přesnější a lepší výsledky, což se nakonec nepotvrdilo (Baartman a kol., 2009).

Všechny tři modely fungují na základě digitálního modelu terénu s možností dalších vstupních dat, koeficientů apod. Pro postup v ArcGIS a software SedInConnect platí, že vyšší podrobnost DEM určuje kvalitnější výsledky (Cavalli a kol., 2013). Naproti tomu LAPSUS byl typicky vyvinut pro DEM s rozlišením 10-30 m, podrobnější data jsou problematické nejen z hlediska dlouhotrvající kalkulace, ale také může způsobit neadekvátně vysoké rozdíly v drsnosti povrchu. Rozlišení nad 30 m může naopak způsobit chybné modelace sklonů a reprezentaci krajinných prvků, což vede k nereálným rozložením tras a propojení (van Gorp a kol., 2015, Habtezion a kol., 2016). Baartman a kol. (2012), který také využil ve svém výzkumu model LAPSUS, zdůrazňuje právě chování modelu na základě ovlivnění rozlišením digitálního modelu terénu. V každém případě rozlišení mění statistiku určitých částí, což nemusí nutně znamenat, že hrubější DMR je nevhodný pro využití v některých modelech (Wolock a Price, 1994).

Co se týče využitých faktorů, SedInConnect a postup v ArcGIS využívají pouze statické aspekty povodí – drsnost povrchu, sklon a krajinný pokryv. Jejich potenciální nevýhodou je neschopnost začlenit do modelování i dynamické parametry jako například srážky. V tom není nutné vidět nevýhodu přístupů, neboť jednou z možností je doplnit o další výpočty nebo je zkombinovat s dalšími modely. U postupu v ArcGIS je možností kombinace pozorování přímo v zájmovém území pomocí terénního protokolu (Borsellim a kol., 2008). Jako možné řešení zlepšení modelování konektivity vycházející z distančních dat se nabízí také kombinace s vyhodnocováním pomocí USLE. Například Ganasri a Ramesh (2016) se snaží o zhodnocení půdní eroze pomocí revidované verze USLE (RUSLE) s využitím právě distančních dat a prostředí ArcGIS. V této práci byla snaha o porovnání výsledků právě s výstupy z rovnice USLE (VÚMOP, 2017).

Postup v SedInConnect je zatím omezen na využití pouze jednoho váhového faktoru, zatímco ArcGIS 10.2 je sám o sobě lépe modifikovatelný v případě dalších faktorů vstupů. Naopak jeho nevýhodou je převážně časová náročnost a množství kroků k vytvoření výstupů, neboť s množstvím úkonů roste možná chybovost výsledků.

Než budou zahrnuty i dynamické faktory vlivu je doporučeno stanovení indexu konektivity pouze na základě topografie a vlivu krajinného pokryvu používat pouze v malých povodích s homogenními klimatickými podmínkami (Vigiak a kol., 2012).

LAPSUS ve svém modelování využívá i vliv srážek, nicméně ty do systému vstupují pouze jako průměrné hodnoty za celé území. Je možné je vložit jako rastrová data, ale jelikož k dispozici pro tuto práci byly pouze roční úhrny srážek z jedné stanice na celém území, byly použity tyto přímé hodnoty s tím, že na ně proto nebyl brán takový důraz.

Z výsledků této práce vyplývá, že nejvýznamnějším faktorem v povodí Mladotického potoka je sklon a obecně topografické parametry. Borselli a kol. (2008) vyhodnocuje obecně jako nejdůležitější činitele sklon a vegetační pokryv. Cavalli a kol. (2014) pro využití SedInConnect 2.0 doporučuje především zvolit takový váhový faktor, který je v povodí elementárním vlivem v celém jeho území. Souhlasí ovšem s vegetačním pokryvem a vedle sklonu přidává drsnost území.

Vzhledem k velikosti vybraného povodí není tento výsledek překvapivý, neboť v tak lokálních podmínkách, kde jsou další parametry (klimatické, gologické aj.) relativně homogenní, bývá topografie nejvýznamnějším podnětem vzniku eroze či depozic (Fontana a Marchi, 2003). Naopak López-Vicente a kol. (2011) ve svém výzkumu na severovýchodě Španělska, kde taktéž posuzuje různé faktory ovlivnění nejen konektivity ale také eroze, dospívá k názoru, že největší vliv má vegetace, neboť po zpevnění svažitějších sklonů

vybranými druhy vegetace dojde ke snížení odnosu půdy z těchto ploch. Kromě toho ale pozoruje efekt skladby vegetace v odlišných klimatických podmínkách, což může být rozhodující. V jejich zájmovém území hraje vegetace klíčovou roli v prostorovém uspořádání hodnot konektivity povodí.

Na sklon se více zaměřuje Cavalli a kol. (2013, nebo také Mao a kol., 2009), který aplikuje Borselliho a kol. (2008) postup v alpských povodích a snaží se zahrnout i analýzu debris flows. Upozorňuje zejména na to, že v přístupu není zahrnuta celá řada dalších procesů transportujících sedimenty typických právě pro horská povodí – skalní říční, laviny apod. Také přiznávají, že ač tyto přístupy jsou nedokonalé, nalézt nějaký sofistikovanější způsob vyžaduje větší náročnost na data.

V těchto horských povodích je také větší heterogenita sklonu, je zde bezpochyby nejdůležitějším faktorem vlivu na konektivitu. Zatímco v této práci byl sklon upraven pouze za účelem odstranění nulových hodnot, horní limit upraven nebyl. Cavalli a kol. (2013) si kvůli aplikaci v horských povodích, kde do procesů v povodí vstupují také například výše zmíněná skalní říční, upravuje také horní hranici sklonu, za účelem pozorování čistě konektivity a ne další škály procesů.

Baartman a kol. (2019) kromě těchto zjevných činitelů vyhodnocují, že konektivita klesá s rostoucí morfologickou rozmanitostí území. Stručně řečeno s rostoucí heterogenitou území ve všech faktorech vlivu, klesá konektivita území.

Ve vybraných modelech je faktor vegetace definován pouze krajinným pokryvem. V poslední době se čím dál více dává důraz na to, že rozlišení na jednotlivé kategorie krajinného pokryvu není, co se týče propojení krajiny, dostatečné a přistupuje se více k posouzení vlivu jednotlivých druhů vegetace. Sandercock a Hooke (2011) ve své práci popisují mimo jiné typy vegetace a jejich vliv nejen na stabilizaci říčního koryta, ale také definují využívání vegetačních zón jako udržitelnou strategii v zamezení odnosu sedimentů. Poukázali při mapování konektivity na vliv různých variací vegetace a v neposlední řadě také na její hustotu. Kromě toho je pozorován i zpětný vliv, kdy nová vegetace napomáhá vzniku depozic, jež jsou tvořeny například jemnými sedimenty, které pak napomáhají k rozvinutí určitých druhů vegetace (Sandercock a kol., 2007 v Sandercock a Hooke, 2011). Tedy – jak zdůrazňují i Baartman a kol. (2012) – vliv má nejen množství vegetace, ale především její prostorové rozmístění.

Významné je v tomto směru analyzovat i land use, neboť intenzivnější odnos sedimentů a celkově vodní eroze jsou mimo jiného způsobeny navýšením kultivovaných ploch ve 20.

století (Foster a kol., 2012). López-Vicente a kol. (2012), pozorují vliv vytváření zemědělských teras na konektivitu povodí (kde tyto terasy snižují nejen sklon, ale také délku svahu).

Barron a kol. (2009), který se zabývá více vlivem narůstání urbánních ploch a jejich vlivem na odnos sedimentů, přiznává, že konektivita se s nárůstem nepropustných ploch sice zvýší, na druhou stranu ovšem ubyly plochy, které mohly být erodovány, tím se sníží množství odnášeného materiálu atp. Přesto s ohledem na konektivitu se trasy odnosu s každým antropogenním zásahem mohou dramaticky změnit (Cabezas a kol., 2009). V tomto výzkumu nebyly urbánní plochy brány v potaz vzhledem ke své zanedbatelné rozloze. Podobné území s minimální infrastrukturou a urbánními plochami zvolil ve své práci také López-Vicente a kol. (2012).

Původní aplikace modelu SedInConnect 2.0 tolik nepočítalo se zahrnutím vegetačního/krajinného pokryvu tím, že byl vyvíjen především v horských povodích, kde vegetace zastupuje nepatrné množství ploch. Zde se nabízí vysvětlení, proč nebyl splněn předpoklad vyššího významu krajinného pokryvu v povodí Mladotického potoka. Ač je upraven na vstup váhového faktoru dle volby uživatele, původní využití počítalo pouze s faktory vycházejícími z digitálního modelu terénu. Také výzkum López-Vicenteho a kol. z roku 2012 nesplnil jisté předpoklady ohledně změn konektivity vázaných na změny landcover. Ve své práci objevují v konektivitě náhodné změny pod některými krajinnými prvky, které nesouvisely s krajinným pokryvem a vegetací, ale objevovaly se při právě scénářích změn krajinného pokryvu.

Faktor erodibility K , který je využíván pouze v software LAPSUS, byl využit pouze jako kalibrační parametr pro celé území. V kombinaci s využitím krajinného pokryvu, kde ve vstupních datech jsou přiřazeny obecné faktory erodovatelnosti pro jednotlivé typy, je tento přístup dostačující a v případě pozorování vlivu topografie není příliš brán v úvahu. Tento přístup je velice zjednodušený a stejně jako u vegetace by bylo vhodné se v budoucnu zaměřit i na rozlišení faktoru erodibility (a sedimentability) v závislosti na krajinných plochách. K tomu je ovšem potřebné podrobné mapování a hlavním problémem zůstává časová proměnlivost, tedy by bylo dobré se zaměřit i na mapování konektivity v meších časových úsecích, jako je kromě rozdílu ve vegetačním období a období vegetačního klidu také například rozdíl v sušším období a v období po větším množství srážek.

Je také zdůrazňováno, že v určení erodibility jakéhokoliv území je zapotřebí podrobnějších půdních charakteristik, kterých často v konkrétním území nemáme dostatek (Panagos a kol., 2014). Zaměřit se více na půdní charakteristiky (a vegetační pokryv) radí také López-Vicente a kol. (2012). S tím souvisí posléze snaha o předpověď erozních procesů a jejich zabránění, což s upřesněním charakteristik půdy těsně souvisí (Wang a kol., 2016).

Prostorová odlišnost způsobená různými typy krajinného pokryvu by utvořila lepší přehled o vlivu jednotlivých kategorií. Potom ale platí stejně, jak v předchozích způsobech modelování, že ani to nemusí být dostačující a místo typů krajinného pokryvu by měla být brána v potaz více fragmentace krajiny. LAPSUS je schopen brát v úvahu hodnoty K za jednotlivé typy krajinného pokryvu, což v případě více diferenciovaného území může být nápomocným prostředkem ve zkoumání vlivu landcover na konektivitu povodí. S tím ovšem souvisí komplikovanější proces modelování, neboť je poměrně jednoduché vytvořit jednu hodnotu K pro homogennější plochy, například jehličnatých lesů nebo trvalého travního porostu, ale bude složitější v případě zemědělsky využívaných ploch, kdy se na orné půdě provádí střídání plodin, protierozní opatření a navíc je zásadně ovlivněna různými fázemi roku. Všechny půdní charakteristiky, ze kterých hodnota K vyplývá, se tedy během roku mění (Dostál a kol., 2002). Zajímavé výsledky by mohlo přinést pozorování území, když přestane být antropogenně ovlivňováno (López-Vicente a kol., 2012).

Velice důležitým vlivem na hydrologickou konektivitu jsou dešťové srážky. Z vybraných modelů zahrnuje jejich vliv do výpočtů pouze LAPSUS, proto se bohužel nedá porovnat reagování zájmového území v rámci různých přístupů. Přitom vliv tohoto faktoru je nezpochybnitelný, proto se jako řešení nabízí rozšíření stávajících modelů. Navíc oproti jiným faktorům srážky uskutečňují také dočasná propojení, která nelze zanedbávat. Obecně dobu trvání některých propojení či jejich frekvenci je velice obtížné zaznamenat a modelování v tomto směru je stále nedokonalé (Barron a kol., 2009).

Například v okolí Odlezenského jezera, které je zanášeno sedimenty a látkami vymývanými ze zemědělsky využívaných ploch, by také bylo příhodné mapování po významnějších (déletrvajících či intenzivnějších) srážkách. Mohlo by to vést například k analýze neaktivnějších míst, kde by se mohlo přistoupit k zachytávání sedimentů a znečišťujících látek.

Postup v ArcGIS a software SedInConnect nejsou zatím modifikovány na časové měřítko. Proměnlivost v čase je například z hlediska vegetačního pokryvu nezanedbatelný jev. V této práci bere časové měřítko v potaz pouze LAPSUS, který je evolučním modelem, a je tedy uzpůsobený k modelování v různých časových obdobích a také k vytváření různých scénářů. Problémem těchto scénářů je zejména to, že model pracuje s určitou sadou vstupních dat, kdy některá data mají časové měřítko (srážky), nicméně jiná ne (DMR).

Nipgen a kol. (2011) pokládají otázku, zda je možné určit míru ovlivnění jednotlivými parametry, když není reálně možné, aby v určitém momentě působil pouze jediný.

S narůstajícím množstvím vlivů v povodí je obtížnější určit důsledky konkrétního faktoru. Porovnávání vlivů jednotlivých parametrů, jak se stalo také v této práci, je jednou z možností, které mohou pomoci v rozlišení míry jejich ovlivnění, přesto klíčovou roli hraje také kombinace určitých faktorů. Pozorování těchto kombinací a obecně i dalších vlivů na konektivitu povodí, které zde nebyly probírány, se nabízí jako alternativa pro výzkum do budoucna.

Zvolené přístupy, jak ukázaly výsledky, relativně dobře modelují trasy pohybu sedimentů, přesto důležité je zjišťování i množství odnášeného materiálu. To v tuto chvíli z vybraných přístupů analyzuje pouze LAPSUS, ovšem jeho náročnost na vstupní parametry je také v návaznosti na požadavky modelování vyšší.

Otázkou zůstává, jak mohou být výsledky této práce ověřeny v terénu a zda mohou být využívány samostatně. Naprostá většina výzkumů se shoduje, že je nutná i terénní verifikace, případně kombinace více přístupů i s modelováním v zájmovém území, přesto například Jasinky a Crago (1999) uznávají, že modelování na základě distančních dat může být dostatečné alespoň v oblastech s limitovaným přístupem.

Potvrzení výsledků je zatím nejistou záležitostí. Terénní protokol, který byl využit v této práci, je víceméně spíš doplněním indexu konektivity získaného počítačovými nástroji (Borselli a kol., 2008). S tímto protokolem je nejlepší pracovat po delších nebo intenzivnějších srážkách, což se v této práci nestalo, mohlo tedy dojít k zanedbání některých méně evidentních tras. Navíc s ním bylo pracováno na počátku vegetačního období a v jiných obdobích roku budou výsledky pravděpodobně vlivem vegetace rozdílné. Kromě toho vždy závisí na velikosti plochy a subjektivním hodnocení uživatele. I přesto může mít dobrou výpovědní hodnotu a například porovnání výsledků v několika ročních obdobích by mohlo přinést nový pohled v tomto směru.

Hodnoty vycházející na vybrané plochy této práce navíc dle našeho vyhodnocení jsou spíš vyšší, ale nejsou vysoké dle definice Borselliho a kol. (2008). V tomto směru se dá říci, že v těchto poměrech vysoké jsou, neboť Borselli a kol. (2008) testovali kombinaci přístupu v ArcGIS 10.2 s terénním protokolem v malých horských povodích.

Obecně je možné zhodnotit, že všechny přístupy jsou použitelné na modelování konektivity povodí, ale je nutné se zaměřit více na jejich validaci. Dále je nutné se více podívat na celý faktor krajinného pokryvu a případně i využití krajiny, protože jde o parametr, který je z antropogenního hlediska nejsnáze ovlivnitelný a leží v něm případné možnosti řešení kritických situací nejen v propojení krajiny, ale zejména v erozi. Tato práce přináší nové poznatky, současně ale upozorňuje na limity a nedostatky, které tví především v zobecnění vstupních parametrů a složitém ověření výsledků.

7 Závěr

Konektivita povodí je novým paradigmatem v hydrologii. Označuje propojení krajiny a s tím související přenos vody, sedimentů a látek v nich obsažených napříč daným povodím. Na rozdíl od vodní eroze a množství odnášeného materiálu se elementárně zabývá především trasami pohybu. Dodnes se diskutuje, zda je možné hydrologickou konektivitu jednotně definovat a v neposlední řadě hlavně změřit či určitým způsobem kvantifikovat.

Rešerše práce se zabývá především představením konektivity povodí obecně, způsoby, jakými ji lze analyzovat, a zároveň popisuje hlavní faktory, které ji ovlivňují.

Doposud existuje několik přístupů, které se o měření a modelování hydrologické konektivity snaží. Tato práce poskytuje výsledky ze tří odlišných modelů (ArcGIS 10.2, SedInConnect 2.0 a LAPSUS 5.0), pomocí kterých byla analyzována hydrologická konektivita povodí Mladotického potoka. Toto povodí je dlouhodobě sledováno, neboť se zde nachází Odlezenské jezero, které je poměrně rychle zanášeno sedimenty a analýza tras pohybu sedimentů by mohla posloužit ke zpomalení procesu.

Z hlavních parametrů ovlivňujících míru konektivity byly vybrány topografie, krajinný pokryv, srážky a faktor erodibility K vycházející z USLE. Výsledky odráží jejich vliv na povodí a vyhodnocují, co ve zvoleném území působí nejvýrazněji.

Výsledky ukázaly, že nejvýznamnější důsledky má na povodí topografie, a to převážně z hlediska sklonu. Vliv dalších faktorů byl rovněž prokázán, přesto v porovnání se sklony v území byl vždy menší, ale ne zanedbatelný. Co se týče funkčnosti modelů, všechny tři se ukázaly jako vyhovující k modelování konektivity, ačkoliv některé vstupní parametry, zejména srážky a faktor erodovatelnosti K, byly velice zjednodušeny.

Výsledky práce byly validovány terénním šetřením a jsou porovnávány s výsledky USLE dle geoportálu SOWAC GIS.

Tato práce je přínosem zejména z důvodu představení dané problematiky v Česku, ale hlavně díky testování nových přístupů a odhalení jejich limitů.

8 Zdroje

- Atkinson, E. (1995): Methods for assessing sediment delivery in river systems. *Hydrological Sciences Journal* 40, č. 2, s. 273-280.
- Balatka, B., Kalvoda, J. (2006): *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Kartografie Praha, 79 s.
- Barron, O. V., Pollock, D. W., Dawes, W. R. (2009): Evaluation of catchment connectivity and storm runoff in flat terrain subject to urbanisation. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, č. 6, s. 6721-6758.
- Baartman, J. E. M., Schoorl, J. M., Veldkamp, A., Ritsema, C. J. (2009): Erosion in a landscape evolution context: LISEM and LAPSUS: variation in temporal and spatial scales. Conference Program and Book of Abstracts, Scaling and Governance Conference 2010, 4 s.
- Baartman, J. E. M., van Gorp, W., Temme, A. J. A. M., Schoorl, J. M. (2012): Modelling sediment dynamics due to hillslope-river interactions: incorporating fluvial behaviour in landscape evolution model LAPSUS. *Earth Surface Processes and Landforms*, č. 37, s. 923-935.
- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. (2008): *Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assesment*. *Catena* 75, s. 268-277.
- Bracken, L. J., Wainwright, J., Ali, G. A., Tetzlaff, D., Smith, M. W., Reaney, S. M., Roy, A. G. (2013): Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. *Earth-Science Review* 119, s. 17-34.
- Bracken, L. J., Croke, J. (2007): The Concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, 21, s. 1749-1763.
- Brierley, G., Fryirs, K., Jain, V. (2006): Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. *Area* 38, 2, s. 165-174.
- Cabezas, A., Comín, F. A., Beguería, S., Trabucchi, M. (2009): Hydrologic and landscape changes in the Middle Ebro River (NE Spain): implications for restoration and management. *Hydrology and Earth System Science*, 13, s. 273-284.
- Cameraat, E. L. H. (2002): A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, s. 1201-1222.
- Cameraat, E. L. H. (2004): Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 104, č. 2, s. 317-332.

- Cavalli, M., Crema, S., Marchi, L. (2014): Guidelines on the sediment connectivity stand-alone application SedInConnect, Release 2.0 (and 2.1). CNR-IRPI Padova (PP4).
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L. (2013): Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, s. 31-41.
- Claessens, L., Schoorl, J. M., Verburg, P. H., Geraedts, L., Veldkamp, A. (2009): Modelling interactions and feedback mechanisms between land use change and landscape processes. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 129, s. 157-170.
- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P., Takken, I. (2005): Sediment concentration changes in runoff pathways from forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* 68, s. 257-268.
- Čuřík, J. (2009): Hydrologický režim Mladotického jezera. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta UK, Litoměřice, 108 s.
- Dostál, T., Krása, J., Váška, J., Vrána, K. (2002): Mapa erozního ohrožení půd a transportu sedimentu v České republice. *Vodní Hospodářství*, 2002, č. 2, s. 46-50.
- Dušánek, P. (2014): Nové výškopisné mapování České republiky. Sborník konference GIS Ostrava 2014, 6 s.
- Emanuel, R. E., Hazen, A. G., McGlynn, B. L., Jencso, K. G. (2013): Vegetation and topographic influences on the connectivity of shallow groundwater between hillslopes and streams. *Ecohydrology*(2013), 9 s.
- Fontana, G. D., Marchi, L. (2003): Slope-area relationships and sediment dynamics in two alpine streams. *Hydrological Processes* 17, s. 73-87.
- Foster, I. D. L., Rowntree, K. M., Boardman, J., Mighall, T. M. (2012): Changing sediment yield and sediment dynamics in the Karoo Uplands, South Africa; Post-European Impacts. *Land Degradation and Development* 23, s. 508-522.
- Förster, S., Wilczok, Ch., Brosinsky, A., Segl, K. (2014): Assessment of sediment connectivity from vegetation cover and topography using remotely sensed data in a dryland catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Soils and Sediments* 14, s. 1982-2000.
- Fryirs, K. A., Brierley, G. J., Preston, N. J., Kasai, M. (2007): Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *Catena* 70, s. 49-67.
- Fryirs, K. A. (2013): (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, s. 30-46.
- Ganasri, B. P., Ramesh, H. (2016): Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS – A case study of Nethravathi Basin. *Geoscience Frontiers* 7, s. 953-961.

- Grohmann, C. H, Smith, M. J., Riccomini, C. (2010): Multiscale analysis of topographic surface roughness in the Middled Valley, Scotland. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, č. 99, s. 1-14.
- Habtezion, N., Nasab, M. T., Chu, X. (2016): How does DEM resolution affect microtopographic characteristics, hydrologic connectivity, and modelling of hydrologic processes? *Hydrological Processes* (2016), 23 s.
- Heiler, G., Hein, T., Schiemer, F., Bornette G. (1995): Hydrological connectivity and flood pulses as the central aspects for the integrity of a river-floodplain system. *Regulated Rivers: Research & Management*, č. 11, s. 351-361.
- Hooke, J. (2003): Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, s. 79-94.
- Hudson, P. F., Heitmuller, F. T., Leitch, M. B. (2012): *Journal of Hydrology*, č. 414-415, s. 174-183.
- Hulec, F. (2017): Nová batymetrická mapa Odlezenského jezera. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 70 s.
- Janský, B. (2003): Mladotické jezero – vývoj jezerní pánve. *Geomorfologický sborník* 2, 8 s.
- Janský, B., Schulte, A., Česák, J., Escobar, V. R. (2010): The Mladotice Lake, Western Czechia: The unique genesis and evolution of the lake basin. *Geografie*, 115, č. 3, s. 247-265.
- Jasinski, M. F., Crago, R. (1999): Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, č. 94, 1, s. 65-77.
- Jordan, G., van Rompaey, A., Szilassi, P., Csillag, G., Mannaerts, Ch., Woldai, T. (2005): Historical land use changes and their impact on sediment fluxes in the Balaton basin (Hungary). *Agriculture, Ecosystems and Environment* 108, s. 119-133.
- Lane, S. N., Reaney S. M., Heathwaite, A. L. (2009): Representation of landscape hydrological connectivity using topographically driven surface flow index. *Water Resources Research*, č. 45, 10 s.
- Lesschen, J. P., Schoorl, J. M., Cammeraat, L. H. (2009): Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology* 109, č. 3-4, s. 174-183.
- Lexartza-Artza, I., Wainwright, J. (2009): Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena* 79, s. 146-152.

- López-Vicente, M., Poesen, J., Navas, A., Gaspar, L. (2011): Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. *Catena* 102, s. 62-73.
- Lu H., Moran, Ch., Prosser, I., Sivapalan, M. (2004): Modelling Sediment Delivery Ratio Based on Physical Principles. *International Congress on Environmental Modelling and Software*, 189, 6 s.
- Mao, L., Cavalli, M., Comiti, F., Marchi, L., Lenzi, M. A., Arattano, M. (2009): Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrasting morphological settings. *Journal of Hydrology* 364, s. 88-98.
- Nipgen, F., McGlynn, B. L., Marshall, L. A., Emanuel, R. E. (2011): Landscape structure and climate influences on hydrologic response. *Water Resources Research*, č. 47, 17 s.
- Ondráčková, L. (2015): Podmínky transportu sedimentů v povodí Černé Opavy – Analýza (dis)konektivity fluválního systému. Diplomová práce, Brno, 103 s.
- Pagáč, P. (2016): Modelování erozních procesů v povodí Odlezenského jezera. Bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta UK, Praha, 50 s.
- Panagos, P., Meusburger, K., Ballabio, C., Borrelli, P., Alewell, Ch. (2014): Soil erodibility in Europe: A high-resolution dataset based on LUCAS. *Science of the Total Environment* Vol. 479-480, s. 189-200.
- Persichillo, M. G., Bordoni, M., Cavalli, M., Crema, S., Meisina, C. (2017): The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. *Catena* 160, s. 267-274.
- Pringle, C. (2003): The need for a more predictive understanding of hydrologic connectivity. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, č. 13, s. 467-471.
- Quitt, E. (1971): Klimatické oblasti Československa. *Studia Geographica*, Brno.
- Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., Porter, J. P. (1991): RUSLE – Revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 4 s.
- Sandercock, P. J., Hooke, J. M. (2011): Vegetation effects on sediment connectivity and processes in an ephemeral channel in SE Spain. *Journal of Arid Environments*. Č. 75, s. 239-254.
- Schoorl, J. M., Veldkamp, A. (2001): Linking land use and landscape process modelling: a case study for the Alora region (south Spain). *Agric. Ecosyst. Environment*, č. 85, s. 281-292.
- Schoorl, J. M., Sonneveld, M. P. W., Veldkamp, A. (2000): Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, s. 1025-1034.

- Schulte, A., Jansky, B., Daut, G., Irmeler, R., Van Geldern, R. (2007): Sediment dynamics from the drainage area into Lake Mladotice (western Czech Republic) in relation to flood events and under the influence of pre- to post-communist landscape changes. *IAHS* 317, s. 130-136.
- Shore, M., Murphy, P. N. C., Jordan, P., Mellander, P. E., Kelly-Quinn, M., Cushen, M., Mehan, S., Shine, O., Melland, A. R. (2013): Evaluation of a surface hydrological connectivity index in agricultural catchments. *Environmental Modelling & Software* 47, s. 7-15.
- Smith, T., Marshall, B., McGlynn, B., Jencso, K. (2013): Using field data to inform and evaluate a new model of catchment hydrologic connectivity. *Water Resources*, č. 49, s. 6834-6846.
- Soranno, P. A., Cheruvilil, K. S., Wagner, T., Webster, K. E., Bremigan, M. T. (2015): Effects of land use on lake nutrients: The importance of scale, hydrologic connectivity, and region. *PLoS ONE* 10, 22 s.
- Tarboton, D. G. (1997): A new method for the determination of flow directions and contributing areas in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, č. 33(2), s.309-319.
- Tetzlaff, D., Soulsby, C., Bacon, P. J., Youngson, A. F., Gibbins, C., Malcolm, I. A. (2007): Connectivity between landscape and riverscapes – a unifying theme in integrating hydrology and ecology in catchment science? *Hydrological Processes*, č. 21, s. 1385-1389.
- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, Ch., Bardou, E. (2010): The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology*, č. 124, s. 113-123.
- Tolasz, R., Brázdil, R., Bulíř, O., Dobrovolný, P., Dubrovský, M., Hájková, L., Halášová, O., Hostýnek, J., Janouch, M., Kohut, M., Krška, K., Křivancová, S., Květoň, V., Lepka, Z., Lipina, P., Macková, J., Metelka, L., Míková, T., Mrkvica, Z., Možný, M., Nekovář, J., Němec, L., Pokorný, J., Reitschläger, J. D., Richterová, D., Rožnovský, J., Řepka, M., Semerádová, D., Sosna, V., Stríž, M., Šercl, P., Škáchová, H., Štěpánek, P., Štěpánková, P., Trnka, M., Valeriánová, A., Valter, J., Vaníček, K., Vavruška, F., Voženílek, V., Vráblík, T., Vysoudil, M., Zahradníček, J., Zusková, I., Žák, M., Žalud, Z. (2007): Atlas podnebí Česka. *Climate Atlas of Czechia*, ČHMÚ a Univerzita Palackého, Praha, Olomouc, 256 s.
- Vacková, Z. (2014): Vývoj kvality vody v povodí Mladotického potoka. Diplomová práce. Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, 99 s.
- Van Gorp, W. (2015): LAPSUS User Guide (v0.97) – LANDscape ProcesS modelling at mULTI dimensions and scaleS: Model version 5.0. Wageningen University, 29 s.

- Vigiak, O., Borselli, L., Newham, L. T. H., McInnes, J., Roberts, A. M. (2012): Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio. *Geomorphology* 138, s. 74-88.
- von Freyberg, J., Radny, D., Gall, H. E., Schirmer, M. (2014): Implications of hydrologic connectivity between hillslopes and riparian zones on streamflow composition. *Journal of Contaminant Hydrology*, 169, s. 62-74.
- Walling, D. E. (1983): The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, s. 209-237.
- Wang, B., Zheng, F., Guan, Y. (2016): Improved USLE-K factor prediction: A case study on water erosion areas in China. *International Soil and Water Conservation Research* 4, s. 168-176.
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. (1978): Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. *Agriculture Handbook*, č. 537. U.S. Department of Agriculture. 58 s.
- Wolman, M. G. (1977): Changing needs and opportunities in the sediment field. *Water Resources Research*, 13, č. 1, s. 50-54.
- Wolock, D. M., McCabe Jr., G. J. (1995): Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research* Vol. 31, č. 5, s. 1315-1324.
- Wolock, D. M., Price, C. V. (1994): Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Resources Research*, č. 30, 11, s. 3041-3052.

Elektronické zdroje:

- Community Surface Dynamics Modeling System. (CSDMS; online): Informace o dostupných modelech vhodných pro mapování odnosu a konektivity sedimentů. [cit. 2017-04-19] Dostupné na: http://csdms.colorado.edu/wiki/Model_download_portal
- Copernicus: Europe's eyes on Earth, Land Monitoring Service. (online): Corine Land Cover 1990-2012. [cit. 2016-12-20] Dostupné na: <http://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>
- DMR 5G (2013): Digitální model reliéfu České republiky 5. Generace (DMR 5G), ČÚZK, Praha.
- European Environment Agency. (online): Corine Land Cover. [cit. 2016-12-20] Dostupné na: https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data#c17=&c11=&c5=all&c0=5&b_start=0&c12=clc

- USU - Utah State University (online): software TauDEM [cit. 2017-01-02] Dostupné na: <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5/publications.html>
- Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i. (VÚMOP): Geoportál SOWAC GIS. [cit. 2017-11-20] Dostupné na: <http://mapy.vumop.cz/>
- WUR - Wageningen University and Research. (online): LAPSUS 5.0. [cit. 2017-01-06] Dostupné na: <https://www.wur.nl/en/Expertise-Services/Chair-groups/Environmental-Sciences/Soil-Geography-and-Landscape-Group/Research/LAPSUS/Technical-Information.html>

9 Přílohy

Příloha 1: Výpočet konektivity povodí v prostředí ArcGIS dle Borselli a kol. (2008) – celý postup s návrhem názvů jednotlivých vrstev:

Vložená data: rastrová data digitálního modelu terénu a faktoru vegetačního pokryvu C
vektorová data silnic a intravilánu ve formátu .shp

1. Sklon bez nulových hodnot

- a) Kalkulace sklonů – funkce Slope → „Slope“
- b) Odstranění nulových hodnot – funkce Raster Calculator
- a. Vzorec: $(([Slope] == 0) * 0,005) + [Slope] \rightarrow „S“$

2. Intravilán a silnice

- a) Vytvoření rastrové vrstvy ze silnic a urbánních ploch – funkce Convert Feature to Raster
- b) Přiřazení hodnoty 0 silnicím a urbánním plochám, zbylých plochám hodnota 1 – funkce Reclassify → „RoadMask“

3. Flow Direction v kombinaci s rastrem silnic a intravilánu

- a) Flow Direction z digitálního modelu terénu → „FlowDir“
- b) funkce Raster Calculator: $[FlowDir] * [RoadMask] \rightarrow „DirMask“$
- c) Flow Accumulation z [DirMask] → „AccMask“
- d) funkce Raster Calculator: $[AccMask] \leq 1000 \rightarrow „RiverMask“$
- e) funkce Raster Calculator: $[DirMask] * [RiverMask] \rightarrow „DirFinal“$

4. Flow Accumulation bez nulových hodnot

- a) Flow Accumulation z [DirFinal] → „FlowFinal“
- b) Odstranění nulových hodnot – Raster Calculator: $FlowFinal + 1 \rightarrow „AccFinal“$

5. Výpočet dolního komponentu „Downslope component“ (Ddn)

- a) Raster Calculator – vzorec: $1 - (C * S) \rightarrow „inv_CS“$
- b) Funkce Flow Length – z DIRFINAL a inv_CS, nastavení downstream → „X“
- c) Raster Calculator: $((X == 0) * inv_CS) + X \rightarrow „Ddn“$

6. Výpočet horního komponentu „Upslope component“ (Dup)

- a) Flow Accumulation – z DirFinal a s váhovým rastrem C $\rightarrow$ „*pro_Cmean*“
- b) Raster Calculator: $(pro_Cmean + C)/AccFinal \rightarrow$ „*Cmean*“
- c) Flow Accumulation – z DirFinal a s váhovým faktorem S $\rightarrow$ „*pro_Smean*“
- d) Raster Calculator: $(pro_Smean + S)/AccFinal \rightarrow$ „*Smean*“
- e) Raster Calculator: $Cmean * Smean * Sqrt(AccFinal * 25) \rightarrow$ „*Dup*“

7. Výpočet indexu konektivity

- a) $\log_{10}(Dup/Ddn) \rightarrow$ „*IC*“

Příloha 2: Terénní protokol pro zjištění konektivity povodí navrhnutý Borsellim a kol. (2008)

Table for scoring and rapid appraisal of connectivity in the field

Place		Coordinates	Date		
Local connectivity subfactor (LCS)		Description	Rating		
Upslope subfactors					
		Range	Scores	Score	notes
Au) Upslope catchment area A (ha)		A < 0.1	0		
		0.1 < A < 0.5	15		
		0.5 < A < 1.0	30		
		1.0 < A < 2.0	45		
		A > 2.0	60		
Bu) Presence of deposition evidences in upslope catchment		Strong deposition	0		
Note: In the absence of erosion processes assign score 0		Clear evidences	5		
		Discontinue evidences	10		
		Minimum evidences	15		
		Absent	20		
Bare soil surface	Cu1) Average roughness upslope catchment (standard deviation of elevations normal to soil surface—in cm) [computed along 3 m transects]	RR > 4	0		Wu) fraction of area that is bare with respect to the area that is covered by vegetation (0.0–1.0)
		2 < RR < 4	5		
		1 < RR < 2	10		
		0.3 < RR < 1.0	15		
		RR < 0.3	20		
Woodland, pasture, rangelands, crops	Cu2) at ground level: Average canopy cover % + plant basal area % in upslope catchment (Cv) (in %)	80 < Cv < 100	0		
		60 < Cv < 80	5		
		40 < Cv < 60	10		
		20 < Cv < 40	15		
		Cv < 20	20		
Total score upslope component*					
Notes: * The total score of the upslope component is given by: Su = Au + Bu + WuCu1 + (1 – Wu)Cu2					
Local connectivity subfactor (LCS)		Description	Rating		
Downslope subfactors					
		Range	Scores	Score	notes
Ad) Distance from local sink: d (m)		d > 100	0		
		100 < d < 50	10		
		50 < d < 10	20		
		10 < d < 5	30		
		d < 5	40		
Bd) Presence of buffer/bush strip at the end of the flux pathway		Wide > 4 m and dense	0		
		Continue and dense	5		
		Discontinue—sparse	10		
		Minimum evidences	15		
		Absent	20		
Cd) Presence of deposition evidences along downslope pathway		Strong deposition	0		
Note: In the absence of erosion processes assign score 0		Clear evidences	5		
		Discontinue evidences	10		
		Minimum evidences	15		
		Absent	20		
Bare soil surface	Dd1) Average Roughness along downslope pathway (standard deviation of elevations normal to soil surface—in cm) [computed along 3 m transects]	RR > 4	0		Wd) fraction of area that is bare with respect to the area that is covered by vegetation (0.0–1.0)
		2 < RR < 4	5		
		1 < RR < 2	10		
		0.3 < RR < 1.0	15		
		RR < 0.3	20		
Woodland, pasture, rangeland, crops	Dd2) at ground level: Average canopy cover % + plant basal area % in downslope pathway (Cv) (in %)	80 < Cv < 100	0		
		60 < Cv < 80	5		
		40 < Cv < 60	10		
		20 < Cv < 40	15		
		Cv < 20	20		
Total score downslope component**					
Notes: **The total score of the upslope component is given by: Sd = Ad + Bd + Cd + WuDd1 + (1 – Wu)Dd2					
The Field Index of connectivity is given by $FIC = \frac{Su + Sd}{2}$					