

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: N4101 Zemědělské inženýrství

Studijní obor: Agroekologie - Ekologické zemědělství

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vliv různých typů krajinného pokryvu na fyzikální parametry povrchu  
krajiny

Vedoucí diplomové práce: Ing. Václav Nedbal, Ph.D.

Autor diplomové práce: Bc. Jan Kuntzman

České Budějovice, duben 2018

#### Prohlášení

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své diplomové práce, a to (v nezkrácené podobě v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

Dne 18.4.2018

Podpis Bc. Jan Kuntzman

## Poděkování

Tímto bych chtěl poděkovat především vedoucímu mé diplomové práce panu Ing. Václavu Nedbalovi, Ph.D., který při vedení mé práce prokázal obrovskou trpělivost, stejně tak jako ochotu, odbornost a vstřícnost. Také bych chtěl poděkovat mojí rodině za nejen materiální, ale především morální podporu při studiu. A slovo vděku zaslouží i všichni moji přátelé a kamarádi, kteří mi buď dali dobré rady anebo mi dali alespoň zapomenout.

Díky

## Abstrakt

Cílem práce bylo zhodnocení energetických toků na plochách s různými půdními pokryvy. Pro potřeby práce bylo vybráno území v povodí Paseckého a Váčkového potoka v Novohradských horách. Na relativně malé ploše se zde nachází pět různých typů půdního pokryvu (orná půda, les, trvalý travní porost, mokřad a zástavba), u kterých byly hodnoceny funkční parametry (množství vegetace, vlhkost povrchu, radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla). K hodnocení byly použity multispektrální satelitní snímky a pozemně měřená meteorologická data.

Z výsledků práce vyplývá, že vegetace má příznivý vliv na mikroklimatické podmínky. Obzvláště trvalé vegetační kryty typu trvalých travních porostů, lesa či mokřadů vykazovaly výrazně větší vyrovnanost a stabilitu sledovaných parametrů než plochy zástavby, které měly v důsledku snížené schopnosti ochlazování díky výparu vody vyšší hodnoty teploty povrchu a toku pocitového tepla. Vegetace na rozdíl od zpevněných ploch a ploch zbavených vegetace vodu zadržuje a dále ji využívá pro evapotranspiraci. Tím ukládá energii ze Slunce do vodní páry, která v noci, kondenzující na podchlazených předmětech jí tuto energii opět předává. Voda tak v rámci malého vodního cyklu putuje krajinou a stabilizuje mikroklima v ní.

**Klíčová slova:** NDVI, NDMI, teplota, teplo, energetické toky, dálkový průzkum Země, Landsat, půdní pokryv, způsob hospodaření, Novohradské hory

## Abstract

The aim of the thesis was understanding the energy fluxes in different types of land cover. The area of interest is located in Novohradské hory in the basins of Váčkový and Pasecký potok. On a relatively small area there are five different types of land cover to be found (field, forest, permanent grassland, wetland and built-up area). For each of the types of land cover three properties of the surface were calculated: amount of vegetation on the surface, wetness of the surface and surface temperature. Moreover, soil heat flux, latent heat flux and sensible heat flux were established therefore surface thermal balance was evaluated. Results were statistically processed with boxplot diagrams as an outcome.

The results support the hypothesis of vegetation having a positive effect on microclimate conditions. Especially the permanent cultures (wetlands, permanent grassland, forest) demonstrated much larger microclimatic stability and balance as well as capability of keeping moist. Thanks to insufficient intensity of vaporization (due to lack of water), built-up areas showed higher surface temperatures and sensible heat flux at most of the cases. Vegetation is capable of holding water and redistributing it in an environment via evapotranspiration. Thus, solar energy is stored inside of the water vapour which condensates on cool objects releasing the energy spent during the vaporization process. Water moves in the landscape through the local-scale water cycle stabilizing the microclimate.

**Key words:** NDVI, NDMI, temperature, heat, energy fluxes, remote sensing, Landsat, land cover, land use, Novohradské hory

1. Úvod.....	9
2. Literární přehled .....	11
2.1. Člověk a krajina .....	11
2.2. Elektromagnetické záření .....	12
2.2.1. Zdroje elektromagnetického záření.....	14
2.2.2. Distribuce záření .....	14
2.2.3. Odrazivost.....	15
2.2.4. Charakteristika jednotlivých povrchů .....	15
2.3. Dálkový průzkum Země.....	16
2.3.1. Projekt Landsat .....	17
2.3.2. Metody měření v DPZ.....	18
2.3.3. Data v DPZ .....	19
2.3.4. Charakteristika digitálních dat .....	19
2.3.5. Předzpracování snímků .....	20
2.4. Příklady výzkumů aplikujících DPZ.....	22
3. Cíl práce .....	26
4. Metodika.....	27
4.1. Popis zájmového zemí.....	27
4.2. Metody.....	28
5. Výsledky.....	37
5.1. NDVI.....	39
5.2. NDMI .....	40
5.3. Radiační teplota povrchu.....	40
5.4. Tok tepla do půdy.....	41
5.5. Latentní teplo výparné.....	41
5.6. Tok pocitového tepla.....	42
6. Diskuze.....	51

6.1.	NDVI.....	51
6.2.	NDMI .....	52
6.3.	Radiační teplota povrchu.....	53
6.4.	Tok tepla do půdy.....	54
6.5.	Latentní teplo výparné.....	55
6.6.	Tok pocitového tepla.....	56
7.	Závěr .....	58
8.	Literatura: .....	60

## 1. Úvod

Práce se zabývá vlivem půdního pokryvu (množství vegetace, vlhkost povrchu) na funkční parametry povrchu (radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla). Z těchto dat se dá odvodit mikroklimatická stabilita stanoviště, která závisí převážně na dostatku vody v krajině.

Polnohospodářská krajina se začíná objevovat přibližně 10000 př. n.l. na různých místech světa. Člověk po čase objevil, že nejefektivnější způsob, jak si opatřit potravu je, když ji sám vypěstuje, k čemuž se velmi hodila především různá semena trav. Byly tak položeny základy pro pěstování obilnin, které jsou dnes převažující plodinou pro výživu člověka. Jenomže k tomu člověk musel krajinu radikálně změnit. Docházelo tedy k plošným přeměnám krajiny především v podobě odlesňování a odvodňování, za účelem získání místa vhodného ke kultivaci dnes již kulturních plodin.

Takovéto razantní zásahy do krajiny mají značný vliv na hydrologický a energetický režim území. Každý druh půdního krytu jinak hospodář s vodou, a to má signifikantní vliv na mikroklima stanoviště. Tam kde jsou území dobře zásobená vodou, voda pomáhá vyrovnávat teplotní extrémy. Do změny skupenství vody může být přeměněna velká část přicházející sluneční energie. Pokud ovšem není voda k dispozici, tato energie se způsobuje zvýšení teploty prostředí a toku pocitového tepla. Tento jev může činit problémy především v průběhu letních měsíců uvnitř rozsáhlých městských oblastí. V urbanizovaných oblastech je totiž voda považována spíše za problém nežli přínos a je tedy kanalizována a co nejrychleji odvedena z města pryč. Často zde chybí zeleň, která vodu dokáže zužitkovat a evapotranspirací tlumit teplotní výkyvy. Vysušené betonové povrchy se pak nadměrně ohřívají a lidé musí spotřebovávat velké množství energie na klimatizování přehřátých prostor. Tato energie by však mohla být při racionálním plánování alespoň z části ušetřena.

Pochopení využívání sluneční energie a vody v různých typech krajinného pokryvu nám dává obrázek o energetickém režimu krajiny. Orná půda prochází v průběhu roku nejdynamičtějšími změnami. Metody dálkového průzkumu Země nám



mohou poskytnout informace o zdravotním stavu porostů, o jejich homogenitě či hospodaření s vodou a tím pomoci zemědělcům s efektivními zásahy. Zvláštní kapitolou jsou pak energetické toky uvnitř intravilánů. Jejich pochopení a následná aplikace těchto poznatků může zlepšit životní prostředí měst tlumením výkyvů teplot a má tak zároveň i potenciál šetřit životní prostředí skrze šetření energie jinak využitě k chlazení či vytopu. S těmito znalostmi bude možné lépe odhadovat dopady ať už různých typů hospodaření tak i zásahů do krajiny například změnou půdního krytu, což je vzhledem k rostoucím plochám urbanizovaných oblastí (domy, sklady, parkoviště atp.) značně aktuální problém.

Pro krajinu je důležité mozaikovitě rozmístění různých typů půdního krytu tak aby plnila funkce především spojené s hospodařením s vodou. Metody dálkového průzkumu značnou měrou přispívají k poznání a hodnocení fungování krajiny. Těmito metodami lze získávat údaje o energetických poměrech, obsahu vegetace či vlhkosti povrchu území takových rozloh, které by jinými (pozemními) metodami nebylo možné pokrýt.

## 2. Literární přehled

### 2.1. Člověk a krajina

Člověk je a vždycky byl závislý na klimatických podmínkách. Klima je dynamické a vývoj lidské civilizace je mu chtě nechtě podřízen. Změny klimatu lemují zániky i rozkvěty mnohých říší, pro které bylo počasí často božstvem. Bohužel lidstvo si často neuvědomuje, že tento vztah není jednostranný. Klima má vliv na člověka a díky současným (i minulým) poznatkům víme, že člověk má vliv na klima, a to jak v globálním, tak i lokálním měřítku. Z globálního hlediska hrají roli změny obsahu atmosféry. Z lokálního hlediska jde především o schopnosti hospodařit s vodou.

Člověk přetváří krajinu kolem sebe již odnepaměti. Tvoří tak krajinu kulturní, vkládá do ní svůj otisk. Jedním z největších zásahů do krajiny konaných člověkem je bez pochyb odlesňování krajiny. Deforestace zásadním způsobem mění poměry na povrchu daného místa. Energetický režim se u lesa a například u orné půdy významně liší. Přítomnost lesa také brání erozi a má pozitivní vliv na schopnost retence vody v krajině. Odlesnění území či snížení kvality lesních porostů má za následek zrychlení odtoku vody pocházející ze srážek, a tak se mění i mikroklimatické podmínky místa díky snížené intenzitě evapotranspirace (Kravčík, 2007).

Polnohospodářská krajina se začíná objevovat přibližně 10000 př. n.l. na různých místech světa. Člověk po čase objevil, že nejefektivnějším způsobem, jak si opatřit potravu je si ji sám vypěstovat a k tomu se velmi hodila především různá semena trav. Byly tak položeny základy pro pěstování obilnin, které jsou dnes převažující plodinou z hlediska výživy člověka. Výhody obilnin jsou v jednoduchosti pěstování, rychlém růstu, vysokém obsahu energie a dobré skladovatelnosti produkce. Problém s pěstováním obilnin (domestikovaných stepních trav) je, že vyžadují právě takové podmínky jako jejich předci na stepi. Krajina tedy musela ustoupit, pěstování obilnin totiž mnohdy vyžadovalo plošné odlesnění či odvodnění v zájmu vypěstování potravy. Vznikají tedy obrovské plochy tzv. kulturní stepi, která spolu se změnou charakteru krajiny nese i změnu klimatu.

Dle FAO (2016) jen za období od roku 1990 do roku 2015 byl čistý úbytek lesů celosvětově 128 000 000 ha. Pozitivní zprávou je, že úbytek má klesající tendenci. Především v tropech (Jižní Amerika, Afrika) se lesy ztrácejí nejrychleji, bok po boku

s nárůstem populace. Lesní půda je pak přetvořena většinou na zemědělský způsob hospodaření. Lesy slouží také jako dobré úložiště uhlíku, který by se jinak nacházel v atmosféře v podobě oxidu uhličitého. Čistý úbytek lesů mezi lety 1990 a 2015 tak znamenal pokles zásob uhlíku v lesní biomase o téměř 11 gigatun. Vegetace tedy poutá oxid uhličitý, čímž ovlivňuje klima a je tím významná v globálním měřítku. Lokální účinek vegetace přímo na mikroklima stanoviště závisí především na intenzitě evapotranspirace, potažmo dostupnosti vody.

Pokorný (2011) uvádí, že ze záření dopadajícího na vegetaci je asi jedno procento zužitkováno k fotosyntéze, asi deset procent je odraženo zpět jako světelná energie, pět až deset procent je spotřebováno jako tok tepla do půdy a stejné množství se vyzáří ve formě dlouhovlnného záření (resp. ve formě tepla). Zbytek přicházející energie je využit v procesech spojených se změnou skupenství vody, evapotranspirací. Kravčík (2007) zmiňuje takzvanou potenciální evapotranspiraci a uvádí, že za ideálních podmínek může energie vložená do výparu přesahovat 80 % veškeré přicházející energie.

Na strom s průměrem koruny 5 m a průmětem koruny 20 m<sup>2</sup> dopadne za jasného dne v našich zeměpisných šířkách minimálně 120 kWh energie ze slunce. Na výpar jednoho litru vody je potřeba 0,7 kWh (skupenské teplo výparné). Naš definovaný strom je schopen odpařit za den litrů sto. To představuje přeměnu 70 kWh (250 MJ) sluneční energie do skupenského tepla vody. Tato energie je vázána ve vodní páře a je opět zpětně uvolněna při kondenzaci vodní páry na chladných místech, které tím ohřívá a přispívá tím k teplotní stabilitě prostředí (Pokorný, 2011).

Krajina je ve velkém měřítku přetvářena i dnes, proto je nutné pochopit procesy v ní tak, aby tyto změny nebyly na vrub kvality životního prostředí. K tomuto poznání jsou vhodné metody dálkového průzkumu Země, kterými je možné sledovat vlastnosti povrchu či energetické toky na základě měření záření povrchem odraženého či přímo vyzářeného (Dale, 1996).

## 2.2. Elektromagnetické záření

Záření je vlnění elektromagnetického pole a je charakterizováno elektrickou a magnetickou složkou. Při šíření záření jsou na sebe vektory elektrické a magnetické složky kolmé. Vznik záření je podmíněn změnou rychlosti pohybu částice (při této

změně je záření uvolněno). Záření je pak charakterizováno pomocí vlnové délky neboli vzdálenosti mezi dvěma po sobě jdoucími vrcholy vlny. V tabulce 1 níže je popsáno spektrum elektromagnetického záření (Kolář et al, 1997).

Tabulka 1: Dělení elektromagnetického spektra (Kolář et al, 1997)

Vlnová délka ( $\mu\text{m}$ )	Název části spektra	Podrobnější dělení
$< 0,01 \mu\text{m}$	gama a rentgenové záření	
$0,01 - 0,40 \mu\text{m}$	ultrafialové záření	
$0,40 - 0,70 \mu\text{m}$	viditelné záření	fialové $0,40 - 0,45 \mu\text{m}$
		modré $0,45 - 0,50 \mu\text{m}$
		zelené $0,50 - 0,58 \mu\text{m}$
		žluté $0,58 - 0,59 \mu\text{m}$
		oranžové $0,59 - 0,62 \mu\text{m}$
		červené $0,62 - 0,70 \mu\text{m}$
$0,70 \mu\text{m} - 1,20 \text{ mm}$	infračervené	blízké $0,70 - 1,40 \mu\text{m}$
		střední $1,40 - 5,50 \mu\text{m}$
		vzdálené $5,50 \mu\text{m} - 1 \text{ mm}$
$0,1 - 1000 \text{ cm}$	mikrovlnné	Ka $0,8 - 1,1 \text{ cm}$
		K $1,1 - 1,7 \text{ cm}$
		Ku $1,7 - 2,4 \text{ cm}$
		X $2,4 - 3,8 \text{ cm}$
		C $3,8 - 7,5 \text{ cm}$
		S $7,5 - 15,0 \text{ cm}$
		L $15,0 - 30,0 \text{ cm}$
		P $30,0 - 100,0 \text{ cm}$
$> 1,00 \text{ m}$	radiové	

Částice atmosféry mají signifikantní vliv na přicházející záření. Vzhledem k malé velikosti těchto částic je rozptylováno více krátkovlnné než dlouhovlnné záření. Na transmisivitu (propustnost) atmosféry mají vliv i další faktory jako například obsah vodních par, oxidu uhličitého či obsah ozónu, tedy plynů, které do značné míry záření

určitých vlnových délek pohlcují. Na zemský povrch tak dopadá záření pouze určitých vlnových délek. Tyto části spektra jsou nazývány jako takzvaná atmosférická okna. Jejich rozložení v rámci celého spektra je patrné z obrázku 1. Oblasti atmosférických oken jsou v dálkovém průzkumu Země využívány pro měření, získávání informací o povrchu (Čapek, 1988).

### 2.2.1. Zdroje elektromagnetického záření

Záření může být dvojího původu, dělíme ho tak na umělé a přírodní. Umělého záření využívají tzv. aktivní metody dálkového průzkumu Země (které jsou popsány níže). Zařízení vysílá signál, v případě radaru v mikrovlnné části spektra, v případě lidarů (který pracuje s laserovým paprskem) je využíváno záření s vlnovými délkami viditelného a infračerveného spektra (Schowengerdt, 2007).

Přírodní záření pochází především ze Slunce. Vyzařují i veškeré objekty na Zemském povrchu. Tyto objekty na povrchu nejen že samy září (v závislosti na vlastní teplotě), ale navíc ještě odráží záření přicházející ze Slunce. Naše nejbližší hvězda přeměnou vodíku na hélium generuje obrovské množství energie a z ní vysílá k Zemi každoročně okolo 180 000 TW právě ve formě elektromagnetického záření. Na každý čtvereční metr povrchu atmosféry Země pak dopadá energie o příkonu cca 1 400 W (solární konstanta) (Kravčík et al, 2007). Oblast spektra od 0,4 do 3,0  $\mu\text{m}$  je označována jako spektrální rozpětí sluneční odrazivosti (oblast viditelného, blízkého infračerveného a krátkovlnného infračerveného záření). V těchto vlnových délkách energie přicházející ze Slunce dalece překračuje záření pocházející ze Země. V záření s vlnovými délkami přes 5  $\mu\text{m}$ , pozorovaném ovšem přímo na povrchu Země má naopak převahu termální radiace vyzařována Zemí a objekty na jejím povrchu. Středněvlnné infračervené záření je přechodovým pásmem mezi oblastí sluneční odrazivosti a tepelnou radiací (Schowengerdt, 2007).

### 2.2.2. Distribuce záření

Plyny a vodní pára částečně pohlcují sluneční záření, část záření se odráží na aerosolech a prachových částicích. Na zemský povrch pak dopadají dva druhy záření, a to záření přímé neboli paprsky světla, které nejsou ani odražené ani rozptýlené a záření difúzní (rozptýlené), které přichází z celé oblohy mimo sluneční kotouč. Difúzní záření vzniká rozptylem v plynech, aerosolech, oblacích a jiných

nehomogenních složkách atmosféry. Sluneční záření nepřichází k zemskému povrchu rovnoměrně, podléhá denním a sezónním změnám, a především vývoji počasí.

Z celkového množství slunečního záření - energie krátkovlnné radiace, dopadající na zemský povrch se průměrně 15-30 % odrazí zpět do vesmíru v podobě krátkovlnné radiace. Zemský povrch dále přijímá energii dlouhovlnné radiace z hmot plynů v ovzduší. Z takto přijaté energie zemský povrch část vyzáří jako dlouhovlnné (respektive tepelné) záření a zbývající část (cca 40 % přijaté energie) využítuje pro tepelné toky. Část této energie se využítuje na výpar vody, část energie přejde do půdy a část je užita na zvýšení vnitřní energie hmoty na povrchu, což se projeví zvýšením teploty. Poměry mezi těmito tepelnými a radiačními toky se však podle druhu povrchu a půdního pokryvu značně liší, jak je ukázáno ve výsledcích této práce.

Hutjes (1998) uvádí, že disipace sluneční energie v krajině závisí především na přítomnosti vody v ní. Rozdíl v přeměně přicházející sluneční energie mezi krajinami s dobrou a špatnou zásobeností vodou je značný. Pozemní ekosystémy tak mohou aktivní regulací toků vody ovlivňovat toky přeměněné energie, kterými jsou latentní a pocitové teplo.

### 2.2.3. Odrazivost

Záření, které projde až k zemskému povrchu má čtyři různé osudy. Může prostředím povrchu projít, může být prostředím absorbováno a předat mu tak svoji energii, může se odrazit nebo může být rozptýleno ("odraženo" do více směrů). V dálkovém průzkumu Země jsou pak charakteristiky toho odraženého záření měřeny a dále zpracovávány. Pohlcení záření určitých vlnových délek, stejně tak jako vyzáření jiných, vypovídá o charakteru měřeného povrchu (Kolář et al, 1997). Poměr odraženého ku celkovému dopadajícímu záření se nazývá albedo. Množství energie v tomto odrazu je závislé na vlnové délce, úhlu dopadu a charakteru povrchu. Vegetace dle Kravčíka (2007) odrazí 5-15 % krátkovlnného slunečního záření, suchý povrch odrazí až 35 % a čerstvý sníh může odrazet až 90 % dopadajícího záření.

### 2.2.4. Charakteristika jednotlivých povrchů

Dle Koláře (1997) je spektrální projev půdy určen strukturou povrchu, mineralogickým složením, obsahem humusu či její vlhkostí. Odrazivost půdy nicméně roste s prodlužujícími se vlnovými délkami.

U vody záleží v první řadě na jejím skupenství a v řadě druhé na obsahu a charakteru příměsí. Kapalná voda pohlcuje velkou část záření napříč celým spektrem. Nejvíce propustná je pro modré světlo. V oblasti infračerveného záření se pak voda chová téměř jako absolutně černé těleso (pohlcuje téměř veškeré záření této části spektra). Odrazivost vody mohou zvýšit příměsí anorganického i organického charakteru, například zelené řasy. Voda v pevném skupenství, respektive krystaly ledu ve všech podobách mají vysokou odrazivost ve viditelné a infračervené části spektra. U sněhu pak platí, že obsah příměsí zpravidla dramaticky snižuje intenzitu odraženého záření (Kolář et al., 1997).

Chlorofyl obsažený ve vegetaci pohlcuje nejvíce záření v modré a červené části spektra viditelného záření (a toto záření je také energetickým vstupem do fotosyntézy), zelené záření naopak odráží, a proto má na pohled zelenou barvu. V blízké infračervené části spektra odrazivost vegetace výrazně roste. Ve střední infračervené části pak opět klesá především díky obsahu vody v rostlinách. Poměry mezi odrazivostmi v různých částech spektra pak využívají indexy jako například v této práci zpracovaný vegetační index NDVI (normalizovaný rozdílový vegetační index), korelující s množstvím vegetace obsažené na povrchu Země.

### 2.3. Dálkový průzkum Země

Jak definují Lillesand a Kiefer (2004), „dálkový průzkum Země je věda i umění získávat užitečné informace o objektech, plochách či jevech prostřednictvím dat měřených na zařízení, která s těmito zkoumanými objekty, plochami či jevy nejsou v přímém kontaktu“. Jde tedy o distanční způsob zkoumání objektů, který vychází z poznání optických jevů.

V roce 1829 byla pořízena první fotografie, necelých třicet let poté, byla pořízena první fotografie zemského povrchu z výšky (v roce 1858 z balónu) a o dalších sto let později neboli v roce 1958, člověk pořídil první fotografii zemského povrchu z družice Země (družicí Explorer IV). Za rozmachem dálkového průzkumu Země, tak jak ho známe dnes pak stojí samozřejmě ozbrojené složky, které rychle pochopily největší přednosti tohoto přístupu. Díky DPZ je možné mapovat a získávat charakteristiky z tak rozsáhlých území, že by to metodami pozemního měření vůbec nebylo možné. Díky pozdějším poznatkům je dnes možné zkoumat namísto analogové

fotografie multispektrální snímky, ze kterých, jak bude zmíněno níže lze vypočíst různé charakteristiky povrchu a mít tak poznatky o geologických poměrech, stavu vegetace, vodním režimu a všeobecně o využití krajiny na daném místě.

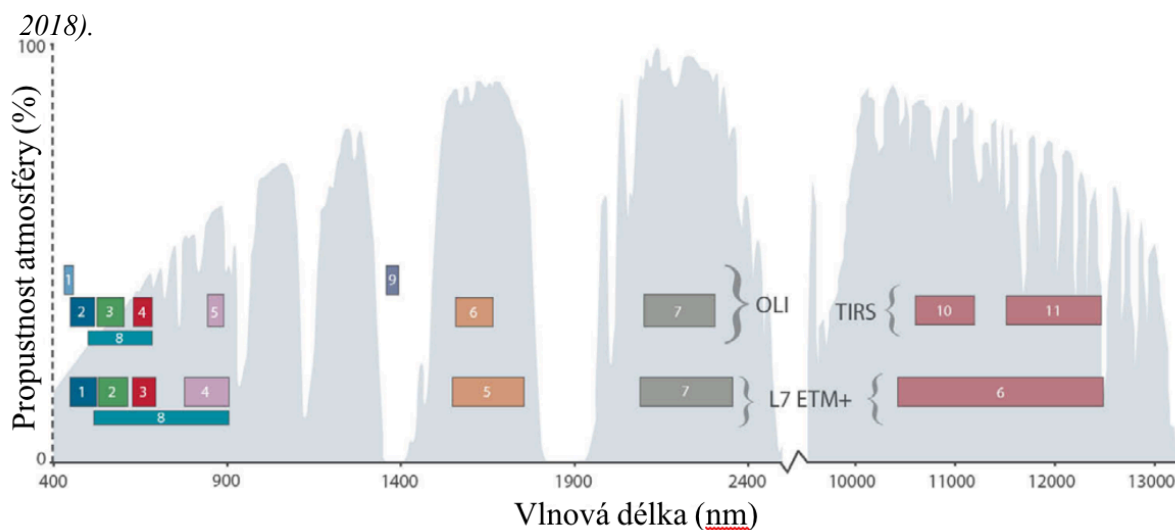
### 2.3.1. Projekt Landsat

Data pro tuto práci byla pořízena v rámci projektu LANDSAT. Tento projekt představuje nejdéle kontinuálně fungující kolekci pozemních dat dálkového průzkumu Země. Již od roku 1972 poskytuje data hodící se pro mnoho různých aplikací včetně lesnictví, zemědělství, geologie, územního plánování a výuky. Projekt Landsat je spojeným úsilím *United States Geological Survey* (USGS) a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA). NASA vyvíjí nástroje používané pro snímání i jejich nosiče, také má na starosti jejich vynášení na oběžnou dráhu. Na oběžné dráze pak kontroluje funkčnost přístrojů a tím dohlíží na validitu získaných dat. Agentura USGS se stará o vlastnická práva a určuje co se bude v rámci celé operace se satelity dít. V její díce je také pozemní příjem a celkově zpracování dat včetně jejich archivace a následné distribuce (USGS, 2018).

V současné době nám slouží již družice Landsat s pořadovým číslem osm. Tato poslední generace byla vynesena na oběžnou dráhu 11. února 2013 raketou Atlas V. Ústřední součástí Landsatu 8 je tzv. *Operational Land Imager* neboli zkráceně OLI. Toto zařízení disponuje 9 kanály a jimi sbírá data z oblasti viditelného záření, krátkovlnného infračerveného záření, dlouhovlnného infračerveného záření, jeden z kanálů je panchromatický. V obr. 1 jsou zobrazeny kanály Landsatu 8 a přechodí generace, oproti které byly dva kanály přidány. Kanál číslo 1, takzvaný deep-blue band, který je nápomocný při studiu pobřežních vod a aerosolů. Novinkou je také devátý kanál sloužící pro zkoumání cirrovité oblačnosti. Landsat 8 také nese systém TIRS (*The Thermal Infrared Sensor*), který navazuje na sběr termálních dat a napomáhá tak například k modelacím evapotranspirace kvůli monitoringu spotřeby vody v zavlažovaných oblastech (USGS, 2018).



Obr. 1: Spektrální rozlišení kanálů snímacích zařízení OLI a TIRS družice Landsat 8 (USGS, 2018).



### 2.3.2. Metody měření v DPZ

Metody měření v dálkovém průzkumu Země se rozdělují na aktivní a pasivní. Prvně zmiňované metody využívají přístroje, které aktivně vysílají signál vůči zemskému povrchu a po jeho odrazu jej přijímají zpět. Na tomto principu pracuje například RADAR či LIDAR. Pasivní metody se dále dělí na přímé a nepřímé, přičemž ty přímé sledují odraz slunečního záření od povrchu těles, zatímco ty nepřímé zachycují záření vydávané přímo tělesy. Tímto způsobem je možné získat informace o teplotních charakteristikách těles (Campbell, 1987).

Těmito způsoby se dnes za pomoci dálkového průzkumu Země mapuje vegetace, posuzuje se její zdravotní stav, zkoumá se struktura krajiny, rozmístění krajinných prvků a v neposlední řadě se takto zkoumají i energetické toky v krajině. Díky termovizi je možné stanovit teplotu povrchu na rozsáhlých územích. Díky multispektrálním snímkům je možné určit například vlhkost povrchu či množství vegetace na povrchu. Pokud pochopíme funkční procesy v krajině, můžeme pak lépe pochopit jaký vliv má na daném místě člověk například na hospodaření s vodou či redistribuci přicházejícího záření. V zemědělství je dálkový průzkum Země velmi efektivním nástrojem při indikaci stresu rostlin, který by nemusel být patrný na pohled (Murdych, 1985).

### 2.3.3. Data v DPZ

Data v dálkovém průzkumu Země lze rozdělit na data analogová a data digitální. V případě analogových dat se jedná především o tematické barevné snímky pořízené ve viditelné části spektra a částečně i v infračervené části (0,3 – 0,9 $\mu$ m). Data tohoto charakteru jsou pořizována takzvanými konvenčními metodami dálkového průzkumu Země (respektive exponováním filmu ve fotografické komoře). Snímání se většinou provádí několika objektivy připevněnými k trupu letadla, které přelétává nad zájmovým územím.

Data digitální jsou pořizována za pomoci tzv. nekonvenčních metod dálkového průzkumu Země. Záznam se tvoří pomocí televizních systému, rozkladových zařízení či digitální fotografie. Výstupem těchto záznamů jsou digitální, číselná data ve vektorové nebo rastrové podobě.

### 2.3.4. Charakteristika digitálních dat

Dle Dobrovolného (1998) lze digitální obrazový záznam charakterizovat čtyřmi způsoby – radiometrickým, spektrálním, prostorovým a časovým rozlišením.

#### Časové rozlišení

Dle Kupkové (2010) je vzhledem k periodicitě pořizování satelitních dat pro potřeby dálkového průzkumu Země možné sledovat změny v čase spektrálních charakteristik povrchu. Samotná perioda pořízení snímku (respektive doba mezi pořízením dvou po sobě následujících snímků stejného území) závisí na vlastnostech satelitu a charakteru jeho oběžné dráhy. Ze snímků tak lze sestavovat časové řady, které umožňují sledovat změny v řádu měsíců (například v rámci jedné vegetační sezóny), a stejně tak umožňují sledovat změny v řádech desítek let, což je případ například monitoringů rekultivací oblastí zasažených povrchovou těžbou uhlí (Procházka, 2014).

#### Prostorové rozlišení

Prostorové rozlišení snímku je determinované rozlišením senzoru a pak jeho vzdáleností od snímaného objektu. Detailnost snímku se s přibývajícím vzdáleností snižuje. Toto rozlišení pak odpovídá velikosti nejmenšího prvku, který je možné rozlišit. Rastrové zobrazení představuje matici digitálních hodnot (DN), kde každá buňka (pixel) představuje průměrnou hodnotu pro plochu, kterou v prostoru zaujímá

(Kupková, 2010). Pro představu družice Landsat 8, která nasnímala data pro tuto práci má rozlišení u zařízení TIRS (měřící termální radiaci) prostorové rozlišení 100 x 100 m. Zařízení OLI má pak u panchromatického kanálu prostorové rozlišení dokonce 15 x 15 m, ostatních osm kanálů pak pracuje s rozlišením 30 x 30 m (USGS, 2018).

#### Radiometrické rozlišení

Radiometrické rozlišení určuje objem informací v obraze. Hodnoty odpovídají rozsahu jasů snímku. Čím vyšší je radiometrické rozlišení senzoru, tím menší rozdíly v intenzitě odraženého nebo emitovaného záření je zařízení schopno zachytit. Pro příklad poslouží senzor s osmi-bitovým záznamem. Pro tento senzor jsou dostupné hodnoty od 0 do 255 ( $2^8=256$ ). Obrazová data jsou pak zobrazena v odstínech šedi, kde v tomto případě 0 představuje hodnotu nejnižší (při zobrazování často prezentovanou jako černou barvu) a hodnota 255 představuje nejvyšší hodnotu (ve zobrazení bílou barvu).

#### Spektrální rozlišení

Spektrální rozlišení udává počet a rozpětí spektrálních pásem, ve kterých probíhá snímání. Tato charakteristika by se dala demonstrovat rozdílem mezi černobílou a barevnou fotografií. Černobílý film zachycuje radiaci v téměř celém pásmu viditelného záření a nabývá tak pouze odstínů šedi, barevný film je citlivý odděleně v červeném, zeleném a modrém pásmu. Následnou syntézou snímků jednotlivých spekter lze zachytit objekty různých barev. Dle spektrálního rozlišení rozpoznáváme data panchromatická (což by byl případ černobílého filmu), multispektrální (v případě barevné fotografie, ale i zařízení osazené na Landsatu 8) a snímky hyperspektrální. Hyperspektrální data pochází ze senzorů s až stovkami kanálů, z nichž každý zaujímá pouze velmi úzké rozpětí spektra. Zatímco voda či vegetace se dají rozlišit v relativně široké části spektra, například minerály se dají rozlišit jen ve velmi úzké části spektra a k těmto účelům právě hyperspektrální snímání slouží.

#### 2.3.5. Předzpracování snímků

Při snímání dochází bohužel dochází v drtivé většině případů k rušení, šumům. Pro získání co nejautentičtějších dat musíme tyto šумы ze snímků odstranit. V rámci předzpracování se tak činí takové zásahy, aby byla zvětšena hodnota

informace obsažené v snímku. Mezi tyto operace se řadí například změny jasu a kontrastu, různé druhy filtrací, průměrování po sobě jdoucích snímků či úprava histogramu (Hozman, 2003).

#### Radiometrické korekce

Hodnoty naměřené senzory jsou ovlivňovány mnoha faktory jako například poloha nosiče či úhel jeho pohledu. Použitím radiometrické korekce pak restaurujeme naměřená data. V první fázi jsou na základě přístrojových koeficientů (offset a gain) přepočítány digitální hodnoty jednotlivých pixelů na hodnoty spektrální radiance, což je skutečná hodnota energie záření dopadajícího na měřící senzor. (Chander et al., 2009)

#### Atmosférické korekce

Měřené záření v atmosféře podléhá mnoha vlivům. Radiace musí projít atmosférou až k zemskému povrchu, kde se odrazí a měřena je po odrazu cestou zpět vzhůru atmosférou. Korekce dokáží odstranit vliv absorpce a rozptylu záření, lze odstranit i projevy oblačnosti.

Nejprimitivnější metodou atmosférické korekce je metoda nejtmaššího pixelu. Ta zjišťuje DN hodnotu odraženého záření povrchů, u kterých předpokládá hodnotu odrazivosti velmi blízkou nule (hluboké vodní útvary). Tuto naměřenou hodnotu pak odečte plošně ode všech hodnot DN napříč snímkem.

Optická data z družice Landsat 8 dnes USGS poskytuje již s hotovými korekcemi. Data o reflektanci povrchu jsou generována z *Landsat Surface Reflectance Code* (LaSRC). Tento algoritmus používá kanál zaměřený na pobřežní aerosol v kombinaci s daty z *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). MODIS je schopný měřit obsah atmosférických vodních par, obsah ozonu, obsah aerosolu a relativní výšku nad terénem a těmito hodnotami se pak data korigují (USGS, 2018).

V případě termálních dat musí provádět atmosférické korekce přímo uživatel. NASA na tyto korekce vyvinula webový nástroj, který nazývají the *Atmospheric Correction Parameter Calculator*, neboli kalkulátor parametrů atmosférických korekcí. Ten využívá data o obsahu vlhkosti v atmosféře měřená MODIS a s jejich pomocí přepočítává hodnoty radiance na povrchu atmosféry na radianci zemského

povrchu. Volitelné je vyplnění podmínek na povrchu (pokud je uživatel zná), jinak jsou modelována z predikčního modelu celé atmosféry. Měřená data jsou korigována transmisivitou atmosféry, emisivitou povrchu, radiancí černého tělesa a dalšími charakteristikami. Výsledky korekce jsou uživateli následně zaslány emailem spolu s daty o stavu atmosféry použitými k provedení úpravy (Barsi, 2005).

#### Geometrické korekce

Geometrické korekce upravují snímek tak, aby bylo odstraněno zkreslení vzniklé vlivem způsobu snímání. Registrace umožňuje umístění snímku do souřadnicového systému (v ČR je nejrozšířenější S-JSTK). Rektifikace pak umožňuje polohování snímku, v souladu s již rektifikovaným či registrovanými daty (Schowengerdt, 2007).

### 2.4. Příklady výzkumů aplikujících DPZ

Důležitost porostů stromů v zemědělství ve vztahu k fixaci dusíku popisuje Zomer a kolektiv (2016). Jejich práce s názvem *Global tree cover and biomass carbon on agricultural land: The contribution of agroforestry to global and national carbon budgets* se zabývá přínosem agrolesnictví ve fixaci dusíku na národní a globální úrovni. Agrolesnictví je systém, při kterém je kombinováno pěstování dřevin na zemědělské půdě se zemědělskou výrobou (ať rostlinou tak i živočišnou, bez ohledu na intenzitu). Zomer v práci uvádí, že v roce 2010 bylo na veškeré zemědělské půdě celého světa fixováno přibližně 45,3 PgC ( $1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$ ) a z toho více než 75 % bylo uloženo právě do stromů v agroekosystémech. Dále uvádí i lehce optimistická čísla jako například nárůst ploch pokrytých stromy na zemědělské půdě o 3,7 % což znamenalo zafixování více než 2 PgC navíc.

O vlivu požárů lesních porostů v povodí severoamerických toků na průtok v těchto tocích pojednává americká studie *Burned forests impact water supplies* (Hallema et al., 2018). Na území spojených států se dle autorů prodlužuje sezóna vracejících se lesních požárů. Zároveň uvádí, že v kontinentální části Spojených států amerických jsou lesy v povodí potoků a řek zodpovědné za více než 50 % spotřebované vody celkem. Za pomoci satelitních dat určovali rozsah požárů v jednotlivých povodí a hledali vztah mezi rozsahem požáru a variabilitou průtoku řek,

který korigovali variabilitou precipitace. Jejich výsledky naznačují, že lesní požáry všeobecně zvyšují následný průtok v řekách (kvůli snížené retenční schopnosti krajiny). Zvýšený průměrný roční průtok trvá po dobu více než pět let. Navýšení průtoku je výraznější v sušších oblastech (Nové Mexiko a Colorado) než ve vlhkých subtropických oblastech jihovýchodu spojených států amerických (Florida, Georgia a Mississippi). Výzkum tak poukázal na místa potenciálně ohrožená negativním dopadem lesních požárů na vodní zdroje. Tyto znalosti pomohou v managementu daných míst tak, aby se dalo efektivně předcházet ohrožení zásobování vodou.

O vlivu vegetace na úhrn srážek píše například Los (2006), který v africkém Sahelu s kolegy tuto problematiku zkoumal. Za použití zaznamenaných srážkových úhrnů v oblasti Sahelu v období 1982 až 1999 a satelitních dat informujících o vegetačním pokryvu ve stejném období pak popisuje zajímavý efekt. Jednoduchá korelace ukázala pouze na fakt, že čím více prší, tím více vegetace se v oblasti vyskytuje. Dále tito vědci zkoumali, jakou mírou lze predikovat vývoj srážek v jednom měsíci na základě znalosti vývoje srážek v měsíci předcházejícím, a to v rámci celých osmnácti let zkoumaného období. Do této rovnice pak dodali další faktor – množství vegetace vyskytující se v oblasti během předcházejícího měsíce. Jejich výsledky naznačují, že v oblasti Sahelu může vegetace ovlivňovat srážkovou variabilitu až ze 30 %. To znamená, že nejenže déšť podporuje zeleň, ale i že zeleň podporuje déšť. U vysušených míst pak platí opačný efekt, suchý povrch napomáhá vysušení atmosféry. O vlivu změn ve vegetačním pokryvu na teplotu vzduchu na povrchu Země pojednává Zeng et al. (2017) V jejich studii kombinují satelitní měření indexu listové plochy (LAI) globálním klimatickým modelem. Autoři uvádí, že planetární LAI za posledních 30 let pomalu, ale jistě roste. Dále tvrdí, že nárůst LAI má za následek zpomalení nárůstu teploty vzduchu u povrchu o  $0,09 \pm 0,02$  °C od roku 1982.

Další kapitolou dálkového průzkumu Země je pak průzkum městských oblastí. Dle McDonald (2011) více než polovina lidské populace žije ve městech. K těmto více než 3,3 miliardám lidí má do roku 2030 přibýt ještě dalších 1,75 miliardy. Proces urbanizace mění přírodní krajinu a má nevratný dopad na biodiverzitu, strukturu ekosystémů, ekologické procesy. I přes převažující názor, že městské oblasti nemají velkou hodnotu z hlediska ekologie, jsou tyto rozvinuté oblasti schopné poskytovat

habitat mnoha důležitým druhům. Vegetace uvnitř města (parky atp.) musí být síťovitě rozmístěna tak aby mohla plnit protektivní funkci pro život ve městě. Tato zeleň slouží samozřejmě i člověku zvyšováním kvality života prostřednictvím zlepšování mikroklimatu či umožněním alespoň částečného kontaktu s přírodou (McDonald, 2008).

Tepelný ostrov města je klimatický fenomén, při kterém v urbanizovaných oblastech roste teplota vzduchu rychleji než v přilehlých rurálních oblastech. K tomuto jevu dochází kvůli antropogenním modifikacím povrchu Země (United Nations, 2010). Zvyšování teploty uvnitř měst přispívá několik faktorů zároveň. Důležité jsou vlastnosti materiálů použitých při stavbě budov, ty mívají většinou nízkou reflektanci a tak akumulují hodně tepla. Obvyklé stavební materiály jako asfalt, dehet, beton či cihly zadržují velké množství sluneční energie, které pak uvolňují v průběhu noci. Intenzita efektu tepelného ostrova města je tak silnější v noci nežli ve dne (Lai et al., 2009). Například Abutaleb (2015) prováděl studii v oblasti Káhiry v Egyptě, při níž za pomoci satelitních dat mapovali teplotu povrchu na území této megapole. Jeho výsledky vypovídají, že v oblasti efekt tepelného ostrova města zvyšuje teplotu o 0,5 – 2 °C v průběhu zimy a o 1– 3 °C oproti průměrným teplotám periferií. Tento efekt je tedy nezávislý na ročním období, ale naopak je značně závislý na způsobu využití krajiny a druhu krajinného pokryvu. Nejhorší jsou na tom z hlediska efektu zvýšených teplot industriální oblasti.

Jako výzvu pro dálkový průzkum Země bych označil například výzkum zabývající se znečištěním oceánů. Moy et al. (2017) popisují rizika spojená s obrovským množstvím plastového odpadu. Plasty v mořích škodí hned několika způsoby. Dochází zde k fyzikální degradaci habitatů bentosu, především korálů. Tyto organismy trpí kontaktem s plasty, které je odírají, tříští (velké kusy) anebo je ucpávají (malé části). Velké kusy mohou také posloužit různým invazním organismům se šířit na obrovské vzdálenosti. Plasty mají často vláknitou strukturu, díky které se do tohoto odpadu (především zbytků sítí, provazů atp.) mohou snadno zamotat divoce žijící zvířata nevyjímaje ryby, ptáky, mořské želvy či mořské savce. Nemalou roli hrají i kontaminanty v plastech často obsažené, které jsou louhovány do životního prostředí, případně přímo požívány zvířaty společně spolu s plasty. Touto cestou kontaminanty

putují potravním řetězcem a představují riziko i pro zdraví lidí. Samotný výzkum spočíval v mapování naplaveného odpadu velké velikosti za pomoci leteckého snímkování a následné vizuální analýze. Zkoumáno bylo pobřeží Havajských ostrovů, pro které právě naplavený odpad začíná být významným problémem vzhledem k jejich blízkosti k tzv. *Great Pacific Garbage Patch* (neboli velké tichomořské odpadkové skvrny). Zmapováno bylo 227 segmentů pobřeží Havajských ostrovů o celkové délce přibližně 76 km. Rozlišení umožnilo rozpoznání předmětů od velikosti 0,05 m. Celkově bylo identifikováno 20 658 individuálních předmětů různých kategorií (sítě, pneumatiky, bóje atp.) a různých velikostí. Studie také odhalila „hotspoty“, respektive místa zvýšené abundace naplaveného odpadu.

Velká tichomořská odpadková skvrna (mimočodem jedna z pěti takovýchto odpadkových skvrn na Světě) pak představuje výzvu sama o sobě. I přes to, že skvrna je v podstatě uvězněna mezi cirkulujícími mořskými proudy, stále se jedná o dynamický objekt, který se mění v čase. S její současnou (a stále narůstající) velikostí 1 000 000 km<sup>2</sup> (spolu s periferními oblastmi až 3 500 000 km<sup>2</sup>) je její mapování velice obtížné. Pro efektivní boj s ní je nutná znalost její polohy a ohnisek vysokých koncentrací plastového odpadu. Jedna z mála organizací zabývajících se touto problematikou je organizace *OceanCleanup*, která pomalu také začíná nacházet východiska v podobě mohutných plovoucích zábran zachytávajících plasty (*OceanCleanup*, 2018). Nicméně mapování této „mořské skládky“ probíhalo za pomoci třiceti lodí provádějících sběr a analýzu plovoucího odpadu což se jeví jako značně nákladné řešení. Namísto těchto nákladných způsobů by bylo vhodné navrhnout řešení umožňující průzkum odpadkových skvrn za pomoci satelitních dat a využít tak největší přednosti DPZ, efektivní popis rozsáhlých území. *OceanCleanup* se tak snaží vytvořit knihovnu spektrálních charakteristik různých typů plastu nacházejících se v oceánech. Tato knihovna by pak měla potenciál značně urychlit a zefektivnit výzkum dalších oceánských odpadkových skvrn (*OceanCleanup*, 2018).



### 3. Cíl práce

Cílem práce je zhodnotit rozdíly mezi pěti různými typy krajinného pokryvu z hlediska energetické bilance. Hypotéza je taková, že přítomnost vegetace na povrchu má příznivý vliv na stabilizaci mikroklimatu na daném místě prostřednictvím retence a následné evapotranspirace vody. Naopak nedostatek vegetace a tím i nedostatek vody v prostředí na zastavěných územích by měl indukovat extrémnější a méně vyrovnané mikroklima spojené s vysokými radiačními teplotami povrchů a vysokými toky pocitového tepla. Značně nepředvídatelné tak bude měření na orné půdě, u které je množství, kvalita a vůbec druh vegetace značně proměnlivým faktorem. Modelové území povodí Paseckého a Váčkového potoka bylo zvoleno kvůli výskytu relativně velkého počtu typů půdních krytů na relativně malé ploše. Je tak patrné, že rozdíly v energetických tocích jsou způsobeny výhradně rozdíly v hospodaření na daném místě.

## 4. Metodika

Smyslem práce bylo popsat rozdíly v distribuci přicházející energie na plochách s různými půdními kryty za pomoci metod dálkového průzkumu země. Vybrány byly plochy v povodí Paseckého a Váčkového potoka. Mimo satelitních snímků byla pro výpočty použita i data získaná pozemními měřeními přímo na místě, v okamžik pořízení satelitních snímků (vlhkost vzduchu, teplota vzduchu, sluneční příkon, srážkové úhrny). K dispozici byla i data o osetí orné půdy.

Z vybraných ploch (na satelitním snímku) byly vzaty digitální hodnoty (DN) a ty byly dále použity pro výpočty funkčních parametrů (NDVI, NDMI, radiační teplota povrchu) a prvků tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla). Vypočtené hodnoty pak byly vloženy do krabicových diagramů (boxplot), které graficky zobrazují numerická data pomocí kvartilů. Tyto diagramy pak byly vsazeny do třech listů tak, aby každý list ukazoval výsledky jak funkčních parametrů, tak i prvků tepelné bilance různých ploch v rámci jednotlivých let. Další série pěti listů pak byla vytvořena za účelem zobrazit meziroční vývoj (funkčních parametrů a prvků tepelné bilance) na našich pěti zkoumaných typech krajinného pokryvu.

### 4.1. Popis zájmového zemí

Zkoumané plochy se nacházejí v povodí Paseckého a Váčkového potoka na území Novohradských hor. Toto území je prameništěm několika významných jihočeských toků (Černá, Lužnice, Malše a Stropnice)(Papáček, 2004). Dle dat ČHMÚ (2018) byla průměrná teplota za období 1981-2010 mezi šesti a sedmi stupni celsia, za stejné období a na stejném místě se průměrný roční úhrn srážek pohyboval kolem 600 mm. Převážná plocha Novohradských hor je pokryta lesy, i přes produkční charakter lesa zde nalezneme pralesní relikty (Žofínský prales, prales Hojná voda atp.)(Papáček, 2004). Mimo lesa se v Novohradských horách nacházejí především podhorské louky, pastviny a v nižších polohách i orná půda.

Povodí paseckého potoka je převážně zalesněné s výskytem ploch s travním porostem nebo křovinami. Část území je také zastavěna (sídla Hojná voda a Paseky), ale orná půda se zde vůbec nevyskytuje. Blízko místa, kde se vlévá Pasecký potok do

Stropnice se potok rozlívá a formuje tak mokřad. V povodí Paseckého potoka tak byla zpracována data z ploch lesa, trvalého travního porostu, mokřadu a zástavby.

V povodí Váčkového potoka převažuje opět lesní porost, orná půda zde ale zastupuje druhou největší frakci. Nachází se zde pás trvalého travního porostu a podobně jako u Paseckého potoka, před soutokem Váčkového potoka a Stropnice se potok mírně rozlívá a tvoří mokřad. V tomto povodí tedy byla zpracována data z ploch orné půdy, mokřadu a lesa.

Rozložení různých druhů krajinného pokryvu podél obou toků lze vidět v obrázcích 2 a 3. Z nich lze také odvodit způsob hospodaření na daném místě. Červenou linkou jsou pak vyznačena zkoumaná místa, tj. plochy ze kterých byla těžena data pro další analýzu.

Zástavba je venkovského charakteru, především se jedná o rodinné domy a zemědělské usedlosti. Dle Balcara (2013) měla Hojná voda měla v roce 2011 pouze 29 stálých obyvatel žijících ve 25 domech a měly Paseky dokonce pouze 6 stálých obyvatel a 7 domů. Hojná voda je také místem s nejnižší průměrnou teplotou z celého území Novohradských hor s hodnotou 6,1 °C (anonym, 2018).

Orná půda v povodí Váčkového potoka byla námi sledovaných letech 2013, 2015 a 2017 využívána následovně. V rocích 2013 a 2015 byla na orné půdě pěstována kukuřice na siláž. V posledním roce 2017 bylo na plochách orné půdy pěstováno triticales. Právě mezi roky 2013 a 2015 pak můžeme sledovat rozdílný rozklad přicházející energie na orné půdě v závislosti na rozdílném průběhu počasí ovšem při pěstování stejné plodiny.

#### 4.2. Metody

V práci byly hodnoceny rozdíly v redistribuci přicházejícího záření v závislosti na typu krajinného pokryvu. Bylo vybráno pět typů krajinného pokryvu (orná půda, les, trvalý travní porost, mokřad a plochy se zástavbou), které se vyskytují v povodí Váčkového a Paseckého potoka, v relativní blízkosti od sebe. Na těchto plochách pak byly vypočítány charakteristiky energetické bilance povrchu (tok latentního tepla výparného, tok tepla do půdy a tok pocitového tepla) a také funkční parametry (množství vegetace na povrchu – NDVI, vlhkost povrchu – NDMI a samotná teplota

povrchu). Kvůli rozsáhlosti popisovaného území bylo přistoupeno ke kombinaci metod dálkového průzkumu země a pozemního měření.

V okamžik pořízení snímků byly na zemi měřeny meteorologické prvky, které umožnily výpočet energetické bilance povrchu. Byly tak získány hodnoty teploty vzduchu, jeho relativní vlhkosti a také celková přicházející krátkovlnná radiace. Známý je také úhrn srážek, který byl hodnocen vždy v období třiceti dní před pořízením snímku. Data pocházejí částečně z databázi ČHMÚ a částečně z měření vlastní meteostanicí.

Na dálkový průzkum byla použita data v podobě spektrálních snímků z družice LANDSAT 8, respektive jeho senzorů OLI a TIRS. Družice disponuje dostatečným prostorovým rozlišením a pro potřebu této práce vhodné jsou i spektrální rozsahy jednotlivých kanálů senzorů OLI a TIRS. Spektrální a prostorové rozlišení kanálů senzorů družice LANDSAT 8 jsou zobrazeny v tabulce 2 níže (USGS, 2018).

*Tabulka 2: Spektrální a prostorové rozlišení jednotlivých kanálů senzorů OLI a TIRS družice Landsat 8 (USGS, 2018)*

Kanál a typ senzoru	Spektrální rozlišení [ $\mu\text{m}$ ]	Prostorové rozlišení [m]
1 OLI	0,43 – 0,45	30
2 OLI	0,45 – 0,51	30
3 OLI	0,53 – 0,59	30
4 OLI	0,64 – 0,67	30
5 OLI	0,85 – 0,88	30
6 OLI	1,57 – 1,65	60
7 OLI	2,11 – 2,29	30
8 OLI	0,50 – 0,68	15
9 OLI	1,36 – 1,38	30
10 TIRS	10,60 – 11,19	100
11 TIRS	11,50 – 12, 51	100

Snímky byly zvoleny tak, aby obsahovaly co možná nejméně oblačnosti a měření tak mohlo být co nejpřesnější. Vzhledem k šestnáctidennímu intervalu přeletu družice nad stejným místem na Zemi, došlo k časovému posunu v termínu pořízení jednotlivých snímků. Pro rok 2013 byl vybrán snímek ze 27.7., pro rok 2015 to byl snímek ze 17.7. a v posledním roce (2017) pak snímek pochází z 6.7.

Snímky byly registrovány do kartografického zobrazení S-JTSK a za použití přístrojových konstant byly provedeny radiometrické korekce. Hodnoty přístrojových koeficientů (gain a offset) pak byly použity na přepočítání hodnot pixelů v hrubých satelitních snímcích na hodnoty spektrálních radiancí. Z bezrozměrných digitálních hodnot DN (digital number) byly tedy vypočteny hodnoty energie záření dopadajícího na senzor družice, dle vztahu, který uvádí například Chander a Markham (2003):

$$L_{\lambda} = DN \cdot \text{gain} + \text{offset}$$

,ve kterém  $L_{\lambda}$  představuje spektrální radianci záření, DN jsou tedy bezrozměrné hodnoty jednotlivých pixelů hrubého družicového snímku, gain je zesilovací faktor senzoru družice a offset je hodnota energetické báze satelitního senzoru. Pro družici LANDSAT 8 byly provozní údaje spolu s přístrojovými konstantami převzaty z metadat snímků. Za pomoci metody nejtmavšího pixelu byly provedeny tzv. atmosférické korekce odstraňující vliv atmosféry na měření. Radiometrické i atmosférické korekce byly provedeny za pomoci softwaru ClarkLabs – IDRISI TAIGA. Z takto zpracovaných snímků pak mohly být vypočteny hodnoty funkčních parametrů a prvků tepelné bilance.

Množství vegetace na povrchu bylo zjištěno z výpočtu Normalizovaného rozdílového vegetačního indexu podle vztahu, jak uvádí Tucker (1979). Band RED je reflektance spočtená z kanálu č. 4 družice LANDSAT 8. Kanál 4 měří záření o vlnových délkách od 0,64  $\mu\text{m}$  do 0,67  $\mu\text{m}$ . NIR představuje takzvané blízké infračervené záření, tj. hodnotu reflektance spočtenou z kanálu č. 5 družice LANDSAT 8, respektive jejího senzoru OLI. V případě kanálu č. 5 tedy mluvíme o vlnových délkách od 0,85  $\mu\text{m}$  do 0,88  $\mu\text{m}$ .

$$NDVI = \frac{\text{band NIR} - \text{band RED}}{\text{band NIR} + \text{band RED}}$$

Jako další byla stanovena vlhkost povrchu, a to za pomoci tzv. Normalizovaného rozdílového vlhkostního indexu (NDMI). Výpočet je velmi podobný výpočtu předchozího indexu. Pouze namísto bandu RED, reprezentující reflektanci ve vlnových délkách červeného světla, je zde dosazen band SWIR, jakožto reflektance tzv. krátkovlnného infračerveného spektra. U družice LANDSAT 8 se jedná o kanál č. 6 a vlnové délky od 1,57  $\mu\text{m}$  do 1,65  $\mu\text{m}$  (Gao, 1996).

$$NDMI = \frac{\text{band NIR} - \text{band SWIR}}{\text{band NIR} + \text{band SWIR}}$$

Posledním funkčním parametrem povrchu je jeho reálná radiační teplota. Nejprve byla spočtena radiační teplota povrchu absolutně černého tělesa  $T_b$  [K]. Data pro výpočet byla získána z kanálu č. 10 senzoru družice LANDSAT 8 (senzor TIRS). Jde o termální kanál snímající radiaci o vlnových délkách 10,60 – 11,19  $\mu\text{m}$ . Vztah je upraven přístrojovými konstantami  $K_1$  a  $K_2$  (Chander et Markham, 2009).

$$T_b = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)}$$

Dle vztahu, jak uvádí Lillesand (2004) je výše získaná hodnota radiační teploty povrchu absolutně černého tělesa přepočítána za pomoci emisivity  $\varepsilon$  na radiační teplotu povrchu našeho reálného území.

$$T_s = \frac{T_b}{\varepsilon^{\frac{1}{4}}} - 273,16$$

Pro výpočet energetických vlastností povrchu byla nejprve vypočtena tzv. celková čistá radiace  $R_n$  [ $\text{Wm}^{-2}$ ]. Jak uvádí Arya (2001), pro získání celkové čisté radiace bylo nutné sestavit radiační bilanci.

$$R_n = R_{S\downarrow} + R_{S\uparrow} + R_{L\downarrow} + R_{L\uparrow}$$

$R_{S\downarrow}$  je celková přicházející krátkovlnná sluneční radiace,  $R_{S\uparrow}$  je naopak krátkovlnné záření od povrchu odražené, V obou případech krátkovlnné radiace bylo počítáno s rozpětím vlnových délek od 0,4 do 3  $\mu\text{m}$ .  $R_{L\downarrow}$  je přicházející dlouhovlnná radiace atmosféry a naopak  $R_{L\uparrow}$  je dlouhovlnná radiace vyzářená povrchem. Pro dlouhovlnnou radiaci bylo počítáno se spektrem od 8 do 14  $\mu\text{m}$ .

Přicházející krátkovlnná radiace je pozemně měřena a poté je korigována sklonem terénu, datem a časem pořízení snímku, zeměpisnou šířkou a výškou a geometrií slunečního záření (Kumar, 1997).

Krátkovlnná radiace, která se od povrchu odráží byla spočtena za pomoci albeda. To bylo vypočtené dle vztahu, jak ho definuje Tasumi (2008).

$$\alpha = \sum_{b=1}^7 (\rho_{S,b} \cdot w_b)$$

V něm  $b$  je číslo kanálu senzorů,  $\rho_{S,b}$  jsou hodnoty spektrální reflektance a  $w_b$  jsou váhové koeficienty. Samotné odražené krátkovlnné záření  $R_{S\uparrow}$  je pak vyjádřeno vztahem:

$$R_{S\uparrow} = R_{S\downarrow} \cdot \alpha$$

Přicházející dlouhovlnná radiace byla spočtena za použití Stefan-Bolzmannova zákona dle vztahu:

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_{ac} \sigma (T_a + 273,16)^4$$

, v něm  $T_a$  představuje pozemně měřenou teplotu vzduchu,  $\sigma$  je Stefan-Bolzmanna konstanta a  $\varepsilon_{ac}$  je emisivitou atmosféry vypočtenou dle vztahu (Brutsaert, 1982):

$$\varepsilon_{ac} = 1,24 \left( \frac{e_a \cdot 10}{T_a + 273,16} \right)^{\frac{1}{7}}$$

, v němž  $e_a$  je tlak vodní páry vzduchu [kPa], získaný ze vztahu:

$$e_a = \frac{E_a \cdot Rh}{100}$$

, v němž  $Rh$  je pozemně měřená relativní vlhkost vzduchu a  $E_a$  je tlak nasycené vodní páry ve vzduchu dle Magnus-Tetenova vztahu.:

$$E_a = 0,61121 \cdot \exp \left( \frac{17,5 \cdot 0,2 T_a}{240,97 + T_a} \right)$$

Poslední hodnota, dlouhovlnná radiace vyzářená z povrchu  $R_{L\uparrow}$ , byla spočtena opět za užití Stefan-Bolzmanna zákona dle vztahu:

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon \sigma (T_s + 273,16)^4$$

Celková čistá radiace je v prostředí distribuována různými způsoby v podobě tepelných toků. Část tepla je zužitkována pro ohřev povrchů (J), část je využita na fotosyntézu (P). Tyto dva toky jsou v praxi velmi malé, a proto se zanedbávají (Zemek, 2014). Významnějšími jsou pak tok tepla do půdy (G), tok pocitového tepla (H) a tok latentního tepla výparného ( $\lambda E$ ). Vztah prvků tepelné bilance k celkové čisté radiaci by se dal vyjádřit jako:

$$R_n = G + H + \lambda E$$

Hodnota  $G$  [ $Wm^{-2}$ ] byla spočtena dle Bastiaansena (1998):

$$G = \frac{T_s}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2)(1 - 0,98NDVI^4)R_n$$



Pro výpočet latentního tepla výparného  $\lambda E$  byla využita rovnice pro výpočet evaporativní frakce EF. Ta vyjadřuje poměr energie zužitkované do výparu a energie, která je pro výpar k dispozici (Lhomme et Elguero, 1999).

$$EF = \frac{\lambda E}{\lambda E + H} = \frac{\lambda E}{R_n - G}$$

Evaporativní frakce byla popsána Suleimanem a Cragem (2004) na základě škálového gradientu teploty povrchu a teploty vzduchu.  $T_{smax}$  představuje nejvyšší hodnotu reálné radiální teploty povrchu v rámci použitého satelitního snímku.  $T_s$  značí hodnotu povrchu a  $T_a$  je teplota vzduchu.

$$EF = \frac{T_s max - T_s}{T_s max - T_a}$$

Po upravení vztahu (kombinací předchozích dvou rovnic) by možné vypočítat hodnotu latentního výparného tepla vztahem:

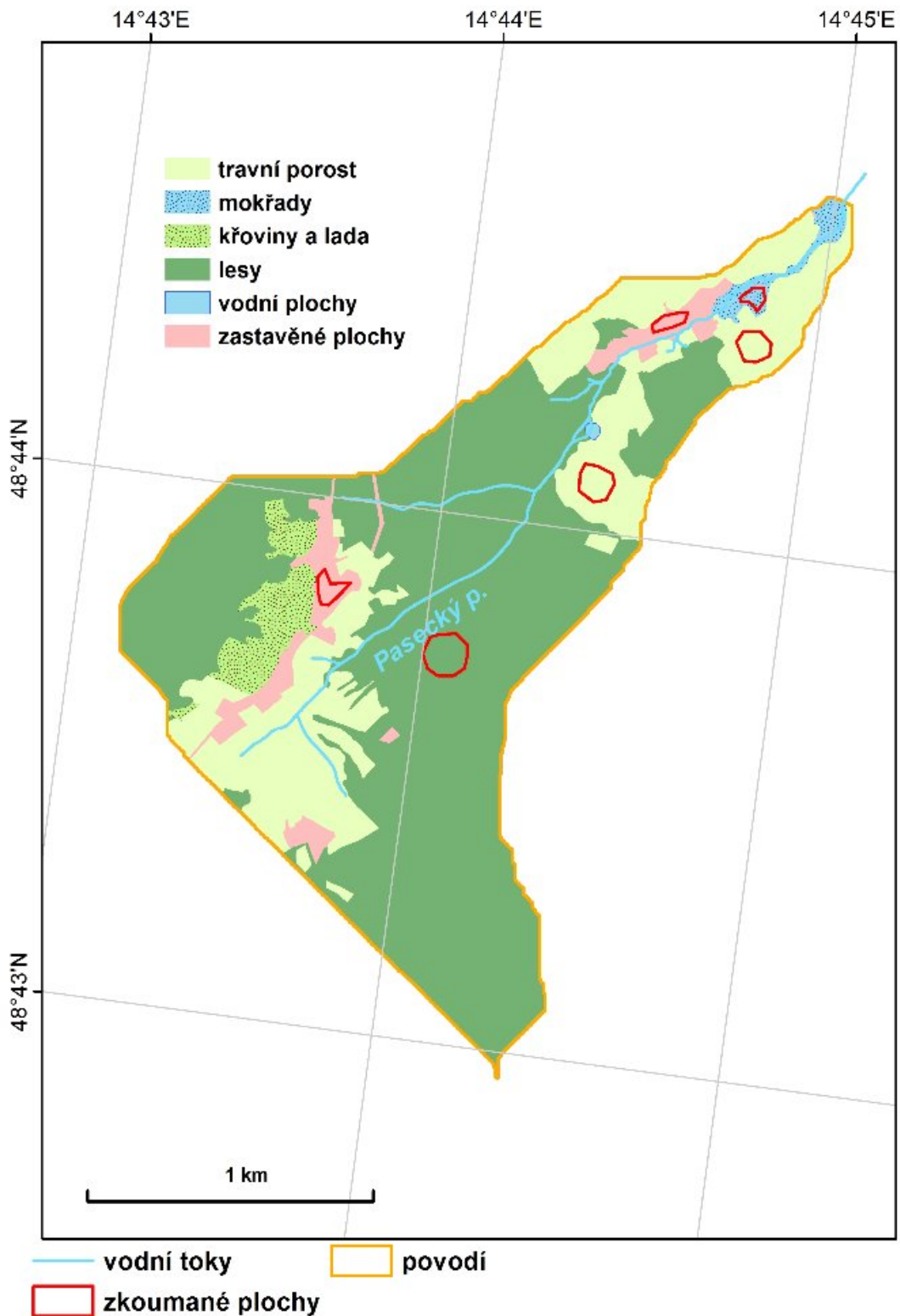
$$\lambda E = \frac{(R_n - G)(T_s max - T_s)}{(T_s max - T_a)}$$

Pocitové teplo (H) pak bylo dopočítáno ze vztahu toku tepla do půdy a latentního tepla výparného k celkové čisté radiaci.

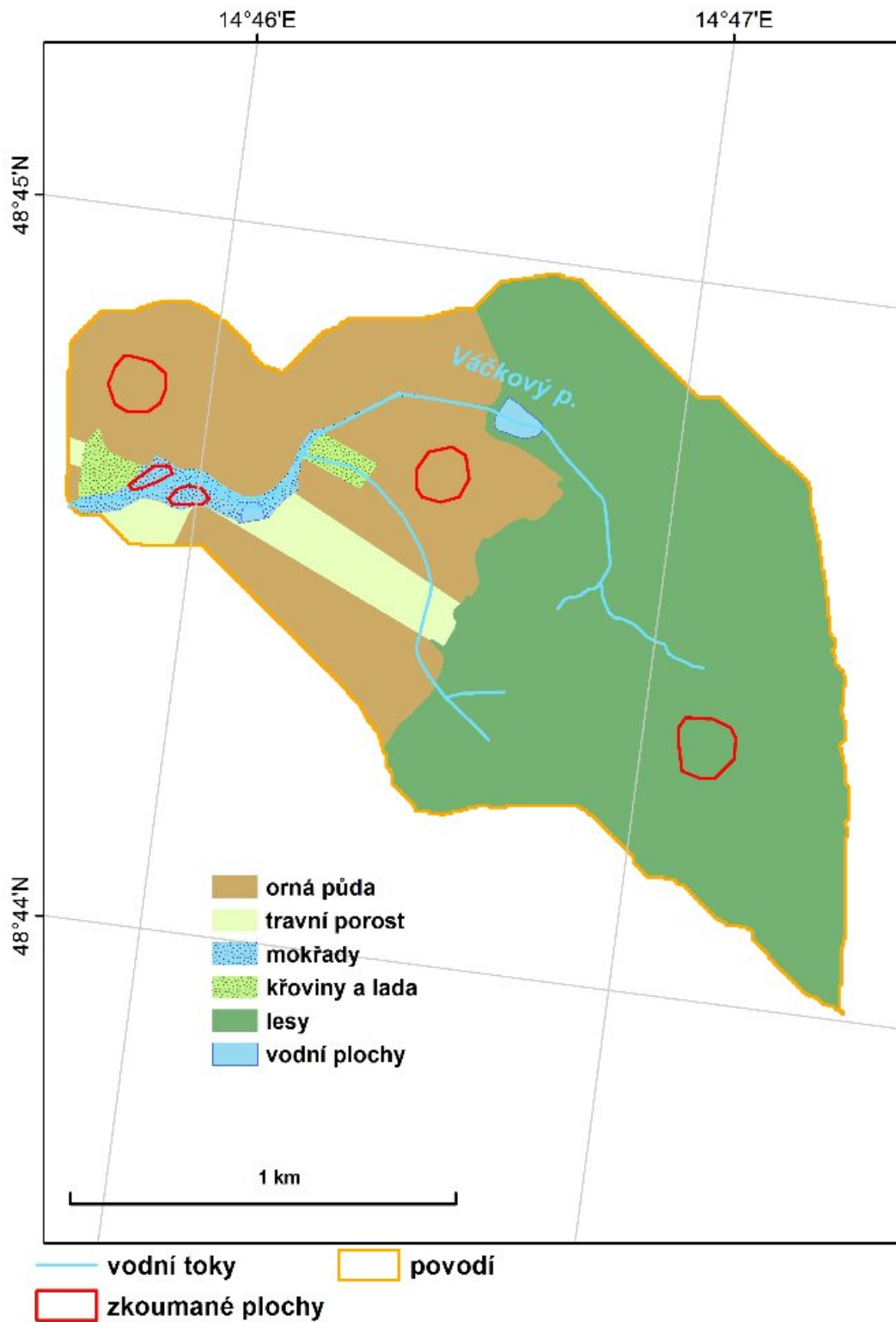
$$\lambda E = R_n - G - H$$

Výpočtem jsme získali hodnoty funkčních parametrů a prvků tepelné bilance pixelů z námi vybraných ploch jednotlivých kategorií. Tyto hodnoty byly dále zpracovány v programu TIBCO Software Inc. STATISTICA. V tomto softwaru byly z výše zmíněných hodnot vytvořeny krabicové diagramy (boxplot). Tento typ grafů zobrazuje číselná data za pomoci jejich kvartilů. Prostřední část „krabice“ je zespondu ohraničena prvním a shora třetím kvartilem. Mezi nimi je bod označující medián. Linie vycházející ze střední části diagramu kolmo nahoru i dolů (tzv. vousy) vyjadřuje variabilitu dat pod prvním a nad třetím kvartilem.

Obr. 2: Schéma rozložení krajinných pokryvů v povodí Paseckého potoka vč. vyznačených hodnocených ploch.



Obr. 3: Schéma rozložení krajinných pokryvů v povodí Váčkového potoka vč. vyznačených hodnocených ploch.



## 5. Výsledky

V diplomové práci je zhodnoceno 5 různých kategorií krajinného pokryvu (orná půda, les, stavby, trvalý travní porost, mokřad), u kterých byly sledovány funkční parametry (NDVI, NDMI a radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla). Naměřená data pochází z roků 2013, 2015 a 2017. Meteorologická data z jednotlivých dní, kdy byly pořizovány snímky jsou v tabulce č. 3 níže.

*Tab. 3: Hodnoty naměřené meteorologickou stanicí na místě ve dnech pořízení snímků*

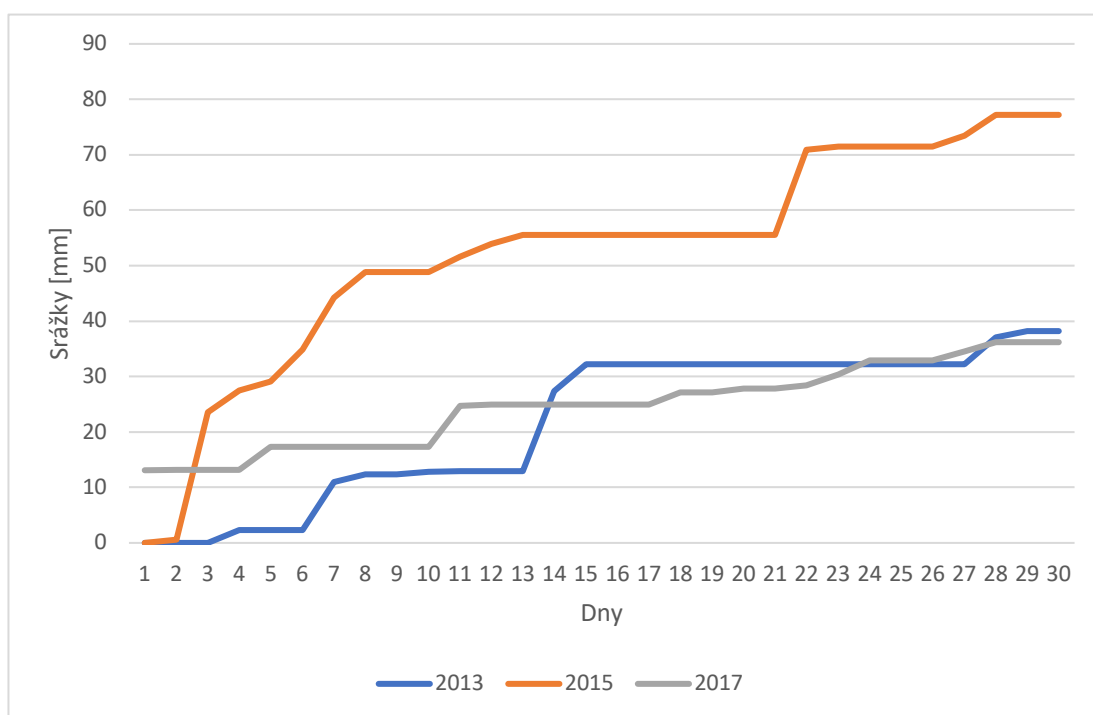
Datum	27.7.2013	17.7.2015	6.7.2017
Čas (SELČ)	11:53	11:51	11:51
Vlhkost vzduchu	49,31 %	39,87 %	58,19 %
Teplota vzduchu	30,07 °C	30,31°C	25,17°C
Sluneční příkon	800,9 W/m <sup>2</sup>	807,5 W/m <sup>2</sup>	824,3 W/m <sup>2</sup>

Tabulka č. 4 zobrazuje hodnoty srážkových úhrnů. Hodnoceno bylo vždy posledních 30 dní před pořízením snímku. Každý rok se jedná o trochu jiné dny vzhledem k tomu, že snímky nebyly pořízeny vždy ve stejném datu. V roce 2013 se tak jedná o období od 27.6. do 26.7., v roce 2015 se zhodnocuje rozmezí od 17.6. do 16.7. a konečně v roce 2017 je zachyceno období od 6.6. do 5.7. Nejvyšší celkový úhrn srážek byl zaznamenán v roce 2015, kdy velmi výrazně převýšil obě dvě zbývající období, v tomto roce totiž za hodnocenou dobu 30-ti dní napršelo 77,2 mm. Roky 2013 a 2017 si byly úhrny srážek relativně podobné. V roce 2013 napršelo 38,2 mm a v roce 2017 36,2 mm. Obrázek 4 pak ukazuje stejné hodnoty, jen zobrazeny kumulativně.

Tab. 4: Hodnoty srážkových úhrnů pro posledních 30 dnů před pořízením snímku (chronologicky) v letech 2013 (27.6. až 26.7), 2015 (17.6. až 16.7) a 2017 (6.6. až 5.7.).

Den	Rok		
	2013	2015	2017
1	0	0	13,1
2	0	0,6	0,1
3	0	23	0
4	2,3	3,9	0
5	0	1,6	4,1
6	0	5,8	0
7	8,7	9,3	0
8	1,4	4,7	0
9	0	0	0
10	0,4	0	0
11	0,1	2,7	7,4
12	0	2,3	0,2
13	0	1,6	0
14	14,5	0	0
15	4,8	0	0
16	0	0	0
17	0	0	0
18	0	0	2,2
19	0	0	0
20	0	0	0,7
21	0	0	0
22	0	15,4	0,6
23	0	0,6	2
24	0	0	2,5
25	0	0	0
26	0	0	0
27	0	1,9	1,6
28	4,9	3,8	1,7
29	1,1	0	0
30	0	0	0
$\Sigma$	38,2	77,2	36,2

Obr. 4: Kumulativní hodnoty srážkových úhrnů pro posledních 30 dnů před pořízením snímku v letech 2013 (27.6. až 26.7), 2015 (17.6. až 16.7) a 2017 (6.6. až 5.7.).



## 5.1. NDVI

Nejvyšší hodnoty NDVI se objevují na plochách lesa, trvalých travních porostů a mokřadů, a to napříč roky. Navíc mají tyto kategorie poměrně malý rozptyl hodnot NDVI. Naproti tomu oblast, která je pokryta stavbami vykazuje nejnižší hodnoty tohoto indexu ve dvou ze tří let (Obr. 6 a 7), navíc mají velký rozptyl. Jak lze vidět vlevo nahoře Obr. 5, v roce 2013 měla nejnižší hodnoty tohoto funkčního parametru orná půda, ty ale dosahovaly velkého rozptylu. Průměrná hodnota NDVI na orné půdě v roce 2013 se rovnala 0,52 a byla vůbec nejnižší naměřenou hodnotou tohoto indexu. Oproti tomu vůbec nejvyšší průměr měly v roce 2015 mokřady, a to s hodnotou 0,88.

Na rozdíl od všech ostatních ploch má na orné půdě NDVI poměrně vysokou meziroční proměnlivost (Obr. 8), s maximem v roce 2015 (0,78) a minimem v roce 2013 (0,52). Naopak největší meziroční stabilitu lze pozorovat u trvalých travních porostů, u kterých se hodnota meziročně v podstatě nemění (Obr. 11)

## 5.2. NDMI

NDMI neboli vlhkost povrchu, vykazuje nejvyšší naměřené hodnoty u lesních ploch (Obr. 9). V roce 2017 dosáhla hodnota NDMI u lesa 0,55, což byla nejvyšší naměřená hodnota vůbec. Podobné hodnoty byly zjištěny i u trvalých travních porostů a mokřadů. Hodnoty NDMI u těchto ploch mají poměrně malý rozptyl hodnot. Nejnižší hodnoty vykazuje v letech 2015 a 2017 zástavba (Obr. 6 a 7). V jednom případě je hodnota NDMI pro ornou půdu nejnižší ze všech ploch, a to v roce 2013 (Obr. 5), je zde i největší rozptyl hodnot.

Největší různorodost hodnot v meziročním kontextu se objevuje znovu u orné půdy. U té je hlavně patrný propad hned v prvním roce, kdy se hodnota NDMI rovnala 0,099, což byla vůbec nejnižší naměřená hodnota. Hned v následujícím roce ovšem hodnota vlhkostního indexu orné půdy vystoupala až na 0,40. Největší vyrovnanost mezi lety měly u tohoto parametru znovu trvalé travní porosty (Obr. 11).

## 5.3. Radiační teplota povrchu

Jednoznačně nejnižší radiační teploty povrchu byly naměřeny u lesních ploch (Obr. 5 až 7). Naopak nejvyšší hodnoty byly zaznamenány u zastavěných území, a to ve dvou ze tří roků (obr. 6 a obr. 7). Pouze v roce 2013 byla průměrná radiační teplota těsně vyšší u orné půdy (30,86°C) před zastavěným územím (30,81°C). Teplota 30,86°C byla nejvyšší naměřenou teplotou celkově. Hodnoty teplot orné půdy dosahovaly mnohem většího rozptylu než hodnoty, které vykazovala zástavba. Průměrně nejnižší teplota byla změřena na lesních plochách roku 2017, kdy dosáhla hodnoty 30,11°C. Trvalé travní porosty a mokřady si byly radiační teplotou povrchu vždy velmi blízké, vždy s poměrně malým rozptylem hodnot a vždy v pomyslném (přibližném) středu mezi extrémy.

Meziroční vývoj má podobnou dynamiku u lesa, TTP a mokřadů (obr. č. 9, 11, a 12, vlevo dole). Všechny tři plochy vykazovaly relativně podobné průměrné hodnoty teploty v letech 2013 a 2015. V posledním roce (2017) je patrný propad jejich průměrných teplot povrchu. Orná půda měla nejvyšší radiační teplotu v roce 2013 a to s velkým rozptylem. V letech 2015 a 2017 pak měla hodnotu nižší, na přibližně stejné úrovni (30,57°C a 30,59°C), viz obr. č. 8. U staveb jsou hodnoty tohoto parametru nejvyrovnanější, vždy relativně vysoké.

#### 5.4. Tok tepla do půdy

Z hlediska tohoto prvku tepelné bilance by se dal půdní pokryv v podstatě rozdělit na dvě skupiny. Skupina se stabilně nižším tokem je zastoupena lesními porosty, travními porosty a mokřady (obr. 5 až 7). V rámci práce byla rekordně nízká hodnota vypočtena u porostu lesa v roce 2015 ( $37,88 \text{ Wm}^{-2}$ ). Naopak zbylá dvojice ploch orné půdy a zástavby má tok do půdy znatelně vyšší. Úplně nejvyšší tok tepla do půdy byl v roce 2013 u orné půdy. V tomto roce bylo do tohoto energetického toku na orné půdě investováno průměrně  $79,84 \text{ Wm}^{-2}$ .

V roce 2013, měla tedy největší tok tepla do půdy orná půda, viz obr. 5. V roce 2015 (obr. 6) měly lehce vyšší tok zastavěné plochy a v roce 2017 (obr. 7) byly hodnoty obou velmi podobné ( $63,40 \text{ Wm}^{-2}$  a  $60,67 \text{ Wm}^{-2}$ ). Jako jediná orná půda měla lehce dramatický meziroční vývoj, ostatní kategorie půdního pokryvu měly meziroční průměry vyrovnané.

#### 5.5. Latentní teplo výparné

Travní porosty a mokřady si byly v tomto prvku opět velmi podobné, s velmi úzkým rozptylem. Ve dvou případech, v rocích 2013 (obr. 5) a 2015 (obr. 6) byly jejich hodnoty nejvyšší. Úplně nejvyšší hodnota latentního tepla výparného pochází z měření trvalých travních porostů v roce 2015 ( $552,51 \text{ Wm}^{-2}$ ). Vysoké hodnoty tepla zužitkovaného na výpar byly spočteny také u lesních ploch (obr. 5 až 7). V roce 2017 (jak se můžete přesvědčit v obr. 7) lesy investovaly do latentního výparného tepla nejvíce ze všech ploch, a to i přes meziroční propad v tomto roce. Lesní plochy ovšem vykazovaly mnohem větší heterogenitu hodnot, s mnohem větším rozptylem, a to napříč roky.

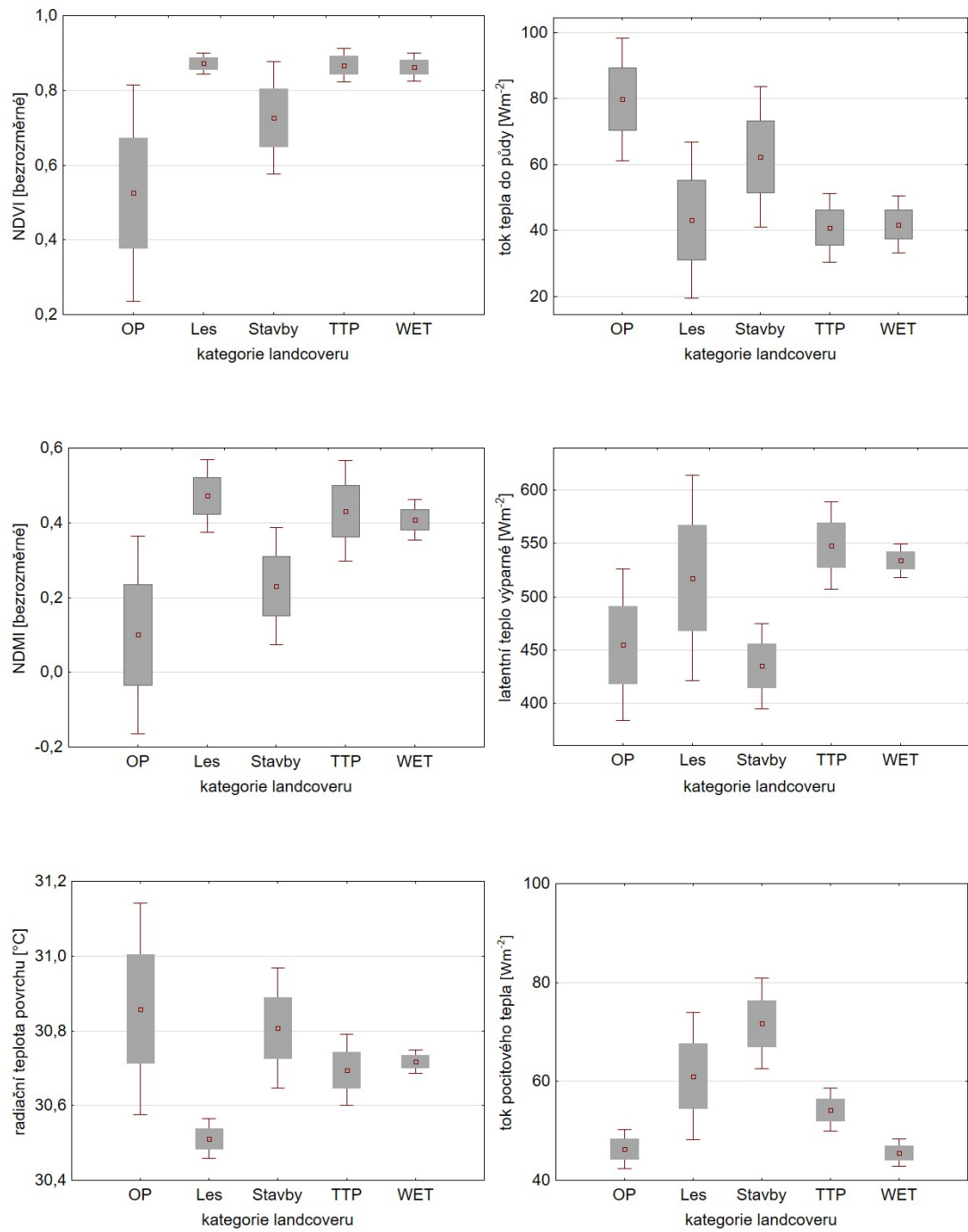
Stavby jsou v tomto parametru velmi konzistentní, ve všech letech měly nejnižší hodnoty (obr. 5, 6 a 7) s úplným minimem v roce 2017, kdy do tohoto energetického toku směřovalo pouze  $337,84 \text{ Wm}^{-2}$ . Jak lze vidět v obr. 8, orná půda má opět značnou meziroční proměnlivost. Zatímco v roce 2015 dosahovala hodnot latentního tepla výparného téměř jako les, v rocích 2013 a 2017 se v tomto parametru podobala spíše zástavbě. U všech druhů půdního krytu je patrná relativní vyrovnanost v prvních dvou letech a pak propad v roce posledním (Obr. 8 až 12).



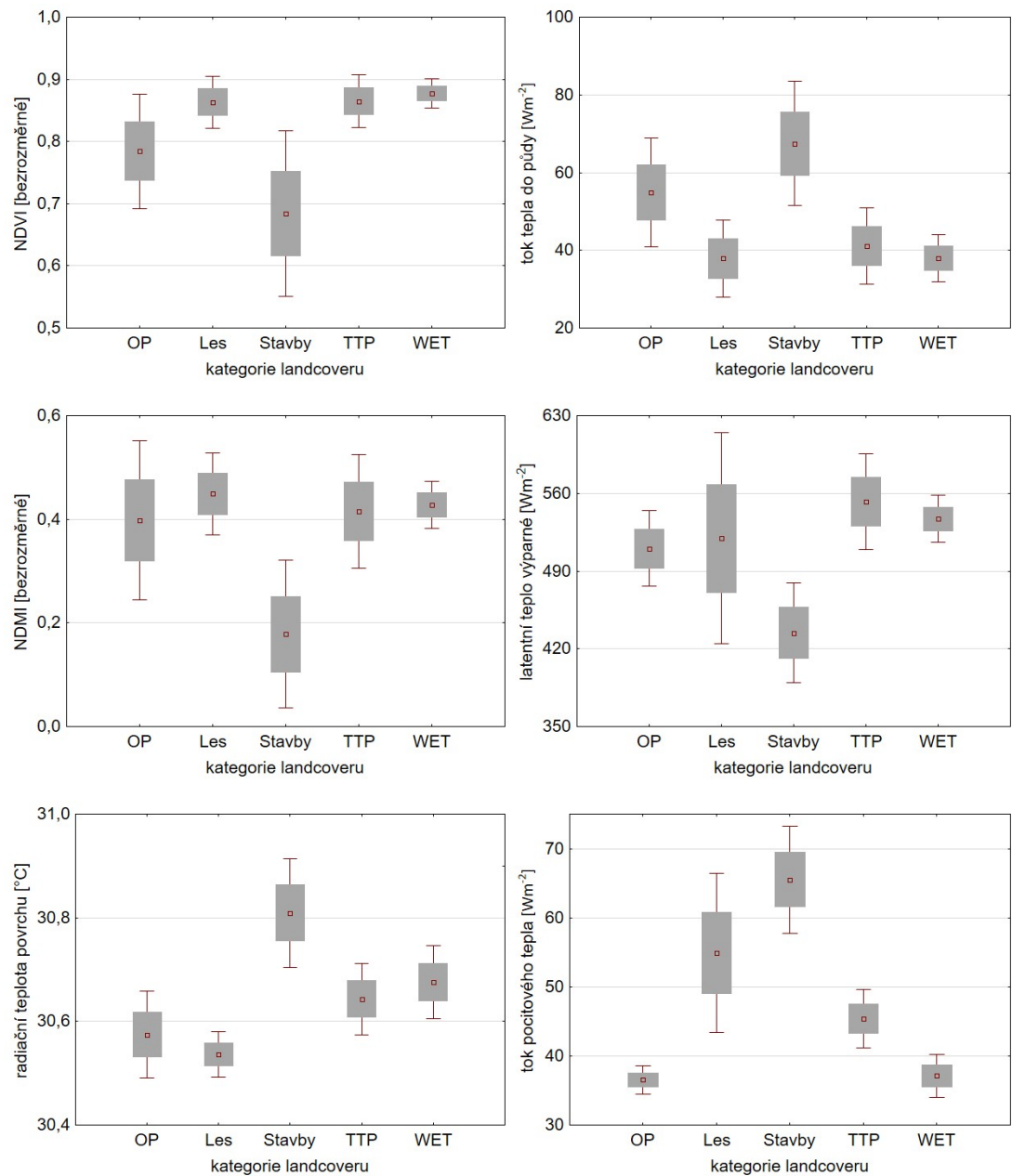
## 5.6. Tok pocitového tepla

V poslední z charakteristik má stabilně nejnižší hodnoty orná půda s úplným minimem v roce 2015 a hodnotou  $36,53\text{Wm}^{-2}$  (obr. 6). Kromě roku 2017 se jí téměř vyrovnávají plochy mokřadů. V rocích 2013 (obr. 5) a 2015 (obr. 6) má nejvyšší tok pocitového tepla zástavba. Vymyká se rok 2017 (obr. 7), ve kterém si byly všechny druhy půdního krytu poměrně podobné a maximálního průměru dosáhly plochy lesa. Ty s hodnotou  $160,36\text{Wm}^{-2}$  dosáhly celkově nejvyššího toku pocitového tepla ze všech let a druhů půdního krytu. Ve všech třech letech měly lesní plochy relativně veliký rozptyl hodnot.

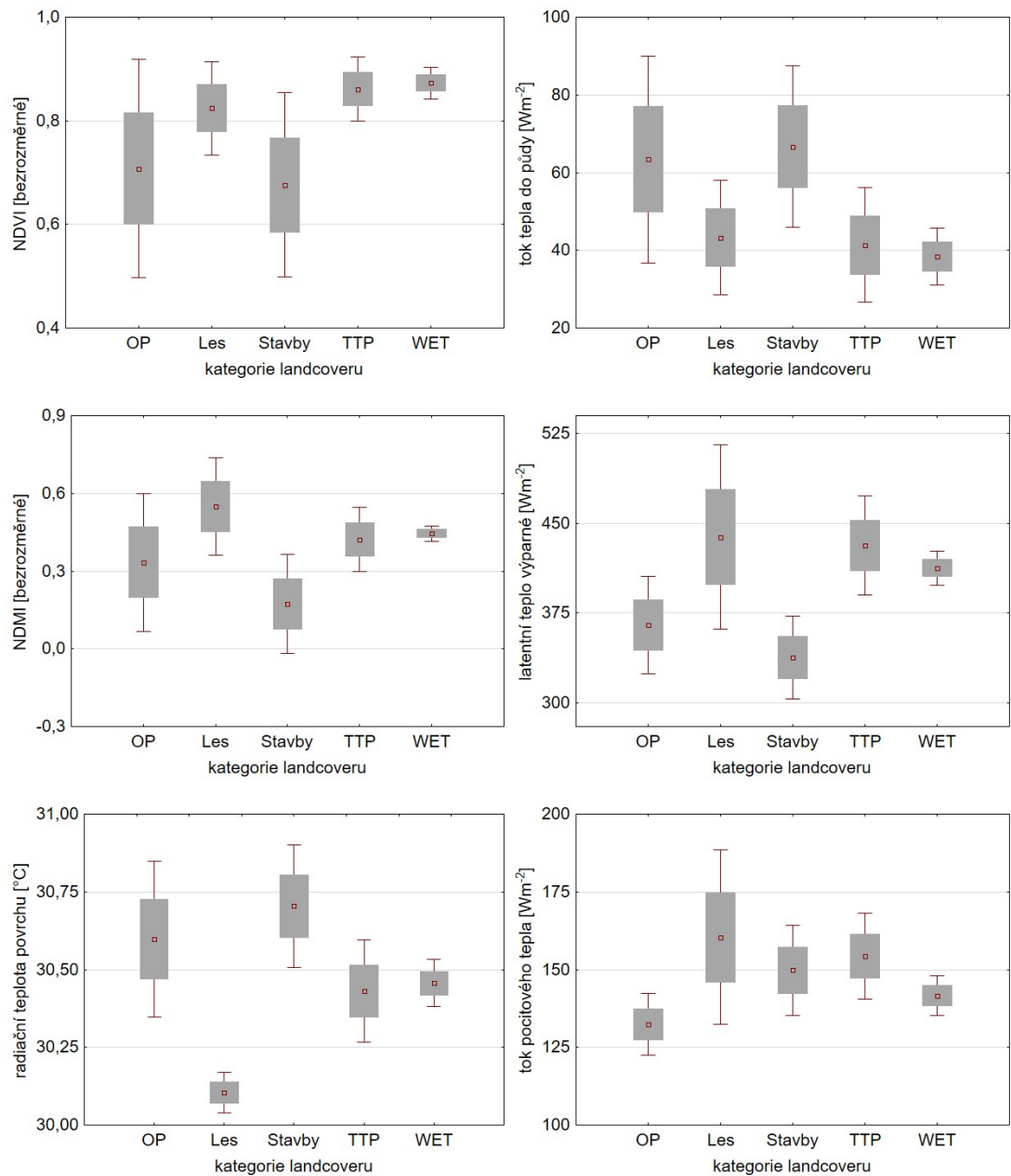
Meziroční vývoj toku pocitového tepla je tentokrát velmi podobný pro všechny druhy půdního pokryvu. V rocích 2013 a 2015 dosahují velmi podobných hodnot se skokovým zvýšením v roce 2017.



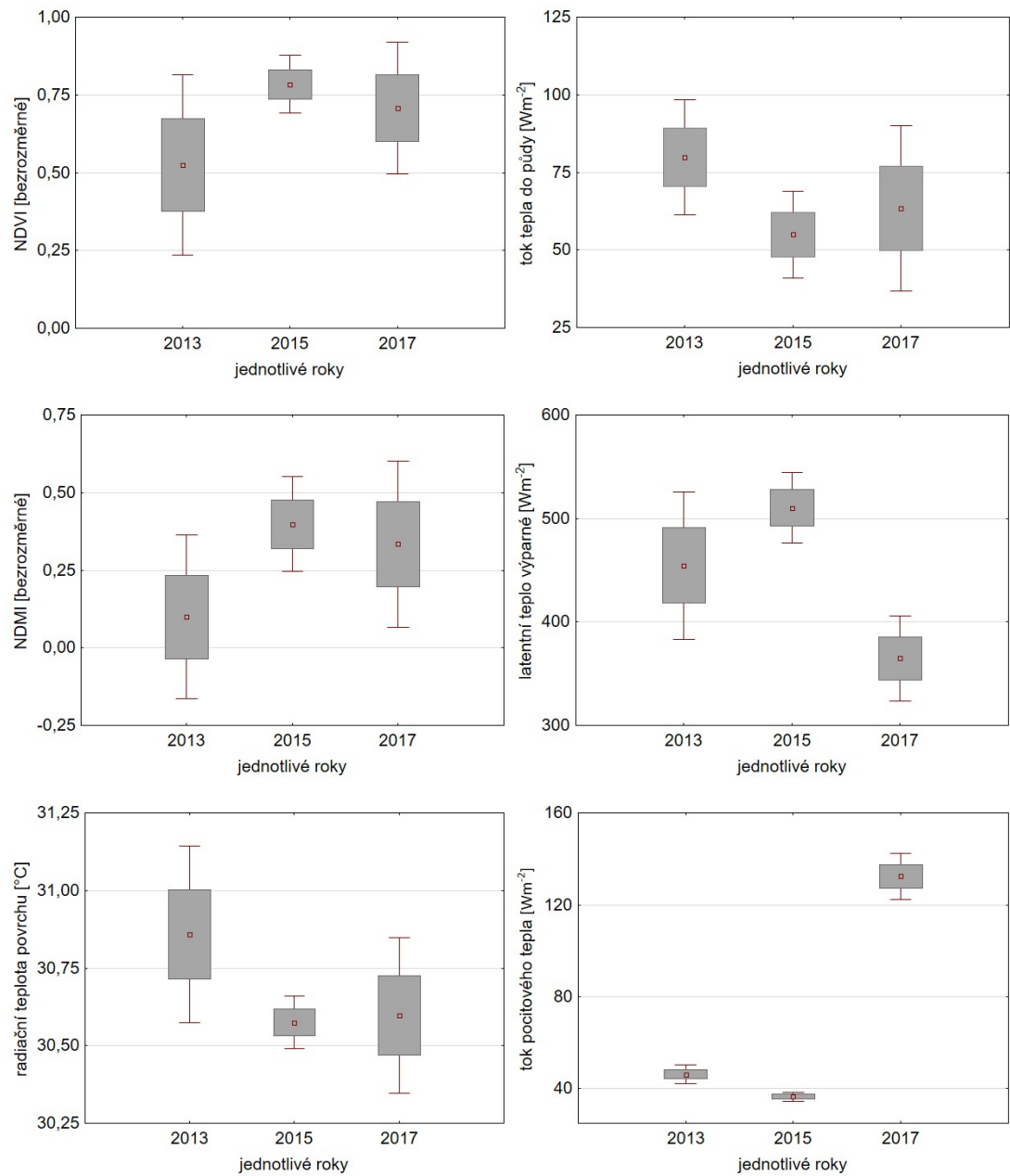
*Obr. 5: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiální teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) různých typů půdního krytu (orná půda, les, zástavba, trvalý travní porost a mokřad) v povodí Paseckého a Váckového potoka v roce 2013.*



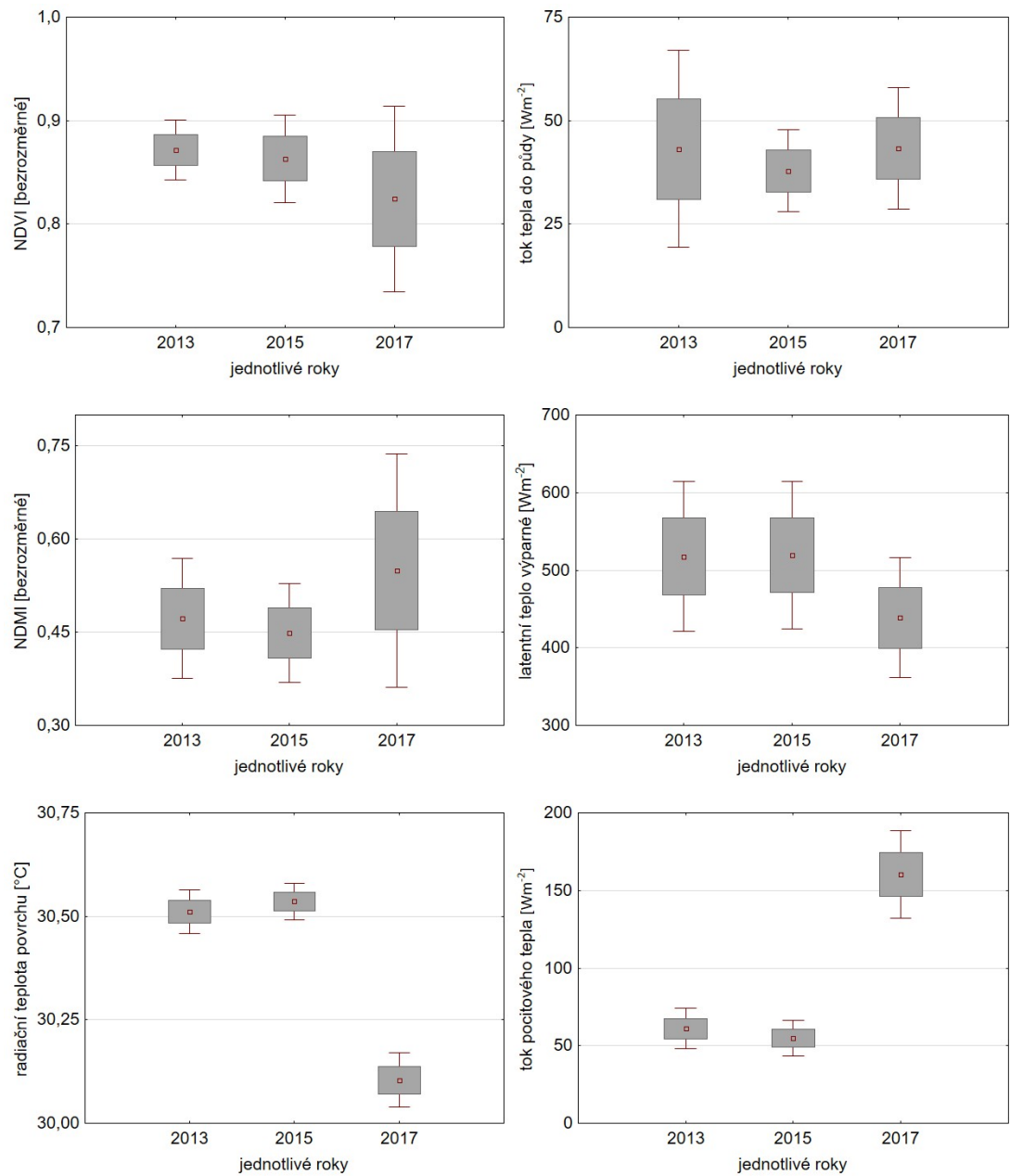
Obr. 6: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiální teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) různých typů půdního krytu (orná půda, les, zástavba, trvalý travní porost a mokřad) v povodí Paseckého a Váckového potoka v roce 2015.



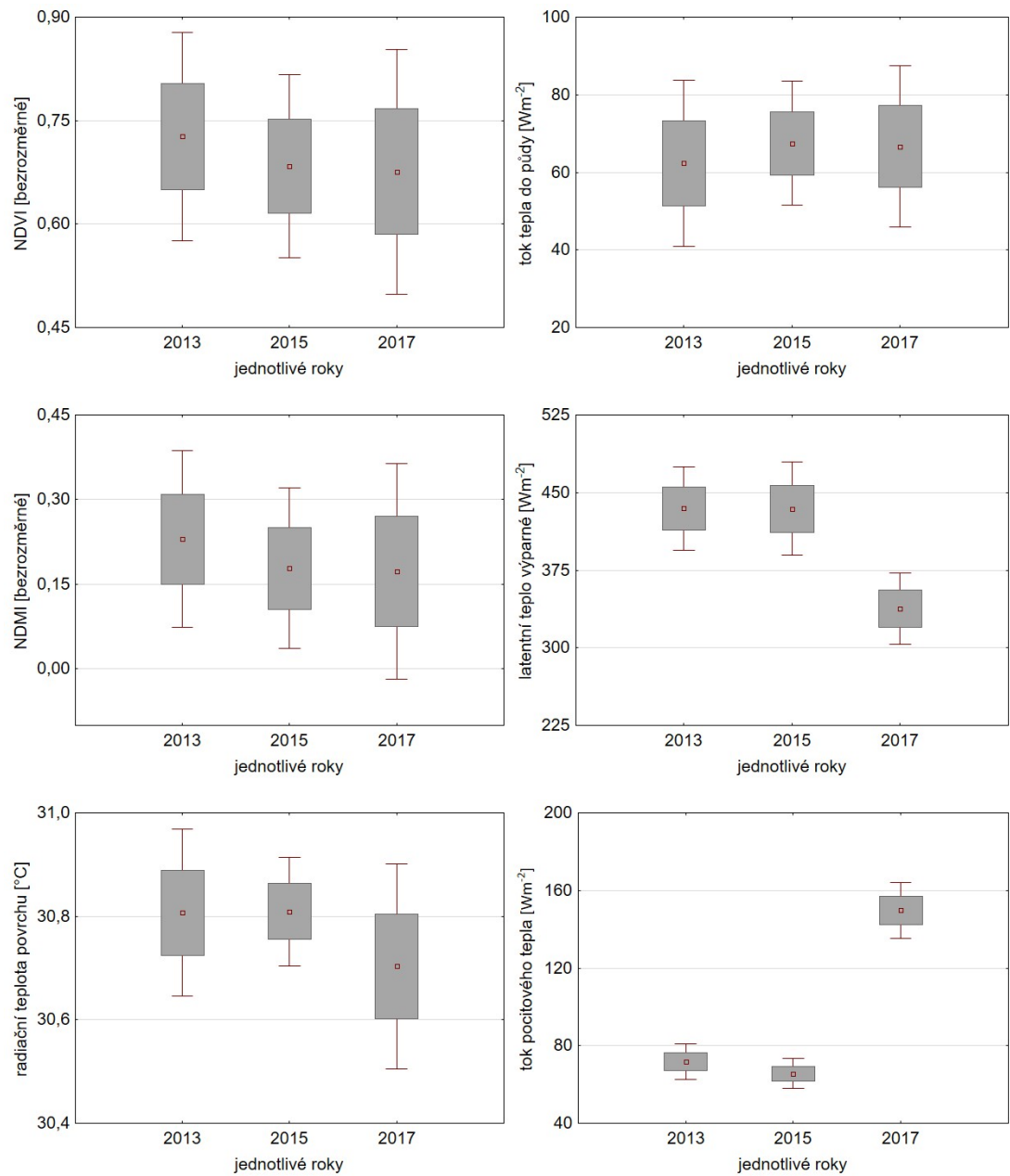
Obr. 7: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiální teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) různých typů půdního krytu (orná půda, les, zástavba, trvalý travní porost a mokřad) v povodí Paseckého a Váčkového potoka v roce 2017.



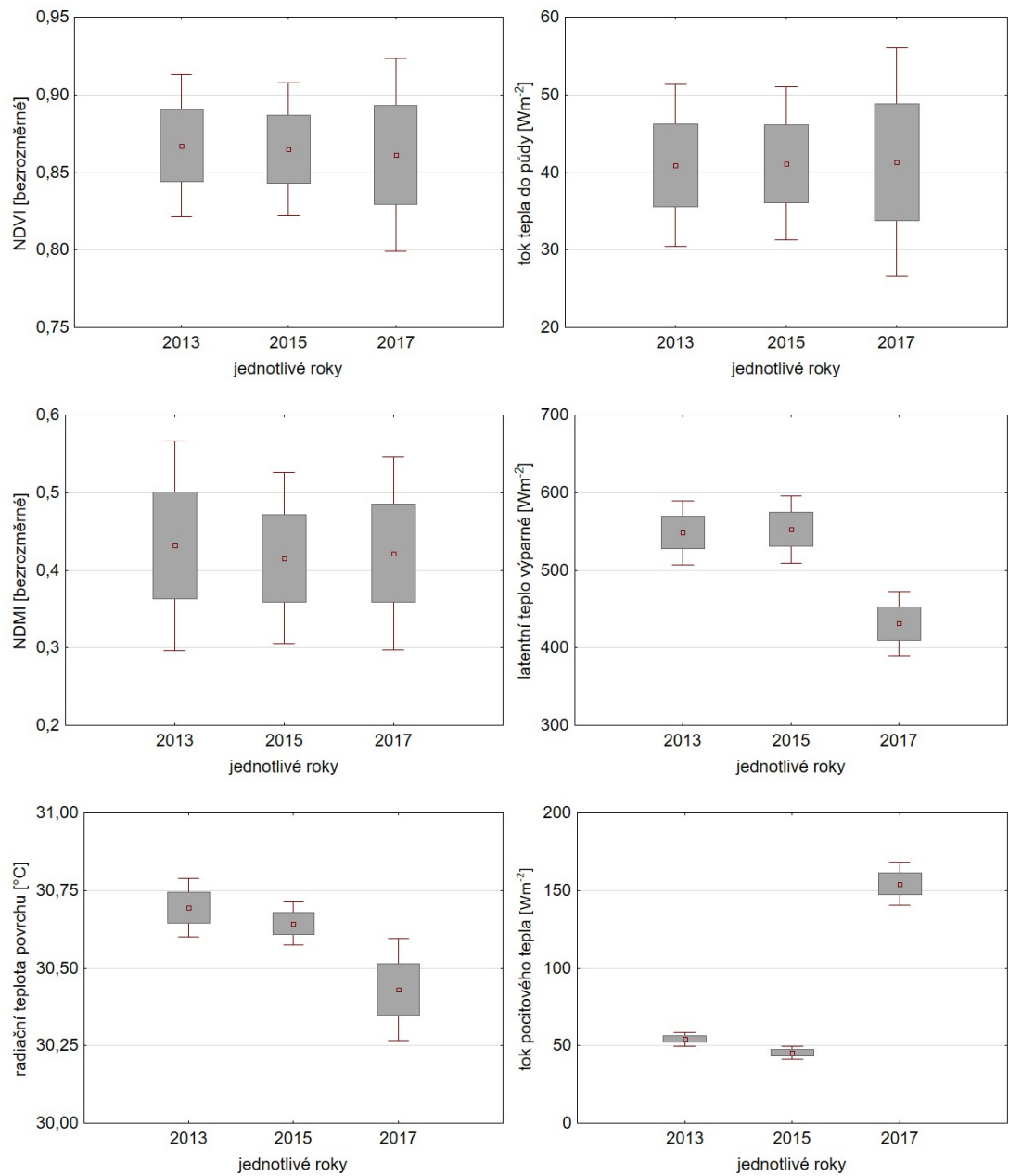
Obr. 8: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) **orné půdy** v povodí Paseckého a Váčkového potoka v rocích 2013, 2015 a 2017.



Obr. 9: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) **lesních ploch** v povodí Paseckého a Váčkového potoka v rocích 2013, 2015 a 2017.

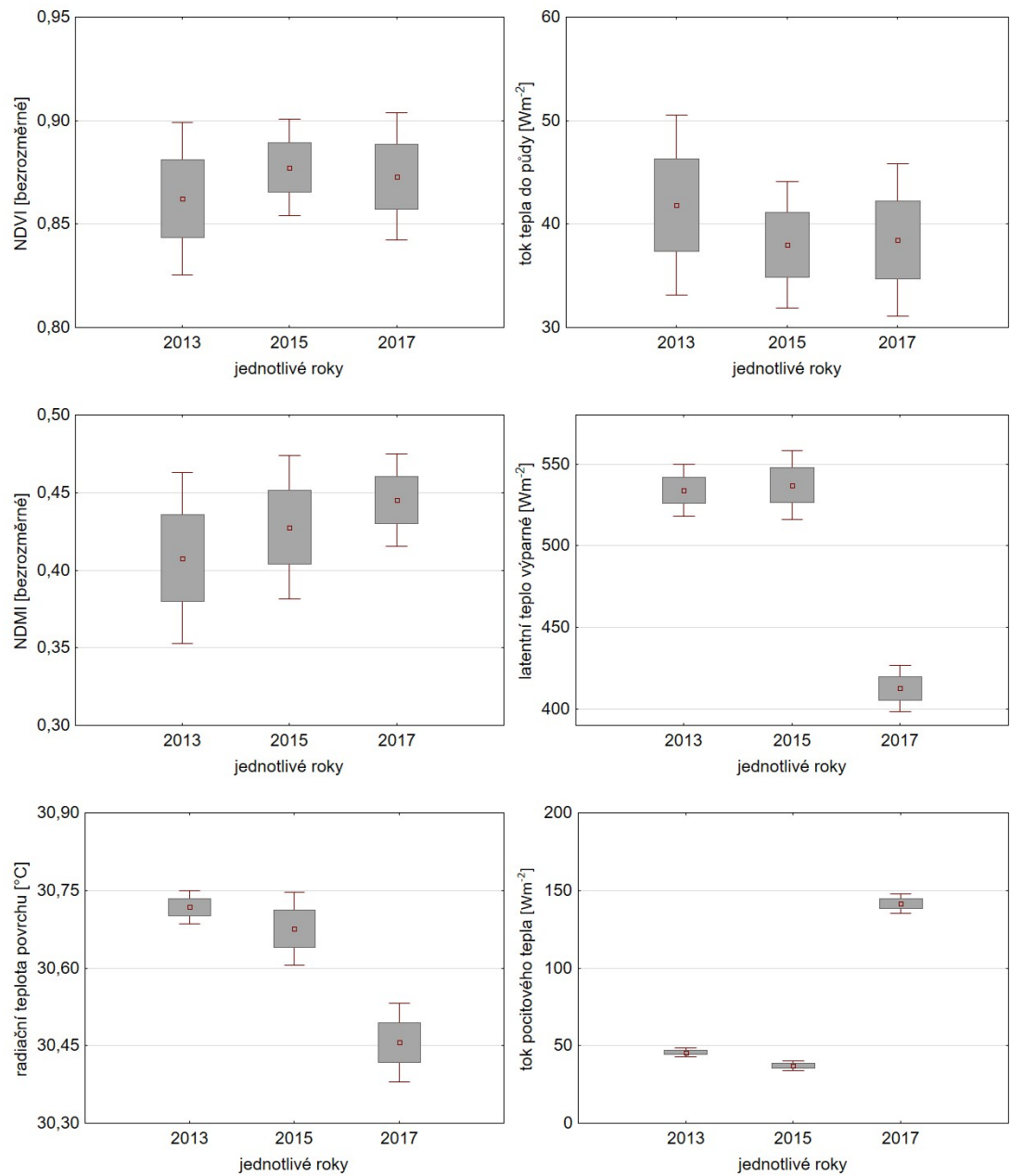


Obr. 10: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) zástavby v povodí Paseckého a Váčkového potoka v rocích 2013, 2015 a 2017.



Obr. 11: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiální teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) **trvalých travních porostů** v povodí Paseckého a Váčekového potoka v rocích 2013, 2015 a 2017.





Obr. 12: Funkční parametry (NDVI, NDMI, radiační teplota povrchu) a prvky tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla) **mokřadů** v povodí Paseckého a Váčkového potoka v rocích 2013, 2015 a 2017.

## 6. Diskuze

### 6.1. NDVI

Index NDVI koreluje s množstvím vegetace na měřeném území. V obrázcích 5, 6 a 7 je patrné, že nejvyšší a zároveň nejstabilnější hodnoty tohoto indexu vykazují plochy s trvalým vegetačním pokryvem (les, trvalý travní porost a mokřad).

Naproti tomu stabilně nízké výsledky by se daly nalézt u ploch pokrytých stavbami, kde je vegetace nejméně.

Orná půda je z hlediska NDVI nejméně vyrovnaná (obr. 8 vlevo nahoře). V rocích 2013 a 2015 zde byla pěstována kukuřice na siláž a v roce 2017 triticales. Je zajímavé, že právě v rocích, kdy byla na orné půdě pěstována stejná plodina (kukuřice na siláž), byly naměřeny vůbec největší a zároveň nejmenší hodnoty NDVI. V roce 2013 byla průměrná hodnota NDVI pro ornou půdu 0,52, což je hodnota menší, než měly ve všech měřeních plochy se zástavbou. Naproti tomu v roce 2015 dosáhla hodnota NDVI 0,78. Tento jev by se dal vysvětlit rozdílnými srážkovými úhrny v těchto rocích, jak je znázorněno v tabulce 4 a obrázku 4. V roce 2015 byl srážkový úhrn za posledních 30 dní před pořízením zkoumaného snímku více než dvojnásobný oproti roku 2013 (38,2 mm v roce 2013 ku 77,2 mm v roce 2015). V roce 2013 navíc napršelo v prvních patnácti dnech měřeného období více než 84 % všech srážek (a z toho téměř 60 % napršelo v průběhu 14. a 15. dne).

Pěstování kukuřice zohledňuje její tropický původ. K setí tudíž dochází až při teplotách 8–10 °C (přelom dubna a května) a v počátečních stádiích má vysoké nároky jak na světlo, tak i na vodu (Diviš, 2010). Je tedy patrné, že v roce 2013 byly právě srážky limitujícím faktorem růstu rostlin. Úhrn srážek ve sledovaném období před snímkováním byl celkově nízký, a navíc pro rostliny špatně rozvržený. Kukuřice se pěstuje v širokých řádcích (na siláž minimálně 50 cm) a není tudíž moc efektivní v bránění povrchovému odtoku. Jak již bylo zmíněno výše, drtivá většina srážek přišla v první polovině sledovaného období (15 a více dní před snímkováním) a z toho většina vypadla pouze během dvou dní. Dle Cáblika a Jůvy (1963) je kukuřice jedna z plodin chránících půdu vůbec nejméně. Z povrchu půdy může při pěstování kukuřice odtékat téměř 30 % srážkové vody, oproti tomu ze zatravněného povrchu odtéká jen kolem 12 %.

Je pravděpodobné, že tato srážková voda nebyla rostlinami využita, ale pouze odtekla po povrchu půdy. Jako důsledek tohoto nepříznivého vláhového režimu se na spektrálních snímcích projevila orná půda v roce 2013 jako téměř bez vegetace. Naproti tomu o dva roky později, kdy přísun srážek byl znatelně větší a také jejich distribuce byla rovnoměrnější se evidentně dařilo rostlinám lépe, což se promítlo i do hodnot spektrálních snímků.

V posledním sledovaném roce bylo na plochách orné půdy pěstováno triticales. To je všeobecně nenáročnou plodinou vhodnou i do marginálních oblastí. Je to ozimá plodina, což jí zaručuje rychlejší jarní vývoj. Bohatý kořenový systém, který žitovec podědil po žitu mu zaručuje dobré hospodaření s vodou a nízké nároky na její přísun v podobě srážek. I přesto, že v roce 2017 napršelo ještě méně srážek než v roce 2013, plochy orné půdy dosáhly podobných hodnot NDVI jako v roce 2015.

## 6.2. NDMI

NDMI je index korelující s vlhkostí měřeného povrchu. Platí zde předpoklad, že nejvyšší hodnoty tohoto parametru lze změřit na plochách s trvalým vegetačním krytem (trvalé travní porosty, lesy a mokřady).

Maximum indexu NDMI drží ve všech letech plochy pokryté lesy (viz obr. 5, 6 a 7). Vzhledem k obsahu biomasy na povrchu (i pod ním) jsou lesy obrovským zadržovačem vody. Ta je v lesích stabilně uváděna do oběhu evapotranspirací, při níž částečně opět v lese kondenzuje a vytváří tak relativně homogenní vlhkostní poměry. Jak píší Wilson a Baldocchi (2000) evapotranspirace je zásadním komponentem vodního cyklu se signifikantním dopadem na energetické toky v krajině. Redistribuce srážek evapotranspirací je klíčová pro stabilní vodní režim (Shang et al., 2008).

Jak lze vidět v obr. 12, nejmenší rozptyl hodnot mají plochy mokřadů. Tato homogenita půdního krytu je způsobena dobrou a vyrovnanou zásobeností vodou, což lze u mokřadu předpokládat.

Nejvyrovnanější meziroční výsledky tohoto parametru vykazovaly trvalé travní porosty, které jsou spolu s lesy a mokřady trvale pokryty vegetací. Vegetace totiž zpomaluje přímý povrchový odtok a zadržuje tak vodu v prostředí, na rozdíl od betonových ploch města, kde je naopak snaha vodu z povrchu co nejrychleji odvézt.

Na plochách se zástavbou tak byly, nikoli překvapivě, naměřeny nejnižší hodnoty vlhkostního indexu ve dvou ze tří let. Meziročně byly tyto plochy velmi vyrovnané, vždy měly poměrně velký rozptyl změřených hodnot (obr. 10). Kravčík et al. (2007) popisuje, že nedostatek prostoru a potřeba pohodlí udělala z deště ve městech v podstatě zátěž. Dešťová voda je tedy kanalizována a je s ní mnohdy nakládáno jako s vodou odpadovou.

Meziročně nejméně vyrovnané pak byly opět plochy orné půdy. V roce 2013 (obr. 5) orná půda vykázala opět ještě nižší hodnoty než plochy pokryté stavbami. Tento fakt by se dal opět připsat nepříznivému vláhovému režimu v období před měřením v kombinaci s pěstováním kukuřice seté v širokých řádcích. Co se týče rozptylu dat v rámci roku, orná půda se opět vymyká. V každém roce má nejvyšší rozptyl hodnot NDMI s extrémem právě v roce 2013, z čehož vyplývá značná nevyrovnanost porostu v tomto roce (a stejně tak i v ostatních letech). V roce 2017 se pak triticales opět projevilo jako zdatnější plodina, a tak jako u vegetačního indexu tak i u vlhkostního byly změřené hodnoty vyšší (a tudíž příznivější) než v roce 2013, kdy byla na stejných plochách pěstována kukuřice (a vypadlo přibližně stejné množství srážek).

### 6.3. Radiační teplota povrchu

Teplota povrchu souvisí především s barvou a odrazivostí povrchu a množstvím vlhkosti na daném místě. Objevuje se zde stejný vzorec jako u předešlých dvou parametrů. V rocích 2015 a 2017 (obrázek 6 a 7) vykazují nejvyšší průměrné teploty zastavěné plochy. V roce 2013 ovšem měla nejvyšší teplotu orná půda. Její hodnoty vykazovaly také největší rozptyl (obr. 5). Jak vyplývá z předešlých indexů, v tomto roce neměly rostliny k dispozici dostatek vlhkosti, nebyly tedy v dobré kondici. Dá se předpokládat, že porost v takto špatné kondici mnohdy odhaloval holou půdu, která svou tmavou barvou odráží pouze malé množství energie, a tudíž se ohřívá mnohem více než by tomu bylo při zapojeném porostu (v dobré kondici). Nedostatek vody má za následek sníženou intenzitu evapotranspirace, která by za lepších vláhových poměrů přispívala k ochlazení teploty povrchu a celkové teplotní stabilitě prostředí (Kravčík et al., 2007).

Stabilně nejnižší teplotu povrchu mají lesy. Je tomu tak právě kvůli ochlazování evapotranspirací. Lesy mají také ve všech letech velmi malé rozptyl hodnot. Ze stejného důvodu mají nižší teplotu (i rozptyl hodnot) také trvalé travní porosty a mokřady.

V posledním roce (2017) byly hodnoty teploty povrchu všeobecně nižší u všech ploch. Bylo tomu tak díky kombinaci lepších vláhových poměrů a dřívějšího termínu snímkování.

#### 6.4. Tok tepla do půdy

I u tohoto energetického toku se výrazně projevil vliv trvalé přítomnosti vegetace na povrchu území. Již radiační teploty povrchů napovídaly trendy patrné i v tocích tepla do půdy jednotlivých typů krajinného povrchu. Rostliny půdu stíní a značnou část přicházející energie jsou schopny použít pro evapotranspiraci. Dobrá zásobenost vodou způsobuje, že větší část přicházející energie je spotřebována na změnu skupenství vody. Vegetace také působí jako izolátor sama o sobě. Samotný fakt, že sluneční záření neproniká až na samotný povrch půdy omezuje tok tepla do ní (Kravčík et al., 2007). V praxi se to projevilo nižším tokem tepla do půdy (stejně tak jako v předchozím parametru nižší radiační teplotou).

Trvalé travní porosty, stejně tak jako mokřady a lesy, vykazují velmi stabilní výsledky (obr. 9, 11 a 12), které jsou vždy výrazně nižší než hodnoty zástavby či orné půdy. Úplně nejstabilnější meziroční výsledky vykazují travní porosty. Poměrně stabilní jsou v meziročním vývoji i ostatní plochy s výjimkou orné půdy.

Zástavba dosahuje vysokých hodnot toku do půdy ve všech letech. Je ovšem nutné zmínit, že hodnoty vypočtené pro tyto plochy jsou v praxi pravděpodobně zavádějící. Samotná přítomnost staveb totiž zkresluje měření.

Orná půda v roce 2013 opět převyšuje všechny ostatní plochy v naměřených hodnotách. To podporuje hypotézu o heterogenosti vegetace, holých místech a celkově dává dojem špatného hospodaření s vodou na stanovišti. Nestíněná půda pohlcuje díky svojí barvě velké množství přicházejícího záření. To má samozřejmě za následek její vysokou teplotu, a i nízkou vlhkost jejího povrchu (voda se z rozpálené půdy snadno odpaří do atmosféry). Vpravo nahoře obr. 6 (potažmo na stejném místě obr. 8) vidíme, že roce 2015 tok tepla orné půdy klesl, a dá se tak předpokládat lepší

stav vegetačního krytu (v tomto roce zde byla pěstována také kukuřice na siláž). V posledním roce je opět tok tepla do půdy vyšší, v tomto roce bylo ovšem pěstováno na poli triticales a ke snímkování došlo v porovnání s rokem 2013 o tři týdny dříve. Porost tudíž ještě nebyl zapojen a částečně půdu odhaloval. V posledním roce byl také ze všech let největší příkon (tab. 3).

### 6.5. Latentní teplo výparné

Latentní teplo výparné představuje energii investovanou do přechodu vody z kapalného do plynného skupenství. Čím více vody je k dispozici na daném místě, tím více energie může být na výpar využito. Kravčík et al. (2007) uvádí, že v krajině dobře zásobené vodou může být až 80 % přicházející radiace vázáno do skupenského tepla výparu vody.

Jak napovídají předchozí výsledky, do latentního výparného tepla bylo investováno nejvíce energie na plochách s trvalým vegetačním krytem. Nejmenší rozptyl hodnot mají opět mokřady, kdežto opravdu vysokého rozptylu dosahují plochy lesa. Les je totiž značně heterogenní pokryv a jak lze vidět v následující podkapitole, velkého rozptylu dosahuje u lesa i tok pocitového tepla.

U staveb se předpokládá všeobecně nízká přítomnost vody v prostředí. Voda, která není nasáta rostlinami nebo vsáknuta do půdy, povrchově odtéká (Petrovič et al., 2017). Z betonových povrchů je voda velmi rychle svedena do kanalizací a odtud je odvedena mimo zastavěné území. Pozemní ekosystémy mohou aktivní regulací toků vody ovlivňovat distribuci sluneční energie do dvou hlavních složek, kterými jsou pocitové a latentní teplo (Hutjes et al. 1998). To znamená, že energie, která by za přítomnosti vody mohla být investována do jejího výparu musí být investována jiným způsobem, zvýšením teploty okolí. Například v roce 2015 bylo do latentního tepla na plochách trvalých travních porostů investováno  $552 \text{ Wm}^{-2}$ , ale u ploch se zástavbou to bylo pouze  $434 \text{ Wm}^{-2}$ . Stavby měly naopak vyšší radiační teplotu povrchu i tok pocitového tepla.

Orná půda vykazuje opět značně nestabilní výsledky, které ovšem opět odpovídají předchozím měření. V roce 2015, kdy byla vegetace evidentně v dobré kondici a orná půda obsahovala dostatek vlhkosti, byly průměrné hodnoty lesa ( $519 \text{ Wm}^{-2}$ ) a orné půdy ( $510 \text{ Wm}^{-2}$ ) co do latentního tepla velmi podobné. V ostatních

letech se pravděpodobně kvůli vláhovým poměrům podobala svými výsledky spíše zástavbě.

## 6.6. Tok pocitového tepla

Jak je patrné z obrázků 5 a 6 tok pocitového tepla je vysoký u staveb. Nízká vlhkost a nedostatek vegetace mají za následek takto vysoké hodnoty tohoto parametru. Ve vysušené krajině se může přeměňovat na pocitové teplo až 60 % přicházející radiace (Kravčík et al., 2007). Pickert et al. (2001) Udává, že rozdíl mezi teplotami uvnitř města a mimo něj může dosahovat až 10°C. Tento jev je známý pod názvem městský tepelný ostrov (*urban heat island*).

Orná půda se naproti tomu chová jinak. Vidíme u ní úplné minimum ze všech naměřených hodnot, které pochází z roku 2015 (obr. 6) kdy, jak již bylo zmíněno výše, orná půda měla dostatek vlhkosti a byl na ní zdravý a poměrně vyrovnaný vegetační kryt. Velké množství energie v tomto roce investovaly plochy orné půdy do výparu. Ovšem v roce 2013, kdy tomu tak nebylo by se dal očekávat podobný vývoj jako u staveb, zatímco orná půda vykazala opět velmi nízké hodnoty pocitového tepla. Jak je ale možné pozorovat v obr. 5 vpravo nahoře, v tomto roce orná půda investovala mnohem více energie do toku tepla do půdy a také měla větší investici do latentního tepla výparného.

Velmi nízkých hodnot (s velmi nízkým rozptylem) dosahuje tok pocitového tepla také u mokřadů, kde je to opět způsobeno investicí energie do latentního výparného tepla. Trvalé travní porosty jsou na tom ze stejného důvodu podobně. O důležitosti evapotranspirace a jejím vlivu na redukci toku pocitového tepla pojednává např. Yan et al. (2017).

Jak již bylo zmíněno výše, lesy dosahují v toku pocitového tepla opět vysokého rozptylu. V obr. 5, 6 a 7 vidíme, že lesy mají vysoký rozptyl u všech prvků tepelné bilance (tok tepla do půdy, latentní teplo výparné a tok pocitového tepla). Oproti tomu jeho funkční parametry mají naopak rozptyl relativně nízký. Z hlediska energetických toků je porost lesa jakousi mozaikou, ve které se přicházející radiace na různých místech rozkládá různými způsoby. Les jako celek díky vysoké evapotranspiraci (a díky dobrým vláhovým podmínkám všeobecně) je schopen vlhkost rovnoměrně rozprostřít a lesy tak z velmi energeticky heterogenního prostředí těžší v praxi velmi

vyrovnanou vlhkost a teplotu povrchu, úzký rozptyl má u lesů taktéž index NDVI, což napovídá dobrou vyrovnanost porostu z hlediska jeho kondice.

V posledním roce byl tok pocitového tepla u všech kategorií velmi vysoký a zároveň relativně vyrovnaný, což přičítám vysokému teplotnímu gradientu mezi radiační teplotou povrchu (všechny kategorie půdního krytu měly radiační teplotu vyšší než 30°C) a teplotou vzduchu (25,17°C). V roce 2017 bylo málo srážek a jak je možné vidět v obr. č. 7 u všech kategorií bylo investováno relativně málo energie do výparu, což se projevilo skokovým nárůstem toku pocitového tepla.



## 7. Závěr

V práci bylo hodnoceno využití energie, která ve formě sluneční radiace přichází na zemský povrch. Byly sledovány rozdíly v tocích energie na pěti různých typech půdního krytu v oblasti Paseckého a Váčkového potoka. Data pochází z roků 2013, 2015 a 2017 a z ploch orné půdy, lesů, trvalých travních porostů, staveb a mokřadů. Rozdíly bylo tudíž možné sledovat nejen na různých typech povrchu, ale i v průběhu času. Přicházející radiace je v různých typech půdního krytu distribuována jiným způsobem. Práce potvrdila předpoklad, že způsob hospodaření má signifikantní vliv na tuto distribuci přichozí, zejména sluneční energie. Čím intenzivněji člověk zasahuje do krajiny, tím extrémnější výsledky byly získány v této práci za pomoci metod DPZ.

Vzhledem k nevyrovnanosti srážek v období 30-ti dní před pořízením snímku v jednotlivých rocích, je patrná nestabilita hodnot povrchových parametrů orné půdy z hlediska mikroklimatu. Zatímco první a poslední rok byly na srážky nepříliš bohaté (38,2 mm respektive 36,2 mm), v roce 2015 vypadlo ve sledovaném období více srážek než ve stejném období v rocích 2013 a 2017 dohromady (77,2 mm). Ve výsledcích se to projevilo v rocích 2013 a 2017 tak, že u vegetačního i vlhkostního indexu má orná půda velmi velký rozptyl naměřených hodnot. To samé platí i u radiační teploty povrchu či toku tepla do půdy (obr. 5 a 7). V roce, kdy bylo vláhly více má orná půda rozptyl těchto parametrů o poznání nižší (obr. 6). Je tedy vidět, že orná půda je ze všech sledovaných půdních krytů nejméně stabilní a nejhůře se vyrovnává s momentálním nedostatkem srážek nebo jejich nevhodnou distribucí. V nepříznivých rocích se z hlediska výsledků podobala spíše plochám se zástavbou, v tom příznivém charakteristikami připomínala plochy trvale zatravněné či plochy lesů.

Les je oproti orné půdě stabilnější. Hodnoty funkčních parametrů lesa dosahují ve všech letech velmi malého rozptylu, což indikuje dobrou vyrovnanost porostu. Les dobře zadržuje vodu a ta je velmi vyrovnaně rozdělena v porostu (jak je demonstrováno vždy relativně nízkým rozptylem indexu NDMI lesů i jeho relativně vysokými hodnotami).

Zastavěné plochy jsou vždy v opačném extrému proti lesům, mnohem hůře se vyrovnávají s využitím přicházející energie. I když jde jen o malé zastavěné plochy

venkovského typu, prostředí zástavby se ohřívá více než jakékoli plochy s vegetací, a to především kvůli nedostatku vody.

Trvalé travní porosty jsou mnohem efektivnější v zadržování vlhkosti než orná půda, která je z velké části odhalená, s nezapojeným porostem na povrchu. Především v roce 2013, kdy byly vláhové podmínky (především z hlediska jejich časové distribuce) nejméně příznivé, jsou vidět největší rozdíly v chování ploch orné půdy a těch s trvalými travními porosty. Rozdíly v indexech NDVI a NDMI jsou značné, vyšší mají travní porosty i latentní teplo výparné. Naopak orná půda má větší radiační teplotu povrchu či tok tepla do půdy. U všech těchto parametrů mají trvalé porosty trav menší rozptyl naměřených hodnot.

Ve všech letech se mokřady podobají porostům TTP. Mají jen ještě menší rozptyl hodnot. Ve všech letech pak měly mokřady v souvislosti s travními porosty nižší tok pocitového tepla. Mokřady jsou na tom z hlediska vláhových poměrů ještě lépe než travní porost. Jsou efektivnější v zadržování vody a mají také její stabilní přísun. Vznikají tak ještě vyrovnanější podmínky.

Z výsledků práce vyplývá, že pro příznivé životní podmínky je nutné v krajině zachovat přítomnost vody. Je patrné, že opatření jako například zatravnění orné půdy mohou pomoci stabilizovat vodní režim na daném místě a zlepšit tak mikroklima ve svém okolí. V konečném důsledku krajina musí být mozaikovitě poskládaná. Ve městech by měla být racionálně rozmístěna zeleň tak, aby napomáhala zlepšení mikroklimatu intravilánu. Hodnota těchto služeb je přitom pro člověka značná, neboť při snaze o stejný klimatizační efekt za pomoci techniky dochází k obrovské spotřebě energie, která pochází z velké části z fosilních paliv. Tuto energii by bylo možné z velké části nahradit (a tím ji ušetřit) prostou přítomností (respektive evapotranspirací) vegetace v prostředí města. Voda přítomná v prostředí jej teplotně stabilizuje a nedochází tak k prudkým výkyvům teplot zejména v letních měsících, kdy teploty uvnitř měst představují mnohdy zdravotní riziko.

## 8. Literatura:

- ABUTALEB, K., A. NGIE, A. DARWISH a M. AHMED, 2015. Assessment of Urban Heat Island Using Remotely Sensed Imagery over Greater Cairo, Egypt. *Advances in Remote Sensing*. (4), 35-47. DOI: <http://dx.doi.org/10.4236/ars.2015.41004>.
- ARYA, S. Pal. *Introduction to micrometeorology*. 2nd ed. San Diego: Academic Press, 2001. International geophysics series, vol. 79. ISBN 0-12-059354-8.
- BALCAR, Vladimír. *Statistický lexikon obcí České republiky 2013: podle správního rozdělení k 1.1.2013 a výsledků sčítání lidu, domů a bytů k 26. březnu 2011*. Praha: Český statistický úřad, 2013. ISBN 978-80-250-2394-5.
- BARSI, Julia A., John R. SCHOTT, Frank D. PALLUCONI a Simon J. HOOK. Validation of a Web-Based Atmospheric Correction Tool for Single Thermal Band Instruments. *Proceedings of SPIE*. 2005, (5882). DOI: doi: 10.1117/12.619990.
- BASTIAANSEN, W. G. M, M. MENENTI, R.A. FEDDES a A.A.M. HOLTSLAG, 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). *Journal of Hydrology*. (1), 198-213.
- BRUTSAERT, Wilfried, 1982. *Evaporation into the atmosphere: theory, history, and applications*. Hingham, MA: Sold and distributed in the U.S.A. and Canada by Kluwer Boston. ISBN 978-90-277-1247-9.
- CABLÍK, Jan a Karel JÚVA, 1963. *Protierozní ochrana půdy: celostátní vysokoškolská učebnice : určeno studentům vysokých škol zemědělských a technických*. 2., přepracované a rozšířené vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství. Rostlinná výroba (Státní zemědělské nakladatelství).
- CAMPBELL, James B. *Introduction to remote sensing*. New York: Guilford Press, 1987, 662 s. ISBN 0-89862-776-1.
- ČAPEK, R.: *Dálkový průzkum Země: dočasná vysokoškolská učebnice*. 1. vyd. Praha: Ministerstvo školství ČSR. 1988. 244 str.

- CHANDER, G. a B. MARKHAM, 2003. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. (41), 2674–2677.
- CHANDER, G., B.L. MARKHAM a D.L. HELDER, 2009. *Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+ and EO-1 ALI sensors*. (113), 893 - 903.
- DALE, Virginia H., 1997. THE RELATIONSHIP BETWEEN LAND-USE CHANGE AND CLIMATE CHANGE. *Ecological Applications*. 7(3), 753-769. ISSN 1051-0761. Dostupné také z: [http://doi.wiley.com/10.1890/1051-0761\(1997\)007\[0753:TRBLUC\]2.0.CO;2](http://doi.wiley.com/10.1890/1051-0761(1997)007[0753:TRBLUC]2.0.CO;2)
- DIVIŠ, Jiří. Pěstování rostlin: (učební texty pro obor provozní podnikatel a pozemkové úpravy a převody nemovitostí). 2., dopl. vyd. České Budějovice: Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, 2010. ISBN 9788073942168.
- DOBROVOLNÝ, P. Dálkový průzkum Země. Digitální zpracování obrazu. 1. vyd. Brno: Masarykova univerzita, 1998. 208 s. ISBN 80-210-1812-7.
- GAO, B., 1996. NDWI - a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote Sensing of Environment*. (58), 257 - 266.
- HALLEMA, Dennis W., Ge SUN, Peter V. CALDWELL, Steven P. NORMAN, Erika C. COHEN, Yongqiang LIU, Kevin D. BLADON a Steven G. MCNULTY, 2018. Burned forests impact water supplies. *Nature Communications*. 9(1), -. DOI: 10.1038/s41467-018-03735-6. ISSN 2041-1723. Dostupné také z: <http://www.nature.com/articles/s41467-018-03735-6>
- HUTJES, R. W. A., A. KABAT, S. W. RUNNING a W. J. SHUTTLEWORTH, 1998. Biospheric Aspects of the Hydrological Cycle. *Journal of Hydrology*. 1(21), 212 – 213.
- KOLÁŘ, J., HALOUNOVÁ, L., PAVELKA, K. 1997: Dálkový průzkum Země 10. 1. vyd. Praha: Vydavatelství ČVUT. 164 str., ISBN 80-01-01567-X.
- KRAVČÍK, Michal, 2007. *Voda pre ozdravenie klímy: nová vodná paradigma*. Žilina: Municipalia. ISBN 978-80-969766-5-2.

- KUMAR, L., A.K. SKIDMORE a E. KNOWLES, 1997. Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment. *International Journal of Geographical Information Science*. (11), 475 - 497.
- LAI, L.W. a W.L. CHENG, 2009. Air Quality Influences by Urban Heat Island Coupled with Synoptic Weather Patterns. *Science of the Total Environment*. (407), 2724-2733.
- LILLESAND, Thomas M. a Ralph W. KIEFER. 1994. *Remote sensing and image interpretation*. 3rd ed. New York: John Wiley. ISBN 0-471-57783-9.
- LILLESAND, T.M., R.W. KIEFER a J.W. CHIPMAN, 2004. *Remote sensing and image interpretation*. 6. New York, USA: John Wiley.
- LHOMME, J.P. a E. ELGUERO, 1999. Examination of evaporative fraction diurnal behaviour using a soil-vegetation model coupled with a mixed-layer model. *Hydrology and Earth System Science*. **3**(2), 259 - 270.
- LOS, S. O., G. P. WEEDON, P. R. J. NORTH, J. D. KADUK, C. M. TAYLOR a P. M. COX, 2006. An observation-based estimate of the strength of rainfall-vegetation interactions in the Sahel. *Geophysical Research Letters*. **33**(16), -. DOI: 10.1029/2006GL027065. ISSN 0094-8276. Dostupné také z: <http://doi.wiley.com/10.1029/2006GL027065>
- MCDONALD, R.I., 2008. Global urbanization: can ecologists identify a way forward? *Front Ecol Environ*. (6), 99–104.
- MCDONALD, R.I., P. GREEN, D. BALK, B.M. FEKETE a C. REVENGA, 2011. Urban growth, climate change, and freshwater availability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. (108), 6312–6317. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.1011615108>.
- MOY, Kirsten, Brian NEILSON a Amber MEADOWS, Mapping coastal marine debris using aerial imagery and spatial analysis. *Mapping coastal marine debris using aerial imagery and spatial analysis*. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2017.11.045>.
- MURDYCH, Zdeněk. *Dálkový průzkum Země*. Praha: Academia, 1985.

- PAPÁČEK, Miroslav, ed. *Biota Novohradských hor: modelové taxony, společenstva a biotopy*. České Budějovice: Jihočeská univerzita, 2004. ISBN 80-7040-756-5.
- PETROVIČ, F., P. STRÁNOVSKÝ, Z. MUCHOVÁ, V. FALŤAN, H. SKOKANOVÁ, M. HAVLÍČEK, M. GÁBOR a J. ŠPULEROVÁ, 2017. Landscape-ecological optimization of hydric potential in foothills region with dispersed settlements—a case study of Nová Bošáca, Slovakia. *Applied ecology and environmental research*. **15**(1), 379-400.
- PICKETT, S. T. A., M. L. CADENASSO, J. M. GROVE a C. H. NILON, 2001. Urban ecological systems: linking terrestrial ecological, physical, and socioeconomic components of metropolitan areas. *Annual Review of Ecology and Systematics*. **32**, 127–157.
- POKORNÝ, J., 2011, Co dokáže strom, In: Kleczek, J.(ed.) *Kniha o vodě*. 429 – 431, Radioservis, Praha
- PROCHÁZKA, Jan. *Hodnocení funkčních parametrů povrchu krajiny na územích zasažených povrchovou těžbou pomocí metod dálkového průzkumu Země: [certifikovaná metodika]*. V Českých Budějovicích: Jihočeská univerzita v nakl. Lesnická práce, 2014. ISBN 9788074580529.
- SULEIMAN, A. a R. CRAGO, 2004. Hourly and Daytime Evapotranspiration from Grassland using Radiometric Surface Temperatures. *Agronomy Journal*. (96), 384 - 390.
- SCHOWENGERDT, R. A.,: *Remote Sensing: Models and Methods for Image Processing*. 3rd edition. USA: Elsevier. 2007. 515 p. ISBN 13: 978-0-12-369407-2, ISBN 10: 0-12-369407-8
- SHENG, H., T. CAI a X. CUI, 2008. Rainfall redistribution of a virgin forest and secondary forest in Northeast China. *Front. For. China*. **3**(2), 189–193.
- TASUMI, M., R.G. ALLEN a R. TREZZA, 2008. At-surface Reflectance and Albedo from Satellite for Operational Calculation of Land Surface Energy Balance. *Journal of Hydrologic Engineering*. (13), 51 - 63
- TUCKER, C.J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*. (8), 127 - 150.

- WILSON, K.B. a D.D. BALDOCCHI, 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agricultural and Forest Meteorology*. (100), 1-18.
- YAN, Chunhua, Wenli ZHAO, Yue WANG a Qingxia. Effects of forest evapotranspiration on soil water budget and energy flux partitioning in a subalpine valley of China. *Agricultural and Forest Meteorology*. (246), 207-2017. DOI: <https://doi.org/10.1002/hyp.9995>.
- ZEMEK, František, 2014. *Airborne remote sensing: theory and practice in assessment of terrestrial ecosystems*. Brno: Global Change Research Centre AS CR. ISBN 978-80-87902-05-9.
- ZENG, Zhenzhong, Shilong PIAO, Laurent Z. X. LI, et al., 2017. Climate mitigation from vegetation biophysical feedbacks during the past three decades. *Nature Climate Change*. 7(6), 432-436. DOI: 10.1038/nclimate3299. ISSN 1758-678X. Dostupné také z: <http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nclimate3299>
- ZOMER, Robert J., Henry NEUFELDT, Jianchu XU, Antje AHRENDTS, Deborah BOSSIO, Antonio TRABUCCO, Meine VAN NOORDWIJK a Mingcheng WANG, 2016. Global Tree Cover and Biomass Carbon on Agricultural Land: The contribution of agroforestry to global and national carbon budgets. *Scientific Reports*. 6(1), -. DOI: 10.1038/srep29987. ISSN 2045-2322. Dostupné také z: <http://www.nature.com/articles/srep29987>

Internetové zdroje:

- ČHMÚ [online]. [cit. 2018-03-18]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/mapy-charakteristik-klimatu>
- HOZMAN, J., 2003. *Základní metody předzpracování obrazu* [online]. [cit. 2018-04-12]. Dostupné z: [http://webzam.fbmi.cvut.cz/hozman/Zprac\\_obr\\_prisp\\_kurz\\_UEM\\_3\\_2003.pdf](http://webzam.fbmi.cvut.cz/hozman/Zprac_obr_prisp_kurz_UEM_3_2003.pdf)

- KUPKOVÁ, L., 2010. *Země z nadhledu* [online]. [cit. 2018-04-13]. Dostupné z: <http://geography.cz/geograficke-rozhledy/wpcontent/uploads/2010/06/12-13.pdf>
- OCEAN CLEANUP, 2018. *The OCEAN CLEANUP* [online]. [cit. 2018-04-10]. Dostupné z: [www.theoceancleanup.com](http://www.theoceancleanup.com)
- UNITED NATIONS: World Population Prospects, 2010. *The 2010 Revision* [online]. [cit. 2018-03-18]. Dostupné z: [http://esa.un.org/unpd/wpp/unpp/panel\\_indicators.htm](http://esa.un.org/unpd/wpp/unpp/panel_indicators.htm)
- USGS, 2018. *Landsat Project Description* [online]. [cit. 2018-03-25]. Dostupné z: <https://landsat.usgs.gov/landsat-project-description>