

**Určení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace na
základě dálkového průzkumu Země a pozemních měření**

METODIKA

Renata Duffková a Jakub Brom a kol.



**VÚMOP, v.v.i.
2012**

Určení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace na základě dálkového průzkumu Země a pozemních měření

Uplatněná certifikovaná metodika

Autoři:

Ing. Renata Duffková, Ph.D. – editorka (duffkova.renata@vumop.cz)¹

Ing. Jakub Brom, Ph.D.²

Mgr. Daniel Žížala¹

Doc. Ing. Mgr. František Zemek, Ph.D.^{2,3}

Ing. Jan Procházka, Ph.D.²

Mgr. Eva Nováková¹

Mgr. Antonín Zajíček¹

Prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.^{1,2}

¹ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

³ Centrum výzkumu globální změny, v.v.i.

Recenzovali:

Doc. RNDr. Jan Pokorný, CSc., ředitel ENKI o.p.s. Třeboň

RNDr. Ing. Jaroslav Rožnovský, CSc., ředitel ČHMÚ, pobočka Brno

Poděkování: Tato metodika vznikla na základě řešení výzkumného projektu QH92034, MSM 6007665806, MZE 0002704902-03-01 a MZE 0002704902-01-06.

Metodika byla schválena pro využití v praxi Ministerstvem zemědělství ČR – sekci vodního hospodářství, osvědčením č. 234565/2011-Mze.

Smlouva o uplatnění metodiky byla uzavřena mezi VÚMOP, v.v.i. a státním podnikem Povodí Vltavy a je uložena ve VÚMOP, v.v.i.

V roce 2012 vydal VÚMOP, v.v.i. v nákladu 141 ks

Tisk: Powerprint, Praha 6-Suchdol

Vydání: první

ISBN: 978-80-87361-15-3

© Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., 2012

Ředitel ústavu: Ing. Jiří Hladík, Ph.D.

I.	Cíl metodiky.....	5
II.	Vlastní popis metodiky.....	5
1.	Úvod.....	5
1.1.	Definice infiltračních oblastí, jejich význam	5
1.2.	Infiltrace a metody jejího měření	6
1.3.	Vymezení infiltračních oblastí	7
1.4.	Vymezení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace	8
2.	Materiál a metody.....	10
2.1.	Popis experimentální plochy a meteorologických stanic	10
2.2.	Metody stanovení vodního stresu a evapotranspirace.....	11
2.2.1.	Metody z pozemních měření	11
2.2.1.1.	Stanovení vodního stresu porostu na základě vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, koeficientu vodního stresu a bodu snížené dostupnosti	11
2.2.1.2.	Kvantifikace míry vodního stresu pomocí termálních dat	12
2.2.1.3.	Stanovení aktuální evapotranspirace a evaporativní frakce	14
2.2.2.	Metody dálkového průzkumu Země.....	16
2.2.2.1.	Termální data.....	16
2.2.2.1.1.	Stanovení teploty povrchu.....	16
2.2.2.1.2.	Získání termálních dat.....	18
2.2.2.1.3.	Analýza vodního stresu vegetačního krytu	19
2.2.2.1.3.1.	Model 1: Stanovení vodního stresu vegetace na základě teplotního gradientu.....	19
2.2.2.1.3.2.	Model 2: Stanovení vodního stresu vegetace na základě modelování aerodynamických veličin.....	22
2.2.2.1.4.	Energetická bilance povrchu, toky tepla a výpar	25
2.2.2.2.	Multispektrální data.....	27
2.2.2.3.	Hodnocení výsledků	29
3.	Výsledky.....	31
3.1.	Vyhodnocení aktuální evapotranspirace a vodního stresu vegetace v infiltrační oblasti pomocí pozemních měření.....	31
3.2.	Lokalizace infiltračních oblastí pomocí dálkového průzkumu Země, konfrontace s mapami zranitelnosti půdy a mapou půdních typů	35
3.2.1.	Vizuální porovnání výsledků leteckého snímkování povodí Dehtáře a map zranitelnosti půd a půdních typů	35
3.2.2.	Statistické vyhodnocení porovnání výsledků leteckého snímkování povodí Dehtáře, mapy zranitelnosti půd a mapy půdních typů	44
3.2.3.	Shrnutí výsledků lokalizace infiltračních oblastí pomocí dálkového průzkumu Země, konfrontace s mapou zranitelnosti půdy a mapou půdních typů.....	50
III.	Srovnání novosti postupů (dosažené nové poznatky)	51
IV.	Popis uplatnění certifikované metodiky.....	51
V.	Ekonomické aspekty.....	52
VI.	Seznam použité literatury.....	52
VII.	Seznam publikací, které metodice předcházely	61
	Kontakty pracovišť autorů.....	63
	Seznam opakovaných zkratk	63

I. Cíl metodiky

Cílem metodiky bylo identifikovat infiltrační (zdrojové) oblasti zemědělsky obhospodařovaného povodí na základě stanovení vodního stresu vegetačního pokryvu a aktuální evapotranspirace metodami dálkového průzkumu Země v součinnosti s metodami pozemního měření a tím verifikovat stávající vymezení infiltračních oblastí pomocí syntetické mapy půdní zranitelnosti. Vzhledem k vysoké půdní propustnosti, mělkému půdnímu profilu s vyšším zastoupením písku a způsobu využití jsou infiltrační oblasti zodpovědné za tvorbu kvality (resp. kontaminaci) podzemní vody. Vymezení infiltračních oblastí představuje základní podmínku zavedení cíleného zemědělského managementu zohledňujícího zranitelnost vod a omezování plošných zdrojů znečištění v ochranných pásmech vodních zdrojů.

II. Vlastní popis metodiky

1. Úvod

1.1. Definice infiltračních oblastí, jejich význam

V hydrogeologii se rozdělují svahové zóny povodí na infiltrační (zdrojové) oblasti, kde infiltrující srážky mohou být využity pro doplnění hladiny podzemní vody (HPV), a akumulární (výtokové) oblasti, kde podzemní voda vytéká na povrch nebo do povrchového vodního útvaru (Serrano, 1997). Infiltrační oblasti z hydrogeomorfologického hlediska členění reliéfu zaujímají nejčastěji nejvyšší oblasti povodí poblíž rozvodnice, vrcholky a hřebety (Barrett a Charbeneau, 1997), do 3° svažitosti. Většinou se zde nacházejí mělké až středně hluboké, kamenité, velmi propustné půdy. Tyto půdy jsou písčité až hlinitopísčité a kamenité, mají malou retenční kapacitu pro vodu, která rychle prosakuje půdním profilem (Kvítek et al. 2004). Takovéto oblasti jsou nazývány přirozené infiltrační oblasti. Hlavními faktory, které u nich ovlivňují infiltraci srážek, jsou objem a kvalita pórů v půdní vrstvě (Turnovská 1995). Akumulární oblasti se nacházejí v nejnižší položených částech svahů a podél povrchových toků, mají sklon k povrchovému zamokření. Předpokládají se zde půdy hlubší s vyšším podílem jílu. Možnost infiltrace srážek je nízká.

Vzhledem k půdním vlastnostem infiltrační oblasti přispívají významným způsobem k formování množství a jakosti zdrojů povrchových i podzemních vod. Zemědělsky obhospodařované infiltrační oblasti představují významný plošný zdroj znečištění vod v důsledku vymývání živin (zejména dusík, fosfor) a polutantů (pesticidy), a to zejména za předpokladu návaznosti těchto vod na drenážní systémy, které zachycují pramenné vývěry i

vodu proudící mělce pod povrchem. Identifikace infiltračních oblastí je nezbytným předpokladem pro vymezení cíleného zemědělského managementu ve vztahu k minimalizaci kontaminace vod. Nejúčinnějšími nositeli ochranných (mimoprodukčních) funkcí kvality vody jsou trvalé travní porosty (TTP, Rychnovská 1985), které efektivně využívají dodané živiny a omezují jejich proplavování i povrchový odtok v důsledku morfologického utváření trav (hustá nadzemní i podzemní biomasa) a jejich celoroční pokryvnosti. Zatravnění infiltračních oblastí nejenže zlepšuje jakost vody, ale zvyšuje půdní vododržnost, umožňuje plynulý odtok i zásak srážkových vod včetně přívalových (Doležal a Kvítek, 2004, Lexa, 2006, Fučík et al., 2008). V případě pěstování plodin na orné půdě by měl být zohledněn vliv managementu na jakost vody maximálně možnou dobou čerpání živin (meziplodiny, ozimy) a optimalizací hnojení na základě obsahu živin v půdě a jejich předpokládaného příjmu plodinou. Zároveň by při výběru plodin mělo být přihlédnuto k jejich citlivosti na sucho (citlivější plodiny, např. brambory, řepka, kukuřice zařazovat přednostně na pozemky s vyšší retenční kapacitou).

Ochrana zdrojů povrchových a podzemních vod v důsledku omezení zdrojů plošného znečištění je náplní nitrátové směrnice (EU 91/676/EEC) uplatněné v ČR v § 33 vodního zákona (č. 254/2001 Sb.) v prováděcím předpise nařízení vlády č. 108/2008 Sb. a dále vyžadována i Rámcovou směrnicí o vodách (2000/60/ES).

1.2. Infiltrace a metody jejího měření

Infiltrace je průtok vody přes topografický povrch do půdy a následný pohyb vody půdním profilem. V přírodních podmínkách je proces infiltrace, obzvláště pak rychlost infiltrace, ovlivňována řadou faktorů. Mezi ně patří především fyzikální vlastnosti půdy, dále pak vegetační kryt, intenzita a trvání srážek a chemické složení látek, které jsou v interakci s půdou či vodou. Pohyb vody a rozpuštěných a koloidních látek v těchto půdách je do značné míry ovlivněn přítomností preferenčních cest, kterými jsou jednak zóny vyšší propustnosti a smáčivosti, jednak makropóry různého druhu (Doležal et al., 2004;). Teoretické procesy infiltrace popisují Richardsovy rovnice, které byly odvozeny z fyzikálních zákonů pro proudění vody v nenasyceném půdním prostředí (Darcy-Buckinghamův zákon a rovnice kontinuity), avšak nepočítají s vlivem preferenčního proudění. Preferenční proudění infiltračně heterogenních půd (např. krystalinikum) znemožňuje vymezení infiltračních oblastí na základě konvenčních způsobů terénních měření infiltrace (Císlerová, 2003, Lichner, 1994).

Stephens (1997) rozděluje **metody** stanovení infiltrace na **fyzikální, chemické a matematické**. **Fyzikální metody** dále dělí na přímé a nepřímé, přičemž jako jedinou přímou metodu měření uvádí měření pomocí lyzimetrů (Bodhinayake, 2004). Nepřímé metody pak zahrnují celou škálu metod od měření hydraulických vlastností půdy, bilančních metod, elektromagnetických metod až po metody závislé na měření průtoků a kolísání HPV.

Chemické (tracerové) metody využívají látky, jejichž pohybové vlastnosti jsou podobné vodě a lze je odlišit za účelem sledování jejich pohybu v půdě. Jako stopovače se často používají různé stabilní či radioaktivní izotopy, anionty Cl^- a Br^- či pouze voda o jiné teplotě (Zumr a Císlerová, 2007; Bodhinayake et al., 2004; Lichner et al., 2004).

Matematické metody hodnocení infiltrace obnáší metody od nejjednodušších matematických výrazů, které vyžadují fyzikálně-chemické charakteristiky (pedotransferové funkce) až po nejsložitější modely, které vyžadují plné experimentální odvození retenční křivky a hydraulické vodivosti použitím laboratorních aparátů (Lassabatere et al., 2006).

1.3. Vymezení infiltračních oblastí

Plošné vymezení infiltračních oblastí je prováděno na základě měřených nebo jinak odvozených bodových dat nebo plošných spojitých dat, která jsou většinou výsledkem nějakého širšího procesu. Metody pro plošné vymezení lze rozdělit do tří širokých oblastí lišících se rozsahem komplexnosti od subjektivního hodnocení dostupných dat a map až po aplikaci komplexních transportních modelů. Jedná se o: **překryvné a indexové metody, statistické metody a přístupy využívající procesně založené simulační modely**.

Překryvné a indexové metody používají pro odhad vymezení ploch se stejnou mírou infiltrace kombinaci dostupných fyzikálních atributů, které mají na infiltraci vliv. Je nutné, aby vstupní data měla plošný charakter, který vystihuje variabilitu prostředí. Každé vrstvě je pak přidána její váha, která určuje vliv této vrstvy na výslednou hodnotu (např. Aller et al., 1985, model DRASTIC). Pro tento přístup je velice výhodné využít technologií geografického informačního systému (GIS), které poskytují možnost práce s prostorovými daty (Bertozzi et al., 1994, Kwicklis et al., 2005, Brito et al., 2006). Podobný přístup v podmínkách ČR využili Janglová et al. (2003), kteří představili postup vymezení půdně podmíněných infiltračních oblastí na základě podkladových materiálů Komplexního průzkumu zemědělských půd a materiálů bonitovaných půdně-ekologických jednotek (BPEJ) s využitím GIS. Metodický postup vymezení infiltračních oblastí byl řešen na základě přírodních podmínek. Byla použita různá kritéria, která byla rozdělena do kategorií podle vlivu na infiltrační kapacitu půd. Následně byla v GIS provedena syntéza těchto kritérií. Hodnocenými kritérii z dat BPEJ byly

jednotlivé informace z kódu BPEJ, tedy hlavní půdní jednotka (HPJ), sklonitost, expozice, skeletovitost a hloubka půdy. Těmto atributům byl na základě dotazníku určeného pedologům přiřazen kód, který představoval míru vlivu kategorie na infiltrační kapacitu půd. Každému z atributů byla dále přiřazena váha hovořící o důležitosti jednotlivých kritérií. Výsledkem byly syntetické mapy půdní zranitelnosti obsahující 5 kategorií infiltrační kapacity půd, přičemž kategorie 1 zahrnuje plochy s maximální infiltrační kapacitou.

Statistické metody obecně používají míru infiltrace jako závisle proměnou a zahrnují mnoho nezávislých proměnných (Committee on Techniques for Assessing Ground Water Vulnerability, 1993). Při těchto metodách jsou často využívány snadno měřitelné půdní a terénní vlastnosti jako pomocné proměnné, které jsou využity ke stanovení (odhadu) infiltrační kapacity na nezmapovaných územích. Používají se metody regrese (lineární, nelineární, regresní stromy) a geostatistické přístupy jako cokriging, jednoduchý kriging nebo hybridní metody kriging s externí odchylkou a regresní kriging (Motaghian a Mohammadi, 2009). Metodu krigingu pro interpolaci známých dat o rychlosti infiltrace použili např. Talaat (2009) nebo Ferrer-Julia et al. (2002).

Přístupy používající **procesně založené simulační modely** vyžadují analytické nebo numerické řešení matematických rovnic, reprezentujících procesy pohybu vody v půdě. I když často tyto přístupy zahrnují komplexní popis fyzikálních, chemických a biologických procesů, nemusejí tyto modely poskytovat spolehlivější řešení. Nejistoty jsou hlavně na straně vstupních dat, která nejsou často dostupná a bývají odhadována nepřímou cestou.

V poslední době se objevují i práce využívající při modelování infiltrace pokročilých informačních technologií jako jsou neuronové sítě (Jain a Kumar, 2006; Sy, 2006), fuzzy logika (Bárdossy a Disse, 1993, Bárdossy, 1996) či neurčitostní analýzy (Clausnitzer et al., 1998, Dixon, 2005). V kombinaci s využitím dálkového průzkumu Země (DPZ) (Ben-Dor et al., 2004) mohou tyto metody přinést pozitivní výsledky v hodnocení infiltrace.

1.4. Vymezení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace

Z půdních vlastností infiltračních oblastí vyplývá, že porosty v těchto propustnějších, mělkých a výsušnějších půdách (Doležal a Kvítek, 2004) podléhají vodnímu stresu dříve než jiné porosty. Reakcí vegetace na vodní stres je zvýšení povrchové teploty nad optimální úroveň v důsledku omezování intenzity transpirace uzavíráním průduchů. K omezování výdeje vody rostlinami dochází, klesne-li půdní vlhkost (resp. půdní vodní potenciál SWP) pod bod snížené dostupnosti (Kutílek, 1978) a pokud je v rámci využitelné vodní kapacity vyčerpán

podíl snadno dostupné půdní vody (Allen et al., 1998). Nástup vodního stresu vegetace kromě zvyšování teploty povrchu zásadně mění složky energetické bilance (latentní tok tepla výparu, tj. množství energie využitá pro aktuální evapotranspiraci E_T , turbulentní tok tepla, tok tepla do/z půdy) vč. evaporativní frakce EF (relativní měřítko využití dostupné radiační energie pro E_T významně korelující s SWP, Lhomme a Elguero, 1999, Gentine et al., 2007). Na základě dat z DPZ je vyvinuto a využíváno mnoho modelů, které stanovují E_T (např. model spojující hraniční vrstvu atmosféry a zemský povrch (Cleugh et al. 2007, Hashimoto et al. 2008, Kpemie et al. 2008), modely energetické bilance založené na využití povrchové teploty získané z multispektrálního satelitu (Cammalleri et al., 2008, model SEBAL, Spiliotopoulos et al., 2008). Steenhuis et al. (1985) uvádí, že kontinuální měření E_T je vhodným nástrojem pro velmi přesné určení infiltračních oblastí.

Informace o stavu vegetace lze získat z družicových dat na základě vyhodnocení spektrální reflektance (odraz záření od vegetace). Multispektrální (MS) data jsou měřena ve více spektrálních kanálech o rozsahu řádu 100 nm, hyperspektrální (HS) pak v desítkách až stovkách úzkých spektrálních pásem rozsahu 1-10 nm (přehled misí viz např. Stony, 2002). Naměřené hodnoty elektromagnetického záření (EZ) senzorem umístěným na letadle/satelitu jsou výsledkem mnoha interakcí dopadajícího EZ s atmosférou, vegetací a stanovištními podmínkami (intenzita dopadajícího EZ na porost, expozice, svažitost) v okamžiku snímání. Spektrální data umožňují vyhodnocení struktury/textury porostu, biofyzikálních a biochemických vlastností (Curran et al., 2001; van der Meer, 2006), druhu a fyziologického stavu porostu (Eklundh, 1996; McVicar a Jupp, 1998; Jago et al., 1999). Z takto získaných dat lze také provést např. odhad biomasy, stanovit relativní rozdíly mezi fyziologickým stavem na různých místech porostu na základě okamžité intenzity fotosyntézy a pod.

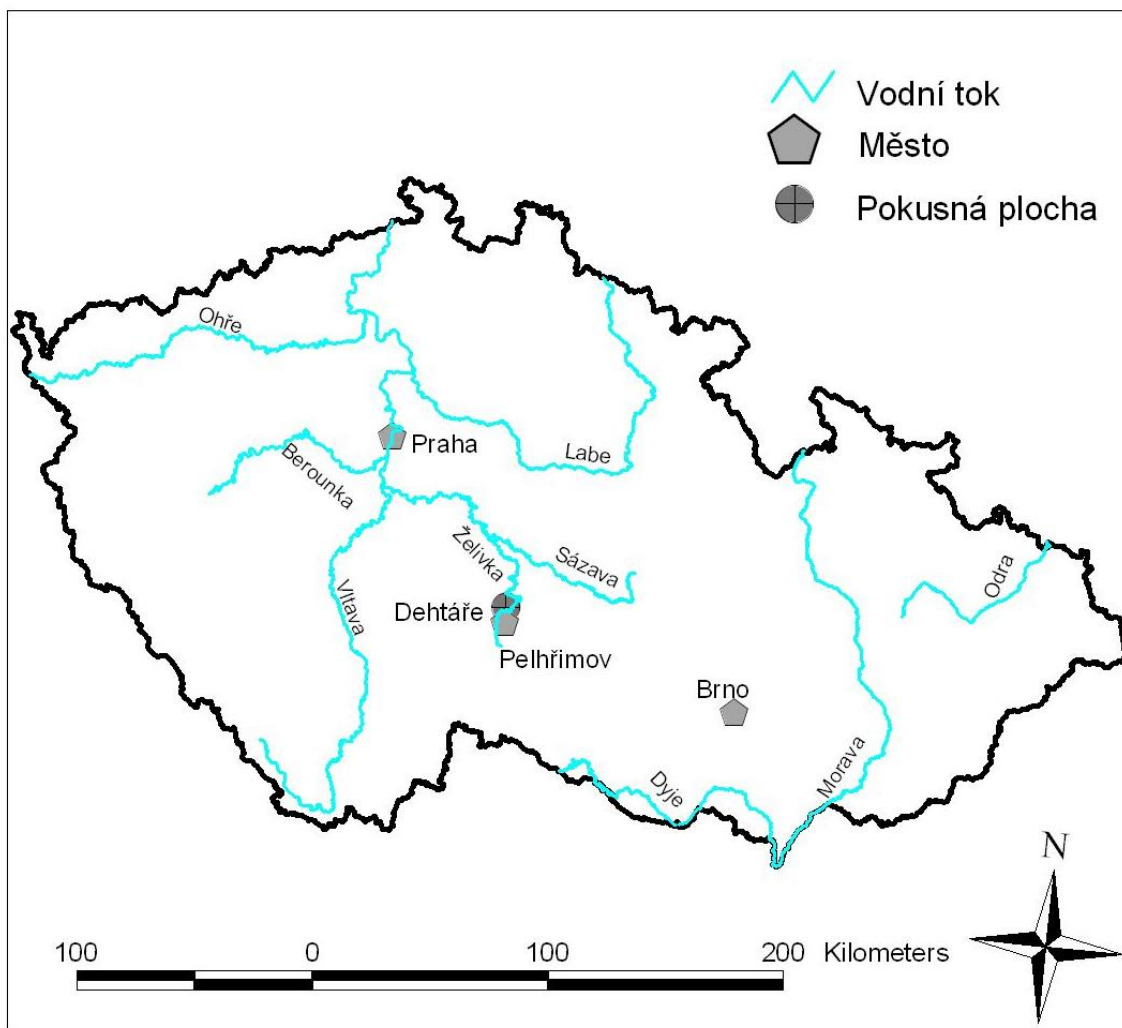
Pro detekci infiltračních oblastí v rámci této metodiky byla zvolena kombinace metod DPZ a pozemních měření. Pozemní měření sloužila pro vymezení doby nástupu a intenzity vodního stresu (metody vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, koeficientu vodního stresu a bodu snížené dostupnosti, stanovení SWP), pro místní (tj. v bezprostředním okolí stanic) stanovení E_T , plodinového vodního stresového indexu (crop water stress index, CWSI) a teploty povrchu porostu. Vybrané charakteristiky (teplota a vlhkost vzduchu, globální radiace a rychlost větru) sloužily jako vstupní data v kombinaci s daty získanými z DPZ pro prostorové modelování složek energetické bilance vč. EF a ukazatelů vodního stresu vegetace (povrchová teplota porostu a CWSI). Na úrovni experimentálního povodí bylo využito leteckého snímání pomocí termovizní kamery Flir 695PM se spektrálním rozsahem v termálním pásmu 7500 – 13500 nm a hyperspektrálního skeneru Aisa Eagle se

spektrálním rozsahem 380 – 1100 nm. Dále byla využita multispektrální (MS) družicová data (termální pásmo, Landsat 5 TM).

2. *Materiál a metody*

2.1. *Popis experimentální plochy a meteorologických stanic*

Za účelem vymezení infiltračních oblastí metodami stanovení vodního stresu vegetace bylo vybráno zemědělské povodí **Dehtáře** nacházející se v pahorkatinné oblasti krystalinika ČR.



Obr. 1. Lokalizace zemědělského povodí Dehtáře

Povodí se nachází v povodí vodárenské nádrže Švihov na Želivce (okr. Pelhřimov) a zaujímá plochu 59,6 ha, z toho systematické odvodnění tvoří 19 ha (tj. cca 32 %). Z hlediska využití půdy je zájmové území tvořeno převážně zemědělskou půdou (89,2 %), z toho 20,3 % (12 ha) jsou TTP (z části odvodněny, obr. 7). Zbývající zemědělská půda je využívána jako orná (41,1 ha, 69 %), převažuje pěstování obilovin. Z geomorfologického hlediska (Demek 1987) se

jedná o typ erozně akumulárního reliéfu. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 497-550 m, průměrný roční srážkový úhrn je 660 mm, průměrná teplota vzduchu 7,0 °C.

Pro území jsou charakteristické mělké zvodně, vázané na svahové písky a hlíny o mocnosti 1-2 m a na zóny zvětrání podložních krystalických hornin. Substrátem jsou částečně migmatizované pararuly, které pozvolna přecházejí až do migmatitů. Hlavními půdními představiteli jsou kambizem modální, oglejená, arenická a pseudoglej modální. Z hlediska zrnitostního složení se jedná o půdy písčité, hlinitopísčité, písčitohlinité a hlinité.

Pro účely vymezení infiltračních oblastí byly využity speciální meteorologické stanice (obr. 7), umístěné v akumulární oblasti (TTP, málo propustný pseudoglej modální, HPJ 50, A), na přechodu akumulární a transportní oblasti (orná půda, málo propustná kambizem oglejená, HPJ 50, B) a v infiltrační oblasti (TTP a orná půda, propustná kambizem arenická, HPJ 32 nebo 37 při hloubce půdního profilu do 30 cm, C, D, E). Trvalé travní porosty byly sečeny třikrát ročně (koncem května, 2. polovina července, 2. polovina října - mulčování). Bližší pedologická charakteristika území je uvedena v bodě 3.2.1.

Na každé stanici byl umístěn měřicí systém pro získání hodnot ETa, který obsahoval 1-2 datalogery. Měřicí jednotka snímala měřené hodnoty každou minutu a datalogger ukládal jejich desetiminutové průměry. Každá stanice byla vybavena bilancoměrem (bilance radiální energie), dvěma čidly na měření teploty a vlhkosti vzduchu v různých výškách, dvěma čidly na měření půdní teploty, čidlem na měření toku tepla do půdy, dvěma či třemi čidly na měření půdní objemové vlhkosti, třemi sádrovými bločky na měření SWP, resp. sacího tlaku. Stanice v akumulární a infiltrační oblasti na TTP byly navíc osazeny pyranometrem (globální záření), snímačem teploty vegetačního povrchu a anemometrem (rychlost větru). Povodí bylo vybaveno standardizovaným srážkoměrem.

2.2. Metody stanovení vodního stresu a evapotranspirace

2.2.1. Metody z pozemních měření

2.2.1.1. Stanovení vodního stresu porostu na základě vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, koeficientu vodního stresu a bodu snížené dostupnosti

Tyto metody zjišťování vodního stresu vycházejí z předpokladů, že pokud je z půdního profilu rostlinami vyčerpána snadno dostupná část využitelné vodní kapacity (Θ_p), resp. půdní vlhkost objemová (Θ) či SWP klesne pod hodnotu odpovídající hydrolimitu bodu snížené dostupnosti, plodiny začínají trpět vodním stresem.

Využitelná vodní kapacita Θ_p byla určena rozdílem hydrolimitu polní vodní kapacita (Θ_{PK}), jejíž ekvivalentní sací tlak odpovídá cca 10 kPa (0,1 bar) pro písčité půdy a cca 30 kPa (0,3

bar) pro hlinité půdy (Kutílek, 1978) a hydrolimitu bodu vadnutí (Θ_v , 1500 kPa, 15bar, pF=4,18).

Snadno dostupná část Θ_p (P) byla zjišťována podle Allena et al. (1998):

$$P = 0,4 + 0,04(5 - ET_c) \quad [1]$$

kde ET_c je plodinová evapotranspirace (součin referenční evapotranspirace ET_o a plodinového koeficientu K_c). Je zřejmé, že pokud zásoba využitelné vody (W_v , $\Theta - \Theta_v$) klesne pod hraniční hodnotu $(1 - P)\Theta_p$ neboli vyčerpaná část Θ_p přesáhne P, pak se projeví vodní stres porostu:

$$W_v < (1-P)\Theta_p \text{ nebo } 1 - (W_v/\Theta_p) > P$$

Na základě zjištění P je možné stanovit míru vodního stresu pomocí tzv. koeficientu vodního stresu K_s (Allen et al. 1998):

$$K_s = \frac{W_v}{(1-P)\Theta_p}, [0 - 1] \quad [2]$$

$$\text{kde } \Theta_p = 1000 \cdot (\Theta_{PK}/100 - \Theta_v/100) \cdot (hl) \quad [3]$$

kde: hl – hloubka kořenů [m]

K_s se počítá pouze v případě, že $W_v < (1-P)\Theta_p$. Je-li $W_v \geq (1-P)\Theta_p$, pak $K_s = 1$.

Bod snížené dostupnosti (Θ_{SD} , %) je hydrolimit vyjádřený určitou Θ či sacím tlakem (100 – 200 kPa, 1-2 bar, pF = 2,8-3,5), kdy pohyblivost a dostupnost půdní vody pro rostliny je výrazně snížena. Pro jeho stanovení byl odvozen ne zcela přesný empirický výpočet založený na Θ_v a Θ_{PK} (Kutílek, 1978): $\Theta_{SD} = \Theta_v + 0,6(\Theta_{PK} - \Theta_v)$.

Všechny zmíněné hydrolimity (Θ_{PK} , Θ_{SD} , Θ_v) byly určeny přesným odečtem z retenčních vlhkostních čar, resp. z pF čar (závislost SWP na půdní vlhkosti) stanovených na přetlakových a podtlakových přístrojích. Aproximace byla provedena podle van Genuchtena (1980).

2.2.1.2. Kvantifikace míry vodního stresu pomocí termálních dat

Tato metoda analýzy vodního stresu využívá rozdílů mezi teplotou vegetačního povrchu (T_c) a teplotou vzduchu (T_a) ve 2 m pro stanovení relativní hodnoty vodního stresu rostlin, tj. plodinového vodního stresového indexu CWSI (Erhler, 1973, Idso et al. 1977, 1981).

Byly vybrány hodnoty rozdílu teplot $T_c - T_a$ zjišťované v 10 minutových intervalech v rozmezí od 11,00 do 14,00 a zároveň ve dnech bez srážek s intenzitou čisté radiace vyšší než 400 $W \cdot m^{-2}$. Za těchto podmínek $T_c - T_a$ odráží vodní režim stanoviště přesněji než za oblačného či dokonce deštivého počasí (snížování rozdílu teplot a vodního sytostního doplnku) a také vzniká předpoklad pro platnost metody Bowenova poměru (maximalizace gradientu teploty nebo vlhkosti vzduchu) - viz dále. Stanovení CWSI vychází ze základních čar („baselines“)

určujících negativní lineární závislost rozdílu teplot na vodním sytostním doplňku pro konkrétní plodiny:

$$CWSI = \frac{(T_c - T_a) - (T_c - T_a)_{ll}}{(T_c - T_a)_{ul} - (T_c - T_a)_{ll}} \quad [4]$$

kde $(T_c - T_a)$ - měřený rozdíl teploty povrchu porostu a vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], $(T_c - T_a)_{ll}$ - rozdíl teplot v případě, že ET není omezena dostupností půdní vody a povrch je mokrá, tzn. potenciální odpor porostu $r_{cp} = 0$, $(T_c - T_a)_{ul}$ - rozdíl teplot v případě, že ET je nulová, tj. za podmínek naprostého vodního stresu, kdy odpor porostu pro přenos vodní páry $r_c \rightarrow \infty$.

$$(T_c - T_a)_{ll} = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{r_a (R_n - G)}{\rho c_p} - \frac{e_s - e_a}{\Delta + \gamma} \quad [5]$$

$$(T_c - T_a)_{ul} = \frac{r_a (R_n - G)}{\rho c_p} \quad [6]$$

kde R_n - bilance radiační energie [W m^{-2}], G - tok tepla do půdy [W m^{-2}], $e_s - e_a$ - vodní sytostní doplněk [Pa], Δ - směrnice křivky nasyceného tlaku vodní páry při dané teplotě [$\text{Pa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$], γ - psychrometrická konstanta [$\text{Pa} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$], ρ - hustota vzduchu [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$], c_p - tepelná kapacita vzduchu [$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$], r_a - aerodynamický odpor porostu pro turbulentní tok tepla [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$]

Pro účely metodiky byl CWSI počítán jako doplněk relativního výparu do potenciální evapotranspirace (PET, Jackson et al., 1981):

$$CWSI = 1 - \frac{ET_a}{E_p} = 1 - \frac{\Delta + \gamma^*}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} = \frac{\gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right) - \gamma^*}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad [7]$$

kde

$$\gamma^* = \gamma \left(1 + \frac{r_{cp}}{r_a}\right) \quad [8]$$

kde ET_a - [$\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$], E_p - intenzita PET [$\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$], ET_a/E_p - relativní výpar (relativní ET), r_c - odpor porostu pro přenos vodní páry [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$], r_{cp} - odpor porostu pro přenos vodní páry při PET [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$],

přičemž:

$$r_c/r_a = \frac{\gamma r_a (R_n - G) / (\rho c_p) - (T_c - T_a)(\Delta + \gamma) - (e_s - e_a)}{\gamma [(T_c - T_a) - r_a (R_n - G) / (\rho c_p)]} \quad [9]$$

a r_{cp} za předpokladu, že $T_c - T_a = 0$ (platí to pouze pro určitou hodnotu sytostního doplňku):

$$r_{cp} = - \left(\frac{\gamma_a (Rn - G) - (es - ea) \rho c_p}{\gamma (Rn - G)} \right) \quad [10]$$

Aerodynamický odpor r_a byl stanoven podle Allena et al. (1998):

$$r_a = \frac{\ln[z_m - d / z_{0m}] \ln[z_h - d / z_{0h}]}{k^2 u} \quad [11]$$

kde z_m - výška měření rychlosti větru [m], d - efektivní výška porostu [m], z_{0m} - koeficient dynamické drsnosti pro tok hybnosti [m], z_h - výška měření vlhkosti vzduchu [m], z_{0h} - koeficient dynamické drsnosti pro tok tepla a páry [m], k - Kármánova konstanta [0.41], u - rychlost větru [$m \cdot s^{-1}$].

2.2.1.3. Stanovení aktuální evapotranspirace a evaporativní frakce

Hodnoty ETa byly získány výpočtem z dat automatických meteorologických stanic pomocí metody energetické bilance a Bowenova poměru β (BREB).

Výpočet ETa vychází z rovnice energetické bilance (Penman 1948):

$$Rn = G + LE + H \quad [12]$$

kde LE - tok latentního tepla výparu [$W \cdot m^{-2}$], H - turbulentní tok tepla [$W \cdot m^{-2}$]

Rn a G jsou relativně jednoduše měřitelné, H lze zjistit z β (Bowen 1926):

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \cdot \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)} \quad [13]$$

kde $T_2 - T_1 / e_2 - e_1$ - rozdíly teploty vzduchu [$^{\circ}C$]/tlaku vodní páry [kPa] ve dvou výškách nad porostem

a následně slouží pro výpočet intenzity ETa:

$$ET_a = \frac{Rn - G}{L \cdot (1 + \beta)} \cdot 3600 \text{ (mm h}^{-1}\text{)} \quad [14]$$

kde L - skupenské teplo výparné [$J \cdot kg^{-1}$].

Metoda BREB předpokládá splnění určitých podmínek, které zaručují funkčnost metody. Základním předpokladem je rovnost přenosových koeficientů pro vertikální turbulentní přenos tepla a vodních par za podmínky neutrálního zvrstvení atmosféry a dostatečně rozsáhlý homogenní porost okolo místa měření, především ve směru převládajícího větru (tzv. fetch) (Heilman a Brittin, 1989, Tattari et al., 1995, Todd et al., 2000, Pauwels a Samson, 2006, atd.).

Předpoklady metody nejsou obvykle splněny v časných ranních hodinách, ve večerních a nočních periodách a také během oblačných nebo deštivých dnů, či ve dnech s významnou advekcí (Angus et al. 1984, Perez et al. 1999, Inman-Bamber a Mc Glinchey 2003).

Během těchto období bývá narušena konzistence gradientů teploty a vlhkosti vzduchu, gradient vlhkosti vzduchu, případně oba gradienty se blíží nule a jsou silně ovlivněny přesností měření přístrojů. Za předpokladu, že teoretické nároky jsou splněny, je přesnost BREB cca 10 % (Perez et al. 1999; Tattari et al. 1995).

Pro stanovení ETa byly z dalších operací vyloučeny hodnoty $|Rn-G| < 10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, čímž byla vyloučena období kladoucí nejvyšší nároky na přesnost přístrojů (především brzké ranní a večerní období). Pro denní období ($Rn-G > 10 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $LE > 0$, $H > 0$) je za standardní považována situace, kdy Δe a $\Delta t < 0$, v noci ($Rn-G < -10$) je tomu naopak a jedná se o tzv. kondenzaci ($LE < 0$, $H < 0$). V obou případech je hodnota β kladná, protože gradienty jsou souhlasně orientované (konzistentní). Situace nesouhlasně orientovaných gradientů (β záporný) byla ošetřena následujícím způsobem. Situace $\Delta t < 0$ a $\Delta e > 0$ ($H > 0$, $LE < 0$) je nereálná, jedná se proto o nepřesné měření přístrojů v brzkých ranních až dopoledních hodinách, tyto hodnoty byly jednoznačně vyloučeny. Při $\Delta t > 0$ a $\Delta e < 0$ byl vzat do úvahy pouze $\beta > -0,3$, protože $\beta \leq -0,3$ vyjadřuje jednak nemožnost matematického vyjádření ($\beta = -1$) anebo nereálné hodnoty ETa v brzkých ranních, večerních a nočních hodinách (nereálně vysoké záporné či kladné hodnoty ETa či kladné hodnoty ETa v noci a záporné hodnoty ETa ve dne). Z výpočtů ETa byly také odstraněny hodnoty ETa = 0.

Jako maximální hodnota kondenzace byl nastaven rovnovážný výpar (výpar z velkého homogenního vlhkého povrchu za stabilních podmínek, kdy sytostní doplněk a odpor porostu je nulový). Pokud tedy byla kondenzace vyšší než rovnovážný výpar, byla nahrazena hodnotou rovnovážného výparu.

Horním limitem $\beta = 4$ byly výpočty očištěny od situací, kdy velký kladný teplotní rozdíl mezi dvěma hladinami měření byl doprovázen kladným minimálním rozdílem vlhkosti vzduchu (především večerní a pozdně večerní hodiny).

Po těchto úpravách a při následné grafické kontrole průběhu ETa ve zkoumaných obdobích byly vyloučeny nepravděpodobné vyčnívající hodnoty (přesahující 0,7-0,8 mm.hod⁻¹). Veškeré chybějící údaje 10 minutových ETa buď v důsledku vyloučených β , Rn-G nebo nepravděpodobných ETa byly nahrazeny substitucí sousedním číslem, průměrem sousedních čísel anebo regresní závislostí vyhovujících hodnot ETa na rovnovážném výparu. Tímto postupem byly maximálně eliminovány zdroje chyb dané metody.

Z hodnot β lze jednoduchým způsobem zjistit hodnotu EF, která je vůči β reciproká ($EF = 1/(1 + \beta)$).

2.2.2. Metody dálkového průzkumu Země

2.2.2.1. Termální data

2.2.2.1.1. Stanovení teploty povrchu

Analýza termálních dat vychází ze stejných principů jako zpracování a analýza (mikro)meteorologických měření uvedená výše, přesto však má svá specifika. V první řadě se jedná o prostorová data, tedy data zachycující daný prostor rozdělený do jednotlivých buněk (pixelů), které obsahují informaci o prostorovém umístění, a vlastní hodnotu teploty povrchu. Odlišná je též technika získávání informace o teplotě povrchu, kdy je vlastní teplota povrchu odvozena od radiometrické informace o vyzařovaném (emitovaném) infračerveném záření o dané vlnové délce podle Stefan- Boltzmannova zákona:

$$B = \sigma T^4 \quad [15]$$

kde B - množství energie emitované povrchem absolutně černého tělesa [W.m^{-2}], σ - Stefan-Boltzmannova konstanta [$\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$] a T - teplota [K]. Protože reálná tělesa emitují dlouhovlnné záření v odlišném poměru od modelového absolutně černého tělesa, je do vztahu potřeba doplnit člen emisivity a s ohledem na vlnovou délku záření pak dostáváme vztah (Campbell a Norman 1998):

$$E = \int \varepsilon(\lambda) E_b(\lambda, T) d\lambda \quad [16]$$

kde E - množství energie emitované reálným tělesem [W.m^{-2}], ε - emisivita (bezrozměrná), E_b - hustota radiálního toku pro absolutně černé těleso podle Planckova zákona. Pro běžné účely je používán vztah:

$$E = \varepsilon \sigma T^4 \quad [17]$$

Vlastní odvozenou teplotu povrchu v závislosti na vlnové délce můžeme vyjádřit:

$$T = \frac{T_B}{1 + \frac{\lambda T_B}{\rho} \ln(\varepsilon)} \quad [18]$$

kde T - radiační (jasová) teplota [K], T_B - teplota pro absolutně černé těleso [K], λ - střední vlnová délka [m], $\rho = h(c/k) = 1,438 \cdot 10^{-2}$ [mK], h - Planckova konstanta [$6,626 \cdot 10^{-34}$ Js], c - rychlost světla [$2,998 \cdot 10^8$ m.s⁻¹], k - Boltzmannova konstanta [$1,38 \cdot 10^{-23}$ J.K⁻¹].

V reálném prostředí je emisivita v prostoru proměnná, různé povrchy mají různou emisivitu. Pro ilustraci uvádíme přehled hodnot emisivity pro některé materiály v tabulce 1.

Tabulka 1. Přehled průměrných hodnot emisivity pro různé materiály. Upraveno podle Eastman (2009).

Materiál	Typická průměrná emisivita (8-14 um)
Čistá voda	0.98-0.99
Vlhký sníh	0.98-0.99
Lidská pokožka	0.97-0.99
Zdravá zelená biomasa	0.96-0.99
Vlhká půda	0.95-0.98
Asfalt	0.94-0.97
Dřevo	0.93-0.96
Čedič	0.92-0.94
Suchá minerální půda	0.92-0.94
Betonové povrchy	0.92-0.94
Suchá vegetace	0.88-0.94
Suchý sníh	0.85-0.90
Granitické horniny	0.83-0.87
Sklo	0.77-0.81
Kovové plochy (rezavé)	0.63-0.70
Leštěný kov	0.16-0.21
Hliníková folie	0.03-0.07
Vysoce leštěné zlato	0.02-0.03

Vlastní stanovení emisivity je možné buď na základě měření v terénu, což je zpravidla časově a ekonomicky neefektivní, nebo výpočtem. Přehled možností stanovení emisivity a povrchové teploty uvádějí např. Dash et al. (2002) a Sobrino et al. (2004).

Pro účely této práce byl použit empirický přístup stanovení emisivity na základě tzv. NDVI Treshold Method – NDVI^{THM} (Sobrino et al. 2004). V metodě je použit index NDVI (Normalizovaný rozdílový vegetační index, Tucker 1979), který je vypočten následujícím způsobem:

$$NDVI = \frac{B_4 - B_3}{B_4 + B_3} \quad [19]$$

pro MS data družice Landsat, kde B je označení spektrálního kanálu (spektrální reflektance) a

$$NDVI = \frac{R_{900} - R_{680}}{R_{900} + R_{680}} \quad [20]$$

pro HS data, kde R je spektrální reflektance a hodnota označení použité vlnové délky. Pro vlastní stanovení emisivity je rozsah hodnot indexu rozdělen do tří kategorií:

$$NDVI < 0,2$$

V tomto případě je povrch považován za holou půdu a hodnoty emisivity jsou odvozeny z hodnot reflektance v červené oblasti spektra

$$NDVI > 0,5$$

V tomto případě je povrch plně pokrytý vegetací a je stanovena typická hodnota emisivity $\varepsilon = 0,99$.

$$0,2 \leq NDVI \leq 0,5$$

V tomto případě lze povrch považovat za směs holé půdy a vegetačního krytu a emisivita je vypočtena na základě následujícího vztahu:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d\varepsilon \quad [21]$$

kde ε_v - emisivita porostu, ε_s - emisivita půdy a $d\varepsilon$ zahrnuje efekt geometrické distribuce přírodních povrchů a interní reflexi, P_v - frakce vegetace vypočtená podle vztahu:

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right] \quad [22]$$

kde $NDVI_{min} = 0,2$ a $NDVI_{max} = 0,5$.

Na základě empirického vztahu lze emisivitu vypočítat následujícím způsobem:

$$\varepsilon = 0,004 P_v + 0,986 \quad [23]$$

Podrobnosti o výpočtu jednotlivých složek rovnice 21 viz Sobrino et al. (2004).

2.2.2.1.2. Získání termálních dat

Informace o teplotě krajinného pokryvu lze získat na základě pozemního měření (např. termokamerou), leteckým snímkováním anebo pomocí družicových systémů. Jako operativní možnost snímkování krajiny na úrovni celých povodí je využitelné letecké snímkování, kdy je na nosič upevněna termovizní kamera, která v dané frekvenci snímá Zemský povrch v rámci letové dráhy letadla. V závislosti na výšce letu a rozlišení kamery je dosaženo požadovaného prostorového rozlišení. Pro minimalizaci úhlových distorzí obrazu je kamera umístěna na gyrostatický rám. Termovizní kamera poskytuje přímo informaci o teplotě povrchu ve °C s možností úpravy kalibračních koeficientů včetně emisivity.

Pro účely metodiky bylo zájmové území snímkováno ve dvou termínech 29. 6. 2010 a 25. 5. 2011 z výšky 3000 m. Pro vlastní analýzu pak byla využita data z druhého termínu, kdy došlo k rozvoji vodního stresu vegetačního krytu. Po nasnímání byla data geometricky korigována pomocí splineové metody, registrována do geografického souřadného systému S-JTSK metodou identických bodů a převzorkována do prostorového rozlišení 5 m metodou nejbližšího souseda (nearest neighbour). Termální snímky byly získány jako informace o teplotě povrchu (°C) při emisivitě $\varepsilon = 1,0$ a následně byla provedena korekce dat na emisivitu podle rovnice 18.

2.2.2.1.3. Analýza vodního stresu vegetačního krytu

Možnost hodnotit vodní stres porostů na základě termálních dat vychází z předpokladu, že při nedostatku dostupné vody pro rostliny dochází k omezení výparu vody z povrchu rostlin a tedy ke změně energetické bilance povrchu rostlin. Projevem omezení transpirace díky přivření průduchových štěrbin je změna povrchové teploty, kterou lze pomocí dostupné techniky zaznamenat. Pro hodnocení vodního stresu rostlin a porostů s využitím termálních dat (tj. povrchové teploty porostu) lze s úspěchem použít ukazatelů vycházejících z modelování energetické bilance aktivního povrchu a využití čisté radiace pro výpar (CWSI, EF, vodivost resp. odpor porostu pro turbulentní přenos vodní páry, intenzita ETa). Tyto ukazatele tedy v sobě nesou informaci o teplotě povrchu, jsou na ní závislé a zároveň jsou vůči sobě v korelaci. Kromě informace o teplotě povrchu také vyžadují v daném prostoru další doplňková data. Pro modelování řady proměnných je vhodné mít k dispozici buď HS nebo MS optická data, zaznamenávající spektrální reflektanci alespoň v červené a blízké infračervené oblasti, která jsou dále využita pro výpočet vegetačních indexů. Důležitá jsou též podpůrná data meteorologických měření, data o porostech v zájmové oblasti (výška porostu, listová pokrývnost – LAI, fenofáze a zdravotní stav porostu, druhové složení apod.), digitální model terénu a další.

Vlastní postup výpočtu jednotlivých veličin závisí na dostupnosti podpůrných dat potřebných pro výpočet. K dispozici je celá řada metod, počínaje přístupy založenými na modelování fyzikálních procesů až po empirické přístupy. V následujícím textu uvádíme dva přístupy výpočtu charakteristik vodního stresu rostlin; první, postavený na základě použití gradientu teploty v prostoru zájmového území (Model 1) a druhý, postavený na výpočtu aerodynamických charakteristik přenosu vodní páry a tepla mezi povrchem a atmosférou (Model 2). V obou případech je výpočetní postup vytvořený tak, aby bylo možné bez větších potíží danou veličinu vypočítat pouze za použití běžných nástrojů, které obsahuje většina GIS softwarových prostředků.

2.2.2.1.3.1. Model 1: Stanovení vodního stresu vegetace na základě teplotního gradientu

Vodní stres porostů je na základě termálních dat hodnocen zpravidla pomocí indexu CWSI popsaného v rovnicích 4 až 11. Vzhledem k některým specifikům prostorových dat mohou být v konkrétních případech využity modifikace následujících přístupů. Výpočet CWSI podle

rovnice 4 může být za předpokladu homogenity teploty vzduchu v prostoru zjednodušen následujícím způsobem (Suleiman a Crago 2004, Jones et al. 2009, Möller et al. 2007):

$$CWSI = \frac{T_{c_min} - T_c}{T_{c_min} - T_{c_max}} \quad [24]$$

kde T_{c_min} - teplota povrchu pro porost při maximální transpiraci, T_{c_max} - teplota povrchu při nulové transpiraci (povrch nevypařuje), T_c - teplota povrchu. Tento přístup umožňuje využití pouze dat o teplotě povrchu a zjednodušit další výpočty díky možnosti odvození maximální a minimální teploty přímo z teplotní mapy na základě stanovení prahu pro tyto hodnoty (např. 1% nejvyšších a nejnižších hodnot), za předpokladu, že se v daném území vyskytují plochy s nelimitovaným zdrojem vody pro transpiraci a plochy, které nevypařují vodu. V případě nehomogenity teploty vzduchu (např. adiabatická změna teploty vzduchu s nadmořskou výškou) lze obdobně stanovit maximální a minimální teplotní gradient povrchu a vzduchu ($T_c - T_a$) a následně použít rovnici 4. Vzhledem ke komplikovanosti stanovení hodnot pro minimální a maximální teplotní gradient, kdy vznikají významné chyby v odhadu, je vhodnější odvodit index CWSI nepřímou. V prvním kroku je potřeba stanovit EF, kterou lze využít jako jeden z ukazatelů energetické výměny na aktivním povrchu. Jak ukazují Suleiman a Crago (2004), lze hodnotu EF vypočítat na základě znalosti gradientu teploty a maximální hodnoty teploty pro nevypařující povrch:

$$EF = \frac{LE}{Rn - G} = \frac{T_{max} - T_c}{T_{max} - T_a} = \frac{1}{1 + \beta} \quad [25]$$

Z rovnice je patrné, že se jedná o hodnotu, která vyjadřuje využití dostupné energie pro výpar v relativní škále. Zároveň se jedná o hodnotu reciprokou k Bowenovu poměru. Jednoduchou úpravou této rovnice získáme hodnotu toku latentního tepla výparu LE. Známe-li hodnoty Rn , G a LE (viz dále), můžeme na základě rovnice energetické bilance (rovnice 12) vypočítat hodnotu H .

Pro další výpočty je důležitá znalost aerodynamického odporu povrchu (r_a), který je klasicky počítán z vlastností povrchu a aerodynamických vlastností proudění vzduchu. Tento způsob je do značné míry komplikovaný a vyžaduje další vstupní data (Model 2). Pro praktické účely lze výpočet r_a zjednodušit na základě úpravy rovnice energetické bilance a výpočtu H :

$$H = \frac{\rho c_p (T_c - T_a)}{r_a} \quad [26]$$

Po úpravě dostáváme

$$r_a = \frac{\rho c_p (T_c - T_a)}{H} \quad [27]$$

Z rovnice 7 vyplývá, že pro výpočet CWSI je vedle hodnoty ET_a nutné znát hodnotu PET, respektive H pro potenciální výpar. Z rovnice pro výpočet PET (Jackson et al. 1981) vyplývá potřeba hodnoty vodního sytostního doplňku, kterou ovšem na základě spektrálních a termálních dat nemůžeme získat. Tento problém lze vyřešit využitím Bouchetovy teorie komplementarity (Bouchet 1963 in Brutsaert 1982), která předpokládá, že při zvyšující se PET se úměrně snižuje regionální (prostorová) ET_a, kde standardem je výpar z vlhkého povrchu (ET_{p0}), tedy:

$$2ET_{p0} = ET_a + PET \quad [28]$$

Pro toky LE lze rovnici redukovat následovně:

$$2LE_{p0} = LE + LE_p \quad [29]$$

kde LE_p – latentní tok tepla pro potenciální výpar.

Podle Grangera (1989) lze pro nesaturovaný povrch použít alternativní formulaci:

$$E + E_p \frac{\gamma}{\Delta} = E_{p0} \left(1 + \frac{\gamma}{\Delta} \right) \quad [30]$$

Hodnotu LE_{p0} lze podle Brutsaerta a Stickera (1979) stanovit na základě výpočtu výparu pro vlhký povrch podle Priestley a Taylora (1972):

$$LE_{p0} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G) \quad [31]$$

kde α - tzv. Priestley-Taylorova alfa, která se pohybuje od hodnoty 1 do $\alpha = (\Delta + \gamma)/\Delta$ (Parlange a Katul 1992). Běžně užívanou hodnotou α je 1,26. Známe-li hodnotu vodního sytostního doplňku, můžeme využít Penmanovy metody výpočtu potenciální evapotranspirace (viz např. Drexler et al. 2004)

K bližší diskusi o Bouchetově teorii komplementarity viz Lhomme a Guilioni (2006). Známe-li hodnotu LE_p a hodnotu LE, můžeme jednoduše vypočítat hodnoty Ω (omega faktor neboli decoupling coefficient) (Jarvis a McNaughton 1986, Jones 1992):

$$\Omega = \frac{LE}{LE_p} \quad [32]$$

Jak vyplývá z rovnice 7, je hodnota CWSI významně spojena s vodivostí (g_c)/odporem (r_c) porostu charakterizujícími „ochotu“ předávat vodní páru z porostu do atmosféry. Vodivost (odpor) porostu pro přenos vodní páry je analogická vodivosti listů rostlin a průduchů, které jsou zodpovědné za regulaci výměny plynů rostlinou. Zde se jedná o komplexní fyziologický a biofyzikální problém. Průduch funguje jako ventil, který je regulován na základě fyziologického stavu rostliny. V případě, že má rostlina vody nedostatek, dochází k uzavírání

průduchových štěrbin a ke změně energetické bilance povrchu, lze tedy g_c , resp. r_c porostu považovat za vhodný ukazatel stavu porostu z hlediska vodního statutu. Jen pro představu lze uvést, že se počet průduchů pohybuje v desítkách až stovkách na jednom mm^2 plochy listu. V případě celého porostu jsou to miliony průduchů na jeden m^2 plochy porostu. Problematikou významu vodivosti (odporu) porostu pro přenos vodní páry se podrobně zabývali např. Jarvis 1976, Jarvis a McNaughton 1986, Jones 1999, Jones et al. 2002, Leinonen et al. 2006 atd. Odpor porostu pro přenos vodní páry lze vypočítat následujícím způsobem:

$$r_c = \left[\left(\frac{\Delta + \gamma}{\Omega} - \Delta \right) \frac{1}{\gamma} - 1 \right] r_a \quad [33]$$

Pro odvození hodnoty CWSI podle rovnice 7 je nutné vypočítat hodnotu r_{cp} podle rovnice 10 a hodnotu γ^* podle rovnice 8. V případě, že neznáme hodnotu vodního sytostního doplňku $e_s - e_a$, můžeme jej odvodit z Penmanovy rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace, resp. toku latentního tepla výparu:

$$e_s - e_a = \frac{[LE_p(\Delta + \gamma) - \Delta(Rn - G)] \cdot r_a}{\rho c_p} \quad [34]$$

2.2.2.1.3.2. Model 2: Stanovení vodního stresu vegetace na základě modelování aerodynamických veličin

Výše uvedený přístup výpočtu potřebných veličin (CWSI, r_c , EF) je založen na empirickém přístupu, kdy vycházíme z předpokladu, že v rámci distribuce teplotních dat můžeme stanovit minimální a maximální teplotní gradient pro povrchy, které vypařují maximálně, což odpovídá potenciálnímu výparu, anebo nevypařují a všechna energie je spotřebována na H. Zde lze mluvit pouze o odhadu, který nemusí souhlasit s realitou. Důležitým zdrojem nepřesností je též advekce tepla, kterou nemusí empirický přístup reflektovat. Možností, jak se vyhnout nepřesnostem způsobenými odhady, je využití fyzikálně založených modelů, respektive kombinace fyzikálně založených modelů a empirických přístupů výpočtu aerodynamických veličin. Zde je zásadní problematikou otázka výpočtu aerodynamického odporu porostu pro přenos tepla a hybnosti (r_a). Aerodynamický odpor porostu je dán vlastnostmi porostu, jeho výškou, drsností a listovou pokryvností, prouděním vzduchu a stabilitou atmosféry.

Pro praktické aplikace využití DPZ byla vyvinuta řada přístupů, umožňující na základě MS družicových dat stanovit vlastnosti povrchu porostu, tj. aerodynamickou drsnost porostu pro přenos tepla a vody (z_{0h}) a hybnosti (z_{0m}) a tzv. zero plane displacement, překládaný též jako

efektivní výška porostu (d), které mohou být využity pro stanovení aerodynamického odporu porostu, viz např. Chehbouni et al. (2001), Lhomme et al. (2000), Suleiman a Crago (2004). Zjednodušený výpočet těchto hodnot uvádí Allen (1998):

$$d = 2/3h \quad [35]$$

$$z_{0m} = 0.123h \quad [36]$$

$$z_{0h} = 0,1z_{0m} \quad [37]$$

kde h - výška porostu [m], kterou můžeme podle Gao et al. (2011) odvodit z vegetačního indexu následujícím způsobem:

$$h = h_{min} + \frac{VI - VI_{min}}{VI_{min} - VI_{max}} \Delta h \quad [38]$$

kde h_{min} - minimální výška porostu [m], VI - vegetační index, Δh - rozdíl mezi h_{min} a maximální výškou porostu (h_{max}). Pro plochy bez vegetačního krytu (zástavba, vodní plochy apod.) lze použít tabelární hodnoty. Jako VI lze využít index MSAVI (Modified Soil Adjusted Vegetation Index), vypočtený podle vzorce (Qi et al. 1994):

$$MSAVI = \frac{1}{2} \left[(2R_{nir} + 1) - \sqrt{(2R_{nir} + 1)^2 - 8(R_{nir} - R_{red})} \right] \quad [39]$$

kde R - spektrální reflektance (rel.), index nir - blízká infračervená oblast spektra (0,76~0,9 μm , čtvrtý kanál družice Landsat TM), red - červená oblast spektra (0,63-0,69 μm , třetí kanál družice Landsat TM). Tabelární hodnoty h_{max} , h_{min} a MSAVI pro různé typy krajiny uvádí tabulka 2. Jak vyplývá z rovnic 38 a 39, jsou pro stanovení efektivní výšky (d) nutná MS, případně HS data s dostatečným prostorovým a spektrálním rozlišením nebo je potřeba výšku porostu v dané oblasti změřit. Vzhledem k možnosti získání výsledku h se záporným znaménkem, je vhodné hodnotu h počítat jako hodnotu absolutní.

Tabulka 2. Přehled maximálních a minimálních hodnot vegetačního indexu MSAVI a efektivní výšky. Upraveno podle Gao et al. (2011).

	MSAVI		Efektivní výška	
	Max.	Min.	Max.	Min.
Suché zemědělské oblasti	0.90	-0.35	0.75	0.01
Lesní oblasti	0.90	0.20	15	1.50
Střední až vysoké travní porosty	0.75	0.15	0.46	0.31
Nízké a řídké trávníky	0.50	-0.10	0.35	0.20
Vodní plochy	-	-	0.001	-
Zastavěná území - městská	-	-	10	-
Zastavěná území - rezidenční zástavba	-	-	5	-
Rozptýlená zástavba	-	-	5	-
Půda bez vegetace	-	-	0.001	-

Známe-li výše uvedené parametry pro vlastnosti povrchu a známe-li pole rychlosti proudění větru v zájmové oblasti, můžeme vypočítat r_a . V případě téměř neutrálního zvrstvení atmosféry (izotermie), které se v průběhu dne vyskytuje ve většině případů, můžeme použít vztah uvedený v rovnici 11. V případě potřeby zahrnutí problematiky stability atmosféry do výpočtu lze využít některý z přístupů, které uvádí Liu et al. (2006, 2007). Klasickou formou je výpočet r_a podle Thoma (1975), který zavádí stabilitní koeficienty Ψ :

$$r_a = \frac{\left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0m}}\right) - \Psi_m(\zeta) \right] \cdot \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_{0h}}\right) - \Psi_h(\zeta) \right]}{u_z \cdot k^2} \quad [40]$$

kde z – výška měření teploty vzduchu, vlhkosti vzduchu a rychlosti proudění [m], $\Psi_m(\zeta)$ a $\Psi_h(\zeta)$ – stabilitní koeficienty pro přenos hybnosti a tepla. Hodnoty $\Psi_m(\zeta)$ a $\Psi_h(\zeta)$ vypočteme následovně:

pro nestabilní a téměř neutrální zvrstvení atmosféry – izotermii ($L < 0$):

$$\Psi_m(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \arctan(x) + \frac{\pi}{2} \quad [41]$$

$$\Psi_h(\zeta) = 2 \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) \quad [42]$$

kde

$$x = (1 - 16\zeta)^{0.25} \quad [43]$$

a pro stabilní zvrstvení atmosféry – inverzi ($L > 0$):

$$\Psi_m(\zeta) = \Psi_h(\zeta) = -5\zeta \quad [44]$$

kde ζ je Moninův-Obuchovův parametr stability atmosféry, který se vypočte jako poměr výšky měření z a Monin-Obuchovovy délky L [m]:

$$\zeta = \frac{z}{L} \quad [45]$$

V některých literárních pramenech je v čitateli stabilitního parametru uváděna hodnota $z-d$. Hodnotu L lze vypočítat buď iterativně (viz Brutsaert 1982), případně na základě Richardsova čísla (Monteith a Unsworth 1990) nebo heuristickým výpočtem (Koloskov et al. 2007). Pro jednoduchost uvádíme pouze využití Richardsova čísla:

$$Ri_B = \frac{g}{T_a + 273,16} \cdot \frac{(T_a - T_c)(z-d)}{u_z^2} \quad [46]$$

kde g – gravitační zrychlení [9,823 m·s⁻²]

Richardsovo číslo je funkcí Monin-Obuchovova stabilitního parametru:

$$\zeta = Ri_B \quad \text{pro} \quad Ri_B < 0 \quad [47]$$

$$\zeta = \frac{Ri_B}{1 - 5 Ri_B} \quad \text{pro} \quad 0 \leq Ri_B \leq 0.2 \quad [48]$$

Potom:

$$L = z/\zeta \quad [49]$$

Výše uvedený postup výpočtu je vhodný v případě znalosti parametrů porostu a pole proudění větru v zájmové oblasti, které zjistíme terénním průzkumem a meteorologickým měřením.

Známe-li hodnotu r_a , můžeme na základě rovnice 26 vypočítat hodnotu H a následně úpravou rovnice energetické bilance i hodnotu LE . Postup výpočtu hodnot $CWSI$, r_c , EF a dalších je shodný s postupem uvedeným pro model 1.

2.2.2.1.4 Energetická bilance povrchu, toky tepla a výpar

Prostorová termální data lze s úspěchem využít pro výpočet jednotlivých složek energetické bilance sledovaného území a pro výpočet intenzity transpirace, případně množství vypařené vody za den. Energetická bilance stanoviště vychází z rovnice 12. Složky energetické bilance stanoviště lze využít nejenom k vlastnímu popisu transformace solární energie na povrchu, ale jsou i součástí výpočtů uvedených výše.

Pro výpočet hodnoty R_n potřebujeme znát bilanci krátkovlnné a dlouhovlnné radiace, tedy množství přicházející krátkovlnné a dlouhovlnné radiace a množství odražené radiace a radiace emitované povrchem:

$$R_n = R_{s\downarrow} - R_{s\uparrow} + R_{l_d} - R_{l_u} \quad [50]$$

kde R_s - krátkovlnná radiace, R_l - dlouhovlnná radiace [$W \cdot m^{-2}$]. Šipka označuje směr toku energie.

Hodnotu dopadající složky krátkovlnné radiace ($R_{s\downarrow}$) získáme na základě měření. Existuje i možnost vypočítat hodnotu na základě znalosti času a geografických souřadnic pro dané místo, tento postup však poskytuje pouze hodnotu potenciální úrovně ozáření povrchu a nebere v potaz vliv atmosféry. Postup je podrobně popsán v literatuře. Množství dopadající energie na povrch ovlivňuje též sklon a orientace terénu.

Odraženou krátkovlnnou složku radiace ($R_{s\uparrow}$) získáme na základě analýzy MS nebo HS dat nebo přímým měřením pro jednotlivé porosty. Jednou z možností je též výpočet albeda (α), které je poměrem mezi odraženou a dopadající krátkovlnnou složkou radiace. Pro data družice Landsat odvodil postup výpočtu Liang et al. (2001, 2003):

$$\alpha = 0.365B_1 + 0.130B_3 + 0.373B_4 + 0.085B_5 + 0.072B_7 - 0.0018 \quad [51]$$

kde B₁- B₇ jsou jednotlivé spektrální kanály družice (spektrální reflektance; rel.). Výpočet pro další typy družic uvádí Liang et al. (2001, 2003). Vzhledem ke komplikovanosti stanovení albeda na základě hyperspektrálních dat byl využit přístup výpočtu albeda na základě vztahu mezi albedem stanoveným výše uvedeným způsobem a vegetačními indexy NDVI a MSAVI pomocí mnohonásobné nelineární regrese. Zde vycházíme z předpokladu, že výsledné hodnoty vegetačních indexů jsou u použitých technik srovnatelné. Regresní rovnice má následně tvar:

$$\begin{aligned} \alpha = & a + b \cdot MSAVI + c \cdot MSAVI^2 + d \cdot NDVI + e \cdot MSAVI^3 + f \cdot MSAVI \cdot NDVI \\ & + g \cdot MSAVI^2 \cdot NDVI + h \cdot MSAVI \cdot NDVI^2 + i \cdot MSAVI^2 \cdot NDVI^2 \\ & + j \cdot MSAVI^3 \cdot NDVI + k \cdot MSAVI^3 \cdot NDVI^2 + l \cdot MSAVI \cdot NDVI^3 \end{aligned} \quad [52]$$

Mezi přístupem uvedeným v rovnici 51 a použitým regresním modelem je statisticky významný vztah ($R^2_{adj} = 0,998$, $F_{11; 2526} = 1,19 \cdot 10^5$ $p < 0,001$, $SE = 0.0019$). Hodnoty koeficientů a až l uvádí tabulka 3.

Tabulka 3. Přehled koeficientů regresního modelu výpočtu albeda sledovaných ploch na základě vegetačních indexů MSAVI a NDVI.

koeficient	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l
hodnota	0,0861	0,8947	5,5587	-0,1183	-1,9818	-4,5034	-11,463	7,4615	5,2994	4,7666	-2,3127	-3,4274

Hodnotu Rs_{\uparrow} vypočteme následovně:

$$Rs_{\uparrow} = Rs_{\downarrow}(1 - \alpha) \quad [53]$$

Podle našich předchozích zkušeností doporučujeme hodnotu α korigovat na dostupná měřená data v terénu pomocí regresních metod.

Hodnoty R_l vypočteme na základě Stefan-Boltzmannova zákona. Hodnotu pro emitované záření Zemským povrchem vypočteme následovně:

$$Rl_{\uparrow} = \varepsilon_c \sigma (T_c + 273,16)^4 \quad [54]$$

kde ε_c - emisivita povrchu vypočtená podle vztahu 23.

Hodnotu pro dlouhovlnné záření emitované atmosférou vypočteme na základě vztahu:

$$Rl_{\downarrow} = \varepsilon_{ac} \sigma (T_a + 273,16)^4 \quad [55]$$

kde ε_{ac} - emisivita atmosféry vypočtená podle vztahu (Brutsaert 1982):

$$\varepsilon_{ac} = 1,24 \left(\frac{e_a}{T_a + 273,16} \right)^{\frac{1}{7}} \quad [56]$$

kde e_a - tlak vodní páry [hPa].

Jak uvádí Brutsaert (1982), je hodnota ε_{ac} a výsledně Rl_{\downarrow} použitelná pro bezoblačné počasí. Pro počasí s výskytem oblačnosti je potřeba použít buď komplikovanějších modelových

vztahů (viz Brutsaert 1982) nebo použít měřenou hodnotu v dané oblasti. Měřená hodnota $R_{l\downarrow}$ má platnost pro širší území.

Další důležitou složkou energetické bilance použitou v dalších výpočtech je tok tepla do půdy G [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]. Pro účely DPZ jsou využívány empirické přístupy založené na spektrálním projevu povrchu a na množství vegetačního krytu. Zde lze s úspěchem využít výpočet podle Bastiaanssen et al. (2000):

$$G = \frac{T_c}{\alpha} (0,0038\alpha + 0,0074\alpha^2) (1 - 0,98NDVI^4) R_n \quad [57]$$

Hodnotu H [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] lze vypočítat podle vztahu 26 a jednoduchou úpravou rovnice energetické bilance 12 vypočteme tok latentního tepla výparu LE [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$]:

$$LE = R_n - H - G \quad [58]$$

Známe-li LE , můžeme jednoduše vypočítat ET_a z povrchu pomocí vztahu:

$$ET_a = \frac{LE}{L} \quad [59]$$

kde L se pohybuje kolem hodnoty $2500 \text{ J}\cdot\text{g}^{-1}$. Hodnotu L lze vypočítat jednoduše následujícím způsobem:

$$L = 2501 - 2.3723 \cdot T_a \quad [60]$$

Hodnotu denní ET_a můžeme odhadnout na základě znalosti denní sumy R_n , G a EF z poledních hodin. Jak ukazují např. Lhomme a Elguero (1999), Crago (1996), Crago a Brutsaert (1996), Gentine et al. (2007) a další, má denní průběh EF celkem stabilní a mírně konkávní tvar s minimem v poledních hodinách, kdy mají hodnoty nejmenší odchylku od reálné hodnoty. Polední hodnotu EF pak lze použít pro odhad ET_a v průběhu dne následovně:

$$ET_{a(den)} = EF \cdot (R_{n_{den}} - G_{den}) \frac{1}{L} \quad [61]$$

2.2.2.2. Multispektrální data

Změny obsahu vody v pletivech rostlin se projevují změnami spektrálního chování povrchu rostlin v blízké (700-1300 nm) a střední infračervené (1300-3000 nm) oblasti elektromagnetického spektra se středními hodnotami pro absorpci EZ vodou ve vegetaci okolo 970, 1200, 1400 a 1940 nm (Curran 1989). Pro jednotlivé listy rostlin poskytuje nejlepší informaci o obsahu vody spektrální pás o rozsahu 1300-2500 nm (Carter 1991, Yu et al. 2000). Díky výrazné absorpci záření vodou v atmosféře je na úrovni celých rostlin a porostů výhodnější využití spektrálního rozsahu 950-970 nm (Peñuelas et al. 1997, Peñuelas a Fillela 1998, Peñuelas a Inoue 1999).

Pro hodnocení vodního stresu je výhodnější využití tzv. spektrálních indexů než využití změn v daném spektrálním pásmu v závislosti na obsahu vody v pletivech rostlin. Jedná se zpravidla o poměrové indexy, kdy je v čitateli použita vlnová délka, která vykazuje významnou změnu spektrálního projevu v závislosti na změně obsahu vody v pletivech a ve jmenovateli je použita referenční vlnová délka, která nevykazuje významné změny. Např. Peñuelas et al. (1993) ukazuje využití poměru spektrální reflektance mezi vlnovými délkami 970 a 900 nm (Water Index, WI), který významně koresponduje s relativním obsahem vody (RWC) v listech rostlin, vodním potenciálem listu, průduchovou vodivostí a elasticitou buněčných stěn. Jak ukazují Peñuelas a Inoue (1999), je pro hodnocení změny RWC vhodnější využít poměr mezi WI a NDVI, který bere v potaz strukturní změny a změny obsahu barviv v listu. Závislost spektrálních vlastností k obsahu vody v pletivech rostlin v delších vlnových délkách studovali např. Tian et al. (2001), Inoue et al. (1993) a další. Yu et al. (2000) využili pro hodnocení vztahu jednotlivých spektrálních pásmů a jejich poměrů regresní metody, kdy definovali směrnice změny spektrálních vlastností listu v závislosti na relativním obsahu vody, množství vody v listu na plochu listu, specifickém obsahu vody v listech, procentu vody v listech na živou hmotnost a relativní listovou vlhkost.

Výše uvedené přístupy jsou založeny zpravidla na zjišťování spektrálních informací in situ, tedy v laboratoři nebo v polních podmínkách, kde nemá na měření významný vliv vrstva vzduchu (atmosféra) mezi snímaným objektem a senzorem a geometrie záření. Díky přítomnosti plynů (CO₂, H₂O, O₂ atd.) ve vrstvě vzduchu (atmosféry) dochází k absorpci a rozptylu EZ v některých vlnových délkách, což ovlivňuje výsledný signál (Gates 1980). Při využití leteckého snímání (letecké spektrometrie) a družicového průzkumu je spektrální informace omezena a je proto potřeba brát tento efekt v potaz. Zde je možné do určité míry provádět korekce dat, což vyžaduje analýzu profilu vzduchu, kterým dané záření prochází, anebo využít tzv. spektrálních oken, což jsou spektrální oblasti, které nejsou významně ovlivněny atmosférickými vlivy (Lillesand et al. 2004).

Využití družicových systémů přináší možnosti hodnotit celá velká území a jejich hydrologické vlastnosti, ovšem zpravidla na úkor spektrálního rozlišení, kdy jsou používány především MS systémy s omezeným počtem spektrálních pásmů. U dat pořízených těmito systémy je možné využít řady spektrálních indexů sestavených pro účely hodnocení vodního režimu vegetačního krytu.

Analogicky k poměrovým indexům pro pozemní měření jsou vytvářeny poměrové indexy pro družicová MS data. Např. Hunt a Rock (1989) sestavili tzv. Moisture Stress Index (MSI) na základě těsné lineární korelace mezi obsahem vody v porostu a poměrem mezi středním a

blízkým IR spektrálním pásmem, která odpovídají pátému a čtvrtému spektrálnímu pásu družice Landsat 5 TM. Vzhledem ke specifickému chování jednotlivých rostlinných druhů v různém stádiu vývoje je vhodné využití standardizované formy indexu. Jedním z takových indexů je NDWI (Normalizovaný rozdílový vodní index - Normalized Difference Water Index; Gao 1996), který je senzitivní ke změnám v obsahu vody ve vegetačním krytu. Index NDWI je analogický široce používanému indexu NDVI (Tucker 1979), který je ovšem senzitivní na množství zelené vegetace, respektive na množství chlorofylu. Index NDWI lze vyjádřit následovně:

$$NDWI = \frac{R_{860} - R_{1240}}{R_{860} + R_{1240}} \quad [64]$$

kde R - spektrální reflektance a hodnota označuje střední vlnovou délku. Pro účely družicového DPZ mohou být v indexu použity spektrální pásy, které se blíží svou střední spektrální hodnotou střední spektrální hodnotě členů indexu NDWI. Např. pro družici Landsat 5 TM lze využít čtvrtý a pátý spektrální kanál se středními hodnotami R840 a R1676 pro sestavení indexu NDMI (Normalizovaný rozdílový vlhkostní index – Normalized Difference Moisture Index), který koreluje s vlhkostí povrchu (Jin a Sader 2005). Index lze sestavit následovně:

$$NDMI = \frac{B_4 - B_5}{B_4 + B_5} \quad [65]$$

kde B je spektrální kanál a číslo označuje číslo spektrálního kanálu družice.

Vedle poměrových indexů je možné využít tzv. ortogonálních indexů, které jsou sestaveny na základě analýzy hlavních komponent, kdy je variabilita souboru rozdělena do jednotlivých hlavních komponent. Pro hodnocení vlhkosti povrchu je běžně používán index Tasseled Cap (Crist a Cicone 1984, Huang et al. 2002), jehož třetí komponenta, tzv. Wetness Index významně koreluje s vlhkostí povrchu (Crist a Cicone 1984). Pro sestavení indexu je využito šesti spektrálních kanálů družice Landsat 5 TM nebo Landsat 7 ETM+. V porovnání s indexem NDMI poskytuje index Wetness analogické výsledky (Jin a Sader 2005).

Kromě výše uvedených indexů lze pro účely DPZ využít celou řadu dalších indexů, které jsou specificky přizpůsobené dané technice použité na daném satelitu, principiálně jsou však založeny na výše uvedených přístupech.

2.2.2.3. Hodnocení výsledků

Výše uvedené způsoby hodnocení vodního statutu porostu ukazují, v jakém biofyzikálním stavu se porost nachází. Vzhledem k odlišným vlastnostem porostu je v rámci hodnocení větších heterogenních území vhodné hodnotit každou kulturu, respektive každý pozemek zvlášť. Tento požadavek vychází z nemožnosti porovnávat např. stav lesních porostů s pokosenými loukami a podobně, vzhledem k tomu, že se z hlediska energetické bilance chovají odlišně. V případě nemožnosti nebo komplikovanosti rozdělení sledovaného území do kategorií jednotlivých porostů je možné využít kategorizaci území podle kvantitativních vegetačních charakteristik. Takové hodnocení umožňují tzv. vegetační indexy sestavené na základě družicových MS dat nebo HS dat pořízených leteckým snímkováním. Jako vhodný vegetační index se jeví např. frakční vegetační kryt (F_v) (Carlson a Ripley 1997), který vypočteme následovně:

$$F_v = NDVI^{*2} \quad [62]$$

kde

$$NDVI^* = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_0 - NDVI_\infty} \quad [63]$$

kde $NDVI_0$ - NDVI pro holou půdu (min.) a $NDVI_\infty$ - NDVI pro vegetační kryt (max.). Na základě F_v , případně jiného indexu, lze zájmové území rozdělit na několik kategorií, např. po intervalech $F_v = 0,2$, a ty následně hodnotit zvlášť.

Při hodnocení zájmového území je velmi důležitá znalost daného prostředí a zkušenosti se zpracováním dat, které mohou vést k využití alternativních přístupů. Možným objektivním přístupem pro hodnocení infiltračních a akumulčních ploch v území je statistické srovnání s mapami zranitelnosti půd, které jsou odvozené od mapování BPEJ. Zde se však jako problematická jeví prostorová nepřesnost map. Pro porovnání výsledků hodnocení stresu vegetačního krytu prostřednictvím distančních termálních dat je možné použít podrobných podkladů pedologických průzkumů, např. map půdních typů, tento přístup však vyžaduje dostupnost dat a hluboké znalosti v oboru pedologie.

Zpracování a hodnocení dat pro účely této metodiky bylo provedeno na úrovni statistického porovnání výsledků hodnocení vodního stresu vegetace z dat DPZ, mapy zranitelnosti půd a mapy půdních typů a na úrovni vizuální interpretace výsledků hodnocení vodního stresu v porovnání s mapou zranitelnosti půd a mapou půdních typů.

Výsledky zpracování termálních a HS dat byly vypočteny podle modelu 2. Modul pro výpočet složek energetické bilance a ukazatelů vodního stresu vegetace je pro zájemce využití této metodiky uveden na: <http://kkm.zf.jcu.cz/content/program-sebcs>.

Byla využita data leteckého snímkování z termínu 25. 5. 2011, kdy došlo k rozvoji vodního stresu porostu. Zde byl využit přístup subjektivního hodnocení pro celé zájmové území povodí Dehtáře. Statistické porovnání vypočtených výstupů z leteckého snímkování s mapou zranitelnosti a mapou půdních typů bylo provedeno pro ornou půdu v povodí Dehtáře.

Statistické hodnocení bylo provedeno pomocí jednocestné analýzy variance (ANOVA), kde jako kategorie byly využity hodnoty zranitelnosti půd a půdní typy a jako vysvětlované proměnné byly využity vypočtené hodnoty CWSI, EF a teplota porostu. Protože existuje předpoklad významného vlivu množství vegetačního krytu na testované statistiky, byla pro porovnání testovaných proměnných a kategorií mapy zranitelnosti použita analýza kovariance (ANCOVA), kde byl použit index NDVI jako kovariáta. Vzhledem k tomu, že použité soubory dat obsahují obrovské množství hodnot (desítky až stovky tisíc hodnot), které se v jednotlivých kategoriích zranitelnosti liší a abychom předešli statistické chybě druhého druhu, byl pro každou kategorii a pro každou proměnnou proveden náhodný výběr hodnot na základě generování náhodných permutací datového souboru (detaily viz Ripley 1987). Statisticky významné rozdíly mezi kategoriemi byly testovány na základě post-hoc Tukey HSD testu a treatment parametrizace použitých regresních modelů. Pro hodnocení vhodnosti použití veličin pro identifikaci infiltračních oblastí bylo použito Akaikeho informačního kritéria, pomocí kterého byly testovány použité statistické modely.

3. Výsledky

Hodnota získaných výsledků je zvýšena skutečností, že výsledky byly potvrzeny pomocí dvou nezávislých měřících technik: pozemními měřeními a dálkovým průzkumem Země.

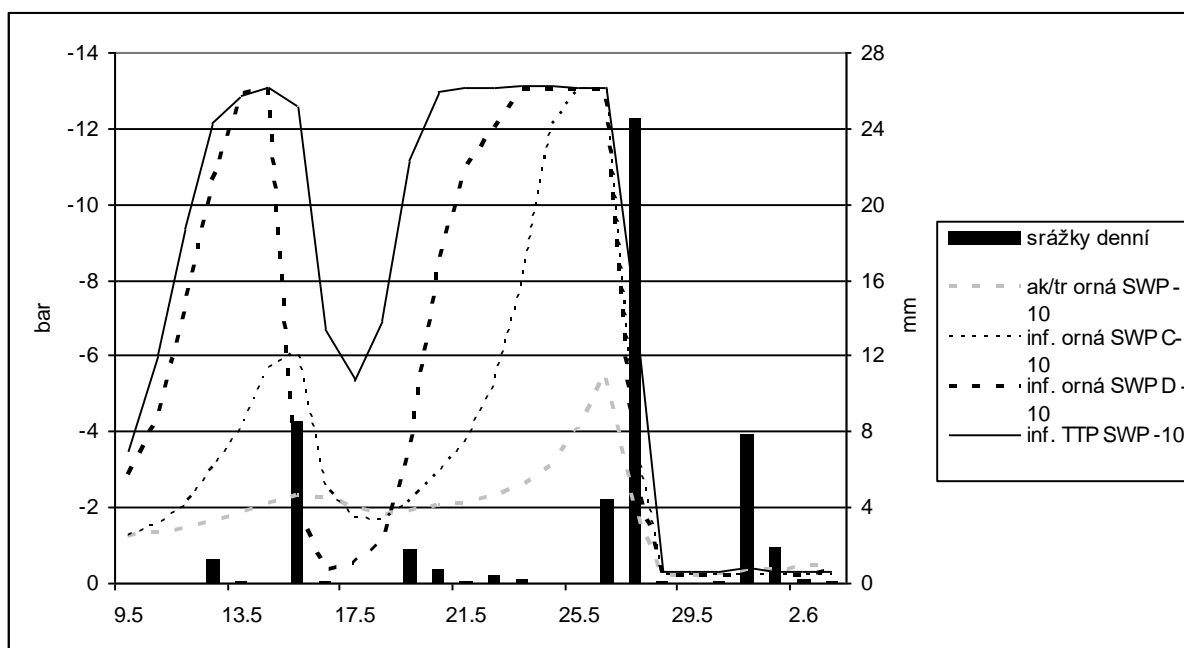
3.1. Vyhodnocení aktuální evapotranspirace a vodního stresu vegetace v infiltrační oblasti pomocí pozemních měření

Metody vycházející z pozemních měření sloužily pro stanovení vhodného termínu leteckého snímkování tím, že dodávaly údaje o půdní vlhkosti a sacím tlaku a dále poskytovaly doplňková data (teplota, vlhkost vzduchu, globální radiace, rychlost větru) pro plošné modelování ukazatelů vodního vegetačního stresu pomocí DPZ. Metody z pozemních měření potvrdily předpoklad, že vývoj vodního stresu je rychlejší v infiltrační oblasti ve srovnání s ostatními částmi povodí (akumulační a transportní). V lehké propustné půdě infiltrační oblasti (v TTP i na orné půdě, na obr. 7 E, C, D) probíhaly změny v sacích tlacích s velkou dynamikou (obr. 2), obdobné změny probíhaly i v půdní vlhkosti. V oblasti přechodové mezi oblastí akumulační a transportní (B) byly tyto změny méně dynamické. V akumulační oblasti

(A) nebyly hodnoty SWP spolehlivě použitelné (tudíž obr. 2 je neobsahuje), avšak nízkou dynamičnost změn SWP dokládá průběh půdních vlhkostí.

V některých částech zatravněné akumulární oblasti se v určité hloubce půdy (20 - 60 cm, příp. i hlouběji) vyskytují jílové vrstvy a je zde tzv. dvojitá zrnitost (kombinace jílovitohlinité a hlinitopísčité či písčitohlinité půdy, s nižší infiltrační schopností, viz dále). Na začátku vegetačního období se zásobou půdní vody ze zimních srážek a zároveň s hypodermickým přítokem „cizí“ vody pocházející z výše položených částí povodí a z období předcházejícího období bilancovanému, zde docházelo často až k přemokření půdního povrchu. Naopak v období s nízkými srážkami a s nástupem vodního stresu vegetace působila jílová vrstva jako izolátor znemožňující kapilární vztlínání z HPV.

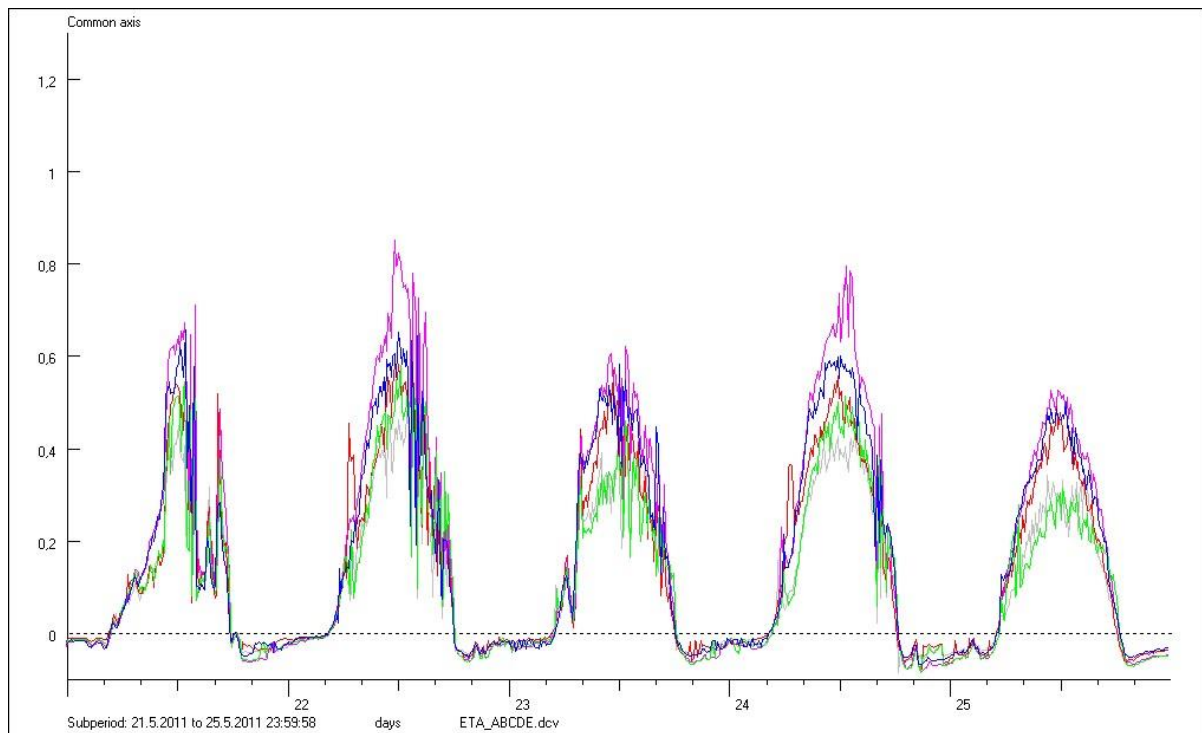
V termínu leteckého snímkování 25.5.2011 byl v infiltračních oblastech, tj. u meteostanic C, D a E, půdní profil proschlý (max. SWP v 0 – 30 cm, s výjimkou -30 cm u D). V přechodové oblasti (B) nebyl maximální SWP dosažen ani v jedné ze sledovaných hloubek (tj. v -10, -20 a -30 cm), a sice z důvodu umístění stanice v lokální údolnici s podpovrchovým (hypodermickým) tokem vody.



Obr. 2. Sací tlaky (bar) přechodové (tj. z rozmezí akumulární a transportní) oblasti (ak/tr) a infiltrační oblasti (inf.), -10 cm, 9.5.- 3.6.2011, Dehtáře

Obrázek 3 porovnává hodnoty ET_a ($mm \cdot hod^{-1}$) v akumulární, přechodové a infiltrační oblasti. V přechodové oblasti je nejvíce vody dostupné pro výpar, tzn. že denní suma ET_a je zde nejvyšší (25.5.2011 – 3,72 mm vs. infiltrační TTP - 3,58 mm, infiltrační orná – 2,00 a 2,20 mm, akumulární TTP 3,05 mm). Hodnoty EF představující podíl dostupné energie na výpar dosáhly 25.5. 2011 v čase leteckého snímkování v přechodové oblasti (B) 0,50, v infiltrační

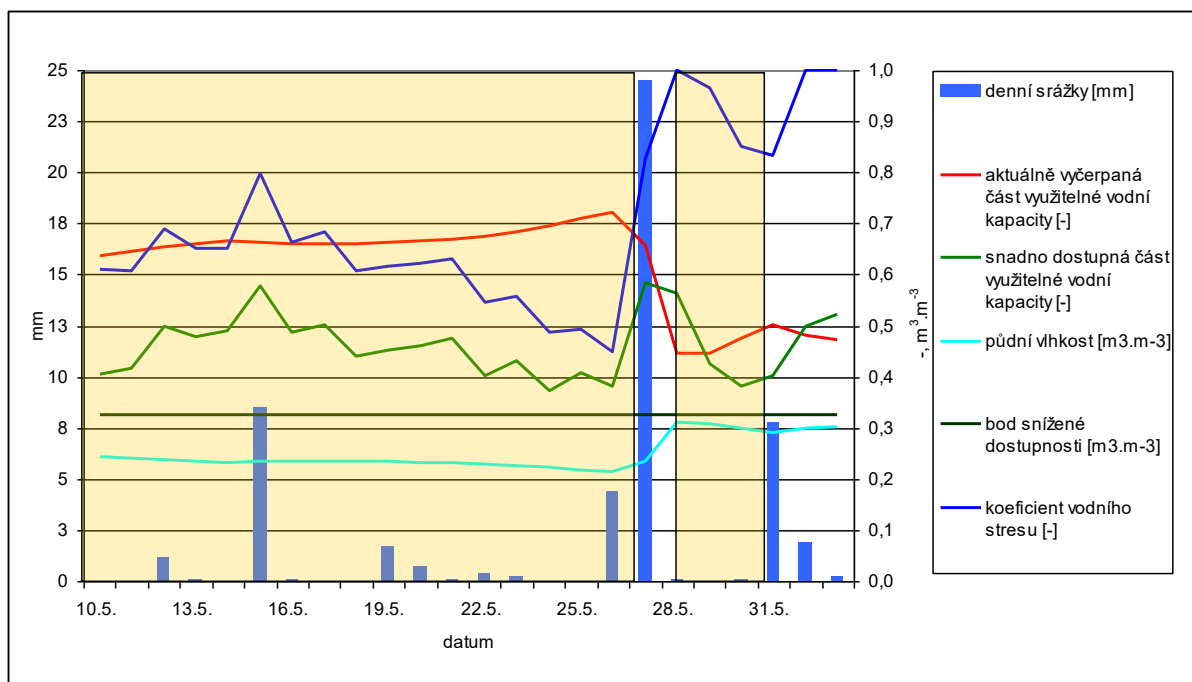
oblasti na orné (C, D) 0,26 a 0,30, v infiltrační oblasti na TTP (E) 0,53 a v akumulační oblasti s TTP (A) 0,49.



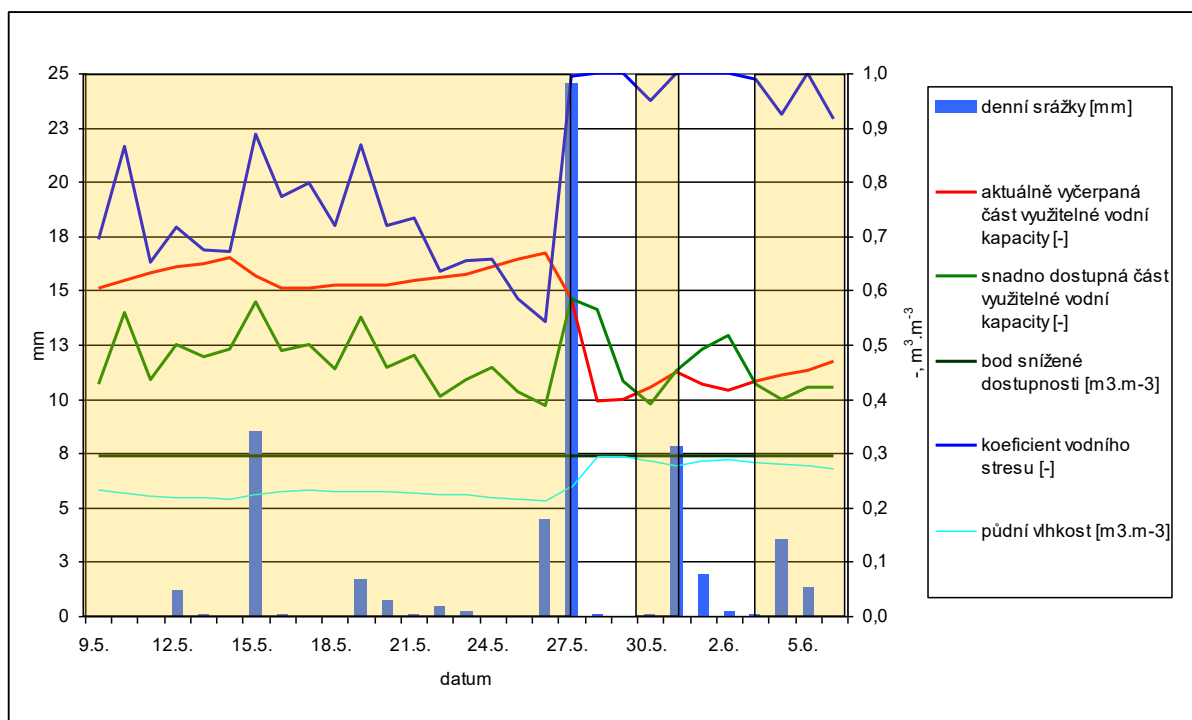
Obr. 3. Porovnání aktuální evapotranspirace (mm.hod^{-1}) v oblastech akumulační (červená), přechodové (fialová) a infiltrační s travním porostem (modrá) a s ornou půdou (zelená, šedá), 21.5.-25.5.2011

Vymezení období vodního stresu vegetace na základě Θ_{SD} a vyčerpání snadno dostupné části Θ_V pro půdní vrstvu 0 – 10 cm bylo obdobné (prezentována pouze tato povrchová vrstva z důvodu absence hodnot půdní vlhkosti v -30 cm v přechodové oblasti). Je to zřejmé z obr. 4-6, které vymezují vodní stres pro půdní vrstvu pomocí žlutých poloprůhledných polí tím, že aktuálně vyčerpaná část Θ_V přesáhne snadno dostupnou část Θ_V a průměrná Θ klesne pod Θ_{SD} . Žlutá pole ovšem pouze zviditelňují fakt, že stres nastal, ale nevypovídají nic o jeho intenzitě, neboť postihují jak porost pouze nepatrně postižený stresem, tak i porost vysoce stresovaný, který již výrazně omezuje intenzitu transpirace a zvyšuje teplotu povrchu.

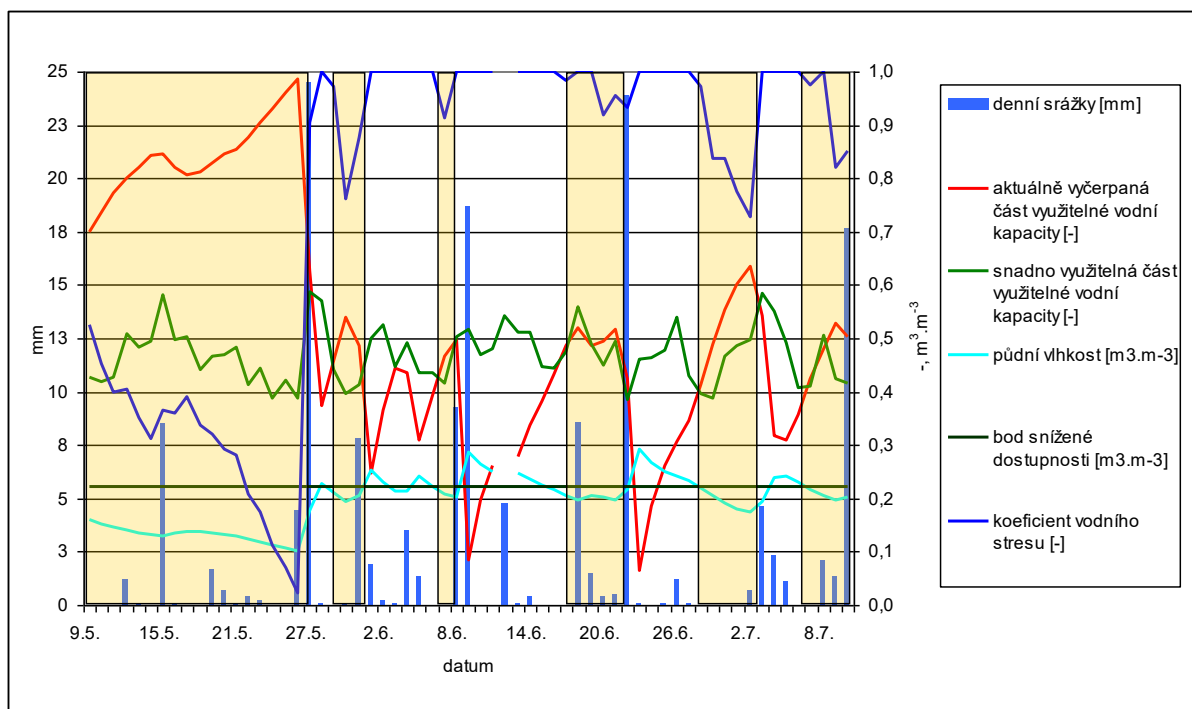
Míru intenzity vodního stresu postihují kromě SWP i K_s a CWSI. V období, kdy aspoň v jedné vrstvě (-10 cm) infiltrační oblasti s TTP byl maximální SWP, klesl K_s pod 0,5, v případě maximálního SWP ve všech vrstvách pod 0,25 a zároveň byla zjištěna silná korelace průměrného SWP z 0-30 cm a K_s ($r \sim 0,9$). Hodnoty K_s 0,5, resp. 0,25 znamenají, že z Θ_V zmenšené o část, kterou porost vyčerpal, aniž by zaznamenal stres (tj. 100%), zůstalo porostu k dispozici 50, resp. 25 %. Hodnoty CWSI v období maximálních SWP vzrostly v infiltrační oblasti na 0,3 - 0,4, v akumulační oblasti na 0,2 – 0,25.



Obr. 4. Dostupnost půdní vody pro porost, 10.5.-2.6.2011, akumulární oblast s travním porostem, 0 – 10 cm, Dehtáře, (žlutá pole vymezují vodní stres vegetace po vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, poklesem půdní vlhkosti pod bod snížené dostupnosti a koeficientu vodního stresu pod 1)



Obr. 5. Dostupnost půdní vody pro porost, 9.5.-6.6.2011, přechodová oblast orná půda (akumulární/transportní), 0-10 cm, Dehtáře (žlutá pole vymezují vodní stres vegetace po vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, poklesem půdní vlhkosti pod bod snížené dostupnosti a koeficientu vodního stresu pod 1)



Obr. 6. Dostupnost půdní vody pro porost, 9.5.-10.7.2011, infiltrační oblast s travním porostem, 0-10 cm, Dehtáře (žlutá pole vymezují vodní stres vegetace po vyčerpání snadno dostupné části využitelné vodní kapacity, poklesem půdní vlhkosti pod bod snížené dostupnosti a koeficientu vodního stresu pod 1)

3.2. Lokalizace infiltračních oblastí pomocí dálkového průzkumu Země, konfrontace s mapami zranitelnosti půdy a mapou půdních typů

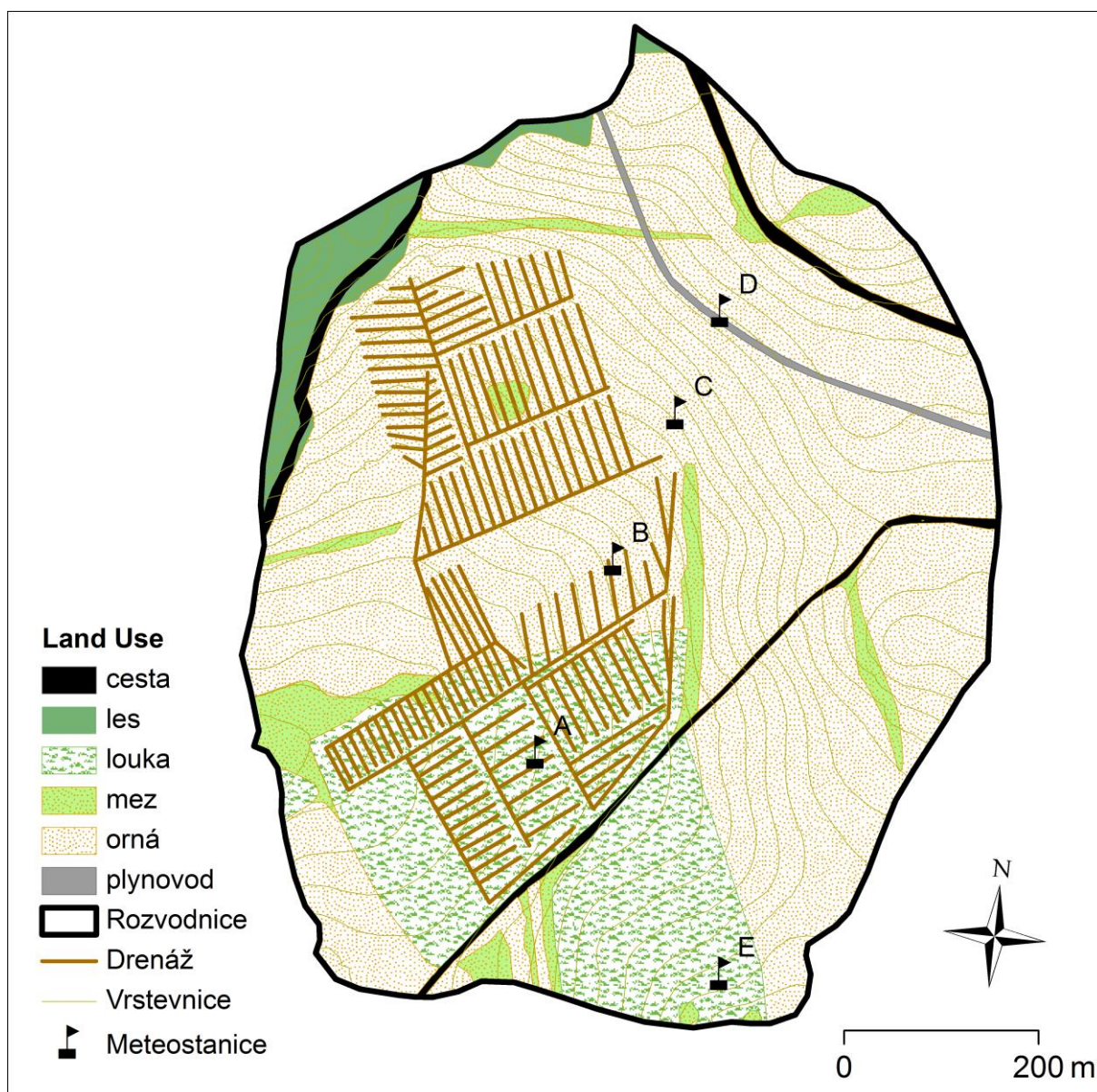
Parametry vypočtené na základě kombinace termálních a optických distančních dat byly porovnány s mapou zranitelnosti půd a mapou půdních typů pro povodí. Pro hodnocení vodního stresu vegetačního krytu byly využity veličiny CWSI, EF a povrchová teplota. Pro hodnocení indikační schopnosti použitých veličin bylo využito subjektivního přístupu hodnocení, tzn. vizuální interpretace výsledků, a statistického hodnocení rozdílů mezi kategoriemi zranitelnosti a mezi půdními typy pomocí použitých veličin.

3.2.1. Vizuální porovnání výsledků leteckého snímkování povodí Dehtáře a map zranitelnosti půd a půdních typů

Pro vizuální hodnocení identifikační schopnosti veličin vypočtených na základě podkladů leteckého snímkování pro vymezení infiltračních oblastí byly jednotlivé typy land-use hodnoceny zvlášť. To bylo dáno nejen odlišnou strukturou porostu a rozdílným množstvím živé biomasy (např. srovnání orná půda a les), ale zejména lze za zásadní faktor považovat ukládání organické hmoty na půdním povrchu, které působí jako tepelný izolant a celkově mění energetickou bilanci povrchu, zejména v případě permanentních kultur (TTP).

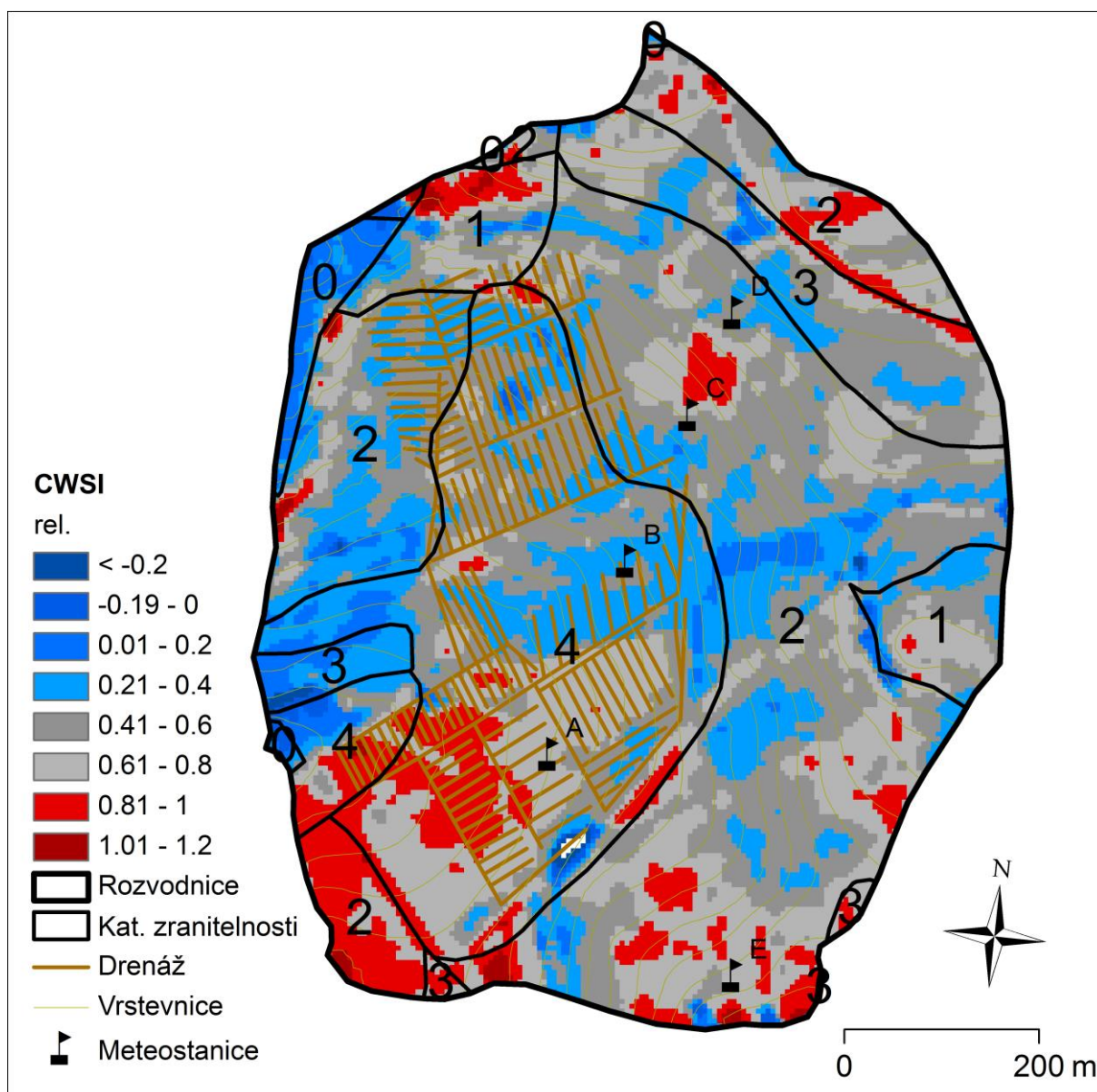
V zájmovém území bylo zmapováno několik jednotek land-use (obr. 7). Za hlavní jednotku lze považovat ornou půdu, na které byla v době snímkování pěstována pšenice ozimá na téměř celé ploše zájmového území. Výjimku tvořila jižní část povodí, kde byla pěstována kukuřice, která měla v době snímkování minimální listovou pokryvnost, tj. byla považována za plochu bez vegetačního krytu. Lesní porosty jsou v zájmovém území představovány smíšenými porosty s dominujícím smrkem a borovicí, plošně mají zanedbatelný význam a jejich problematikou se dále nezabýváme. Kategorie land-use „mez“ je představována keřovitými porosty, převážně suššího charakteru se zastoupením šípku, hlohu, lísky, případně dubu a břízy. V západní části se jedná o vlhkomilná společenstva s dominantní olší a střemchou. Kategorie „louka“ zahrnuje společenstva mezického až vlhčího charakteru. V jihovýchodní části (nad cestou) se jedná o ovsíkovou louku, původně na orné půdě, mezického charakteru. Travní porost pod cestou (severozápadně od cesty) je představován mozaikou společenstev mezických až vlhčích luk, která přecházejí do specifických společenstev nízkých ostřic. Ostatní plochy v zájmovém území lze považovat za plochy zpevněné.

Obrázky 8, 9 a 10 ukazují plošnou distribuci hodnot CWSI, evaporační frakce a teploty povrchu v porovnání s kategoriemi mapy zranitelnosti půd založenými na mapování BPEJ. Hodnota kategorie zranitelnosti 1 odpovídá plochám, kde by se měla projevit maximální infiltrační schopnost půd, kategorie 4 by měla představovat akumulaci oblastí s nepropustnými půdami. Kategorie 2 a 3 představuje půdy s infiltrační schopností mezi kategoriemi 1 a 4. Kategorie 0 je zastoupena lesními plochami. Pro zjednodušení vizuální interpretace dat byly snímky CWSI a EF filtrovány pomocí mediánového filtru v matici 3x3 a kategorizovány do škály s krokem 0,2.



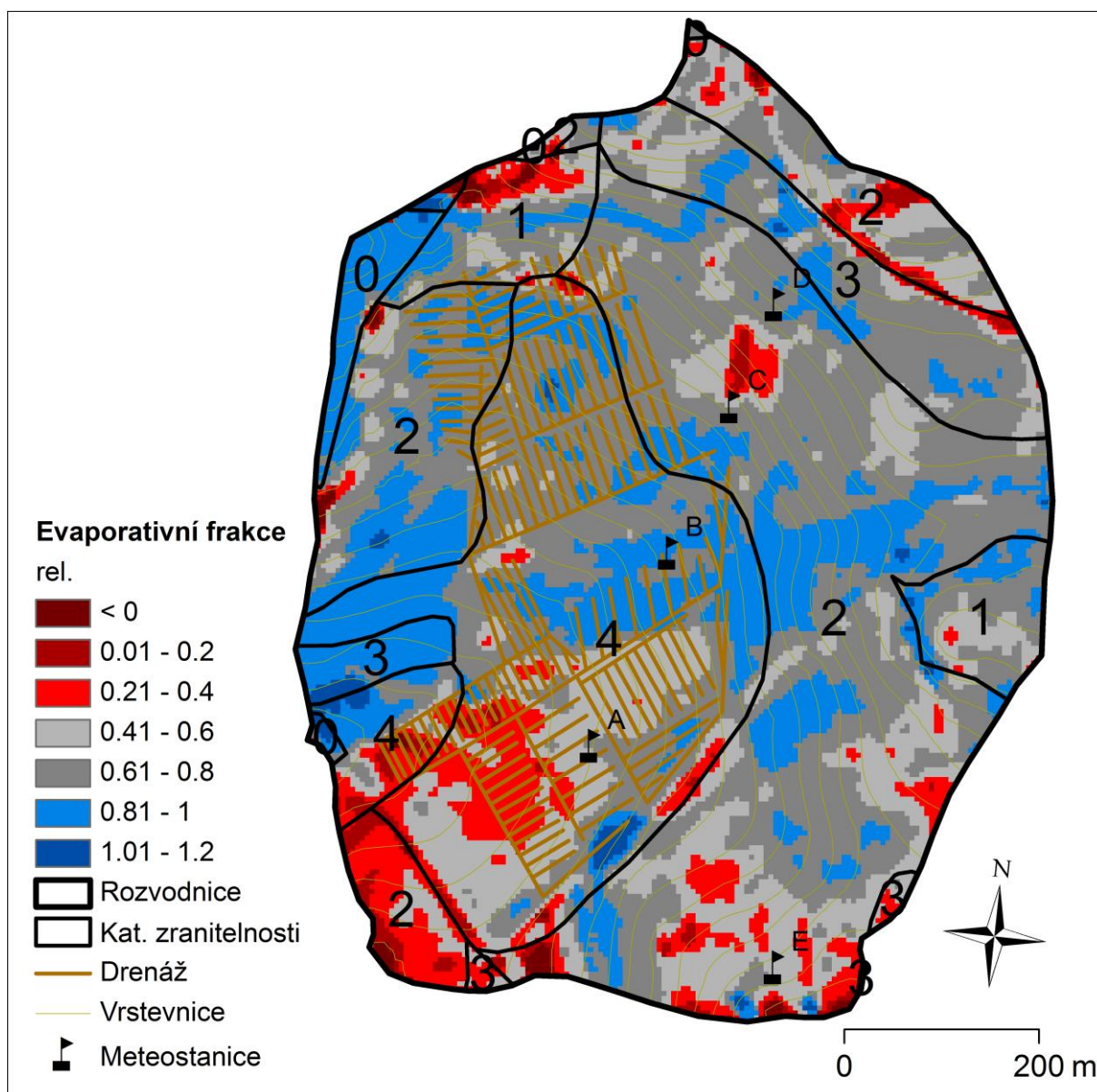
Obr. 7. Přehled prostorové distribuce jednotek land-use v zájmovém území povodí Dehtáře. V mapě je vyznačena odvodňovací drenážní soustava a výškopis.

Jak je patrné z obrázku 8, je shoda CWSI s kategoriemi zranitelnosti pouze částečná. V rámci všech kategorií zranitelnosti se vyskytují jak plochy s rozvinutým vodním stresem (červeně), tak i plochy, kde se vodní stres neprojevil (modře). Pokud uvažujeme pouze plochu orné půdy, je patrné, že je větší podíl ploch s rozvinutým vodním stresem v kategoriích 1 a 2, zatímco v rámci kategorií 3 a 4 převládají plochy bez projevu vodního stresu. Plochy bez projevu vodního stresu v řadě případů korespondují s reliéfem, tj. představují dráhy soustředěného odtoku v lokálních údolnicích. Mimo ornou půdu tyto plochy odpovídají mezím či lesu. Zajímavý je projev vodního stresu v travním porostu pod cestou, tedy v předpokládané akumulární oblasti, kde bychom mohli očekávat spíše větší dostupnost vody pro porost a porost bez projevu vodního stresu. Tomuto problému se věnujeme níže.



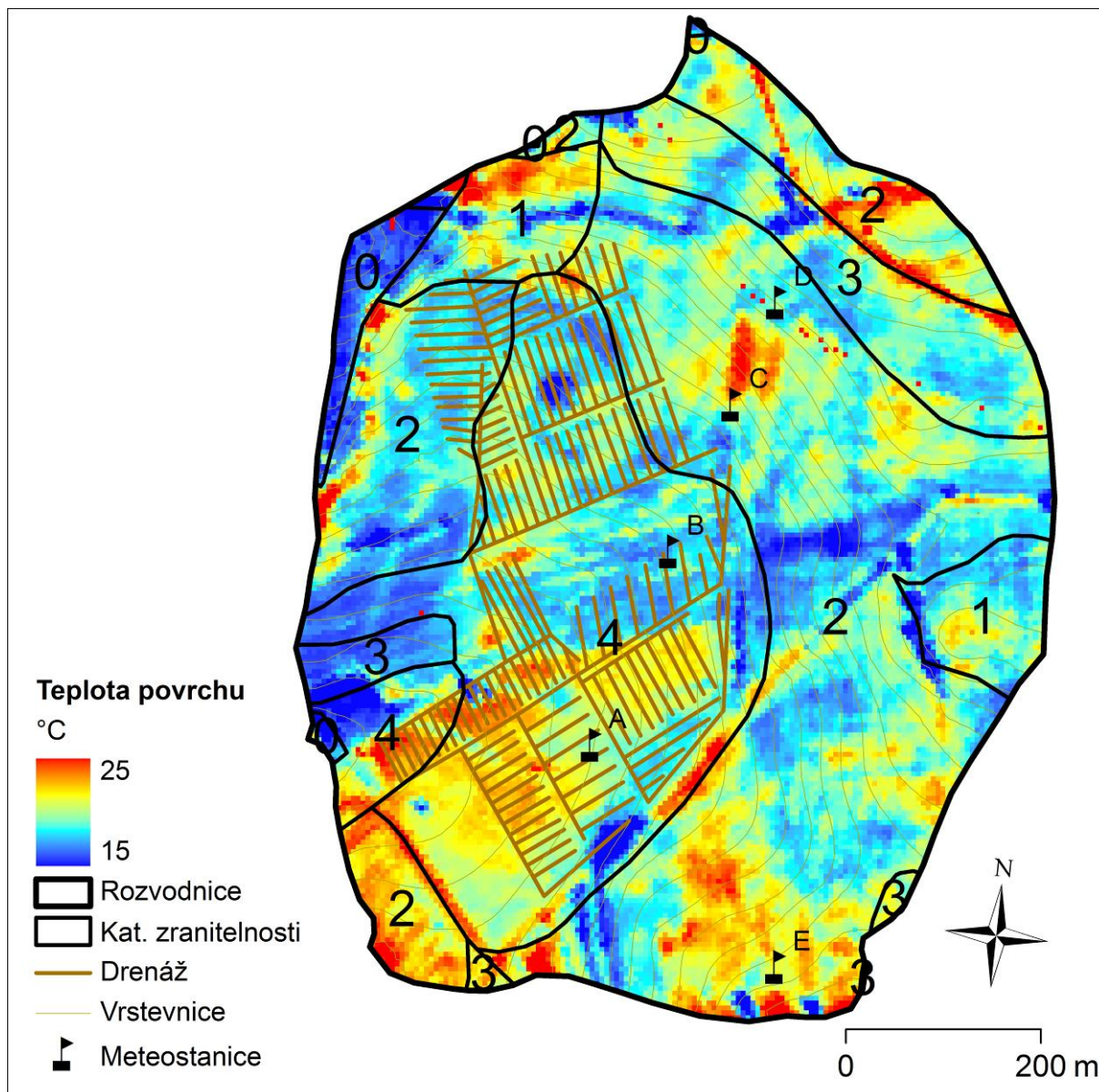
Obr. 8. Prostorová distribuce vodního stresu porostů v zájmovém území vyjádřená pomocí indexu CWSI v porovnání s distribucí kategorií zranitelnosti půd. Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. Popis kategorií zranitelnosti půd je uveden v textu.

Velmi podobný výsledek jako index CWSI podává i přehled evaporativní frakce (obr. 9), která vyjadřuje poměr využití dostupné energie na výpar. Zde je úzký vztah mezi vodním stresem vegetačního krytu a výparem, kdy porosty s dostatkem vody pro transpiraci spotřebovávají větší množství energie než plochy vegetace s nedostatkem vody pro transpiraci.



Obr. 9. Prostorová distribuce využití dostupné energie na výpar (evaporativní frakce) v zájmovém území v porovnání s distribucí kategorií zranitelnosti půd. Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. Popis kategorií zranitelnosti půd je uveden v textu.

Projevem změn v energetické bilanci povrchu je změna jeho teploty. Přehled distribuce povrchové teploty v zájmovém území (obr. 10) ukazuje jako nejteplejší plochy, kde byla zjištěna největší míra vodního stresu porostu, naopak nejchladnější jsou plochy, kde se vodní stres neprojevil, respektive, kde byla významná část dostupné energie spotřebována na výpar.



Obr. 10. Prostorová distribuce povrchové teploty v zájmovém území v porovnání s kategoriemi zranitelnosti půd. Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. Popis kategorií zranitelnosti půd je uveden v textu.

Velmi zajímavé je porovnání prostorové distribuce hodnot CWSI (obr. 11), evaporativní frakce (obr. 12) a povrchové teploty (obr. 13) s výskytem půdních typů v zájmovém území. Snímky CWSI a EF ukazují, že nejvýraznější projev vodního stresu porostu byl zaznamenán na plochách s výskytem kambizemě arenické (KAr), která je charakterizována jako půda lehká (do 60 cm pouze písčítá či hlinitopísčítá půda), kamenitá, půdní profil je mělký (tj. do 30 cm) nebo středně hluboký (30-60 cm), s hnědým kambickým Bv horizontem. Je to půda s vysokou propustností pro vodu (výsušná). V případě kambizemě modální (KAm) a oglejené (KAg) můžeme zaznamenat podobné rozložení hodnot CWSI a EF, tj. bez projevu až se středním projevem vodního stresu. Kambizem modální by v tomto případě měla představovat

půdy mělké až hluboké (30-75 cm), písčité až písčitohlinité (lehké až střední), s hnědým kambickým Bv horizontem. Oproti kambizemi arenické lze očekávat nižší propustnost pro vodu. Kambizem oglejená ve spodních částech svahů je lehká nebo středně těžká půda (hlinotopísčítá až hlinitá), středně hluboká až hluboká (>60 cm), s hnědým kambickým oglejeným Bvg horizontem (20 – 70 cm), který může mít tzv. dvojitou zrnitost (kombinace jílovitohlinité a hlinitopísčité půdy) snižující propustnost pro vodu a přecházející až do oglejené matečné horniny Cg. Oglejení vzniká v důsledku dočasného působení HPV či povrchové vody. V podpovrchových vrstvách může protékat voda z pramenů. V důsledku oglejení je to půda relativně nepropustná a lze tedy očekávat akumulaci vody v půdním horizontu. Významný projev vodního stresu v rámci těchto dvou jednotek můžeme pozorovat v jižní části povodí (obr. 11-13), zde se ovšem jedná o plochu s minimálním vegetačním krytem a nelze ji tedy tímto způsobem hodnotit. Výraznější projevy vodního stresu porostu na malých ploškách mohou být zřejmě způsobeny lokálním výskytem propustnějších půd nezachycených pedologickým průzkumem. Na jedné z těchto plošek (Z od PGm) byl vodní stres pravděpodobně způsoben antropicky ovlivněnou půdní vrstvou (akumulace písku v důsledku eroze). Naopak plochy bez projevu vodního stresu byly vázány na lokální terénní deprese a dráhy soustředěného odtoku (modře). Akumulace vody byla v některých případech (v odvodněné KAg jižně od PGm) podpořena i přítomností jílu v půdním profilu.

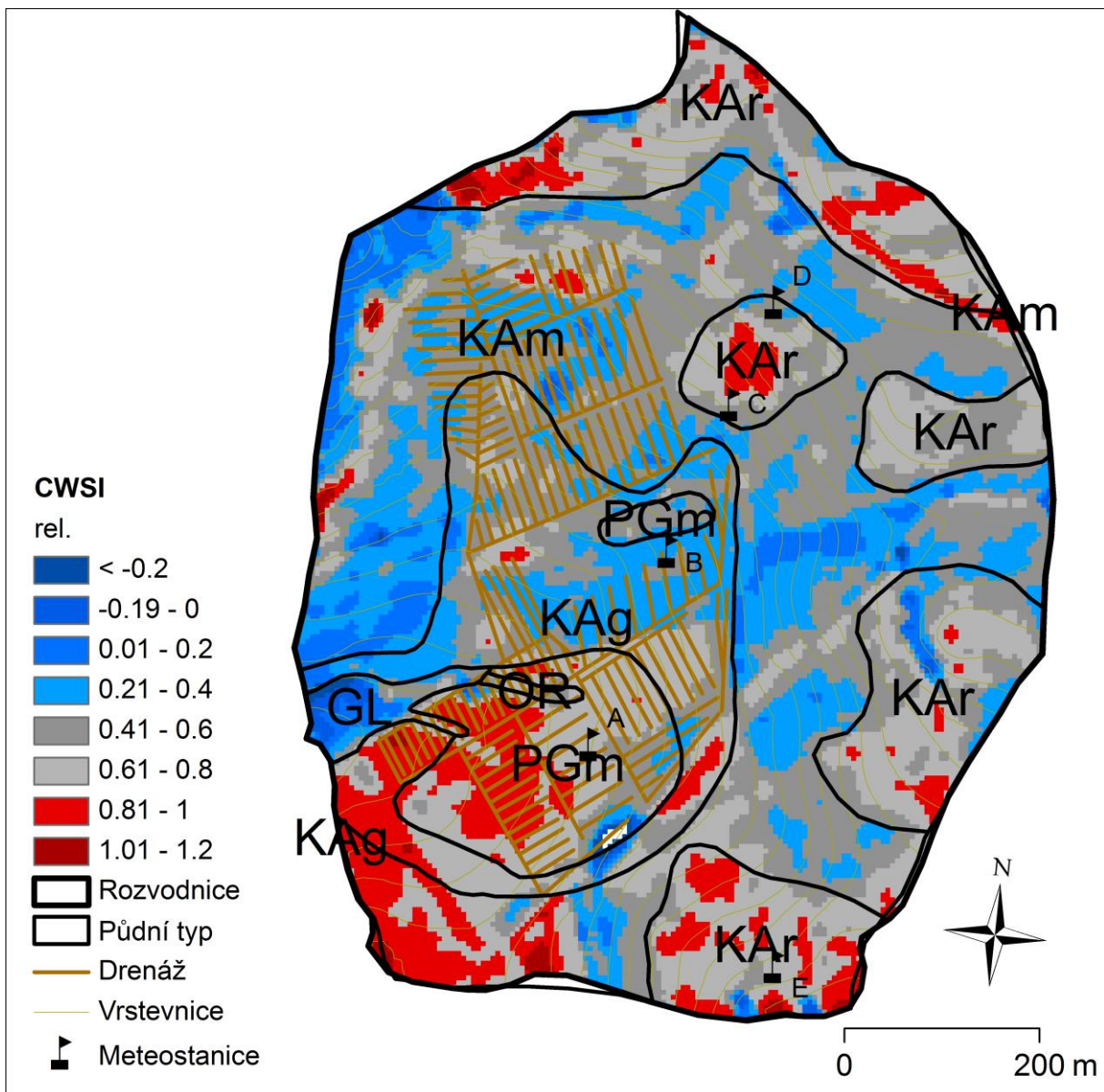
Plošně nevýznamné zastoupení odvodněného území s pseudoglejem modálním (PGm) ve střední části povodí s obdobným projevem vodního stresu jako Kam či KAg nemělo zásadní vliv na hodnocení vodního režimu celého povodí.

Významně se v rámci sledovaného povodí projevuje plocha s glejem modálním (GL), kde jsou hodnoty CWSI velmi nízké a je zde vysoká EF, plocha se zároveň projevuje nízkou povrchovou teplotou. V tomto případě může výsledek zkreslovat přítomnost stromového porostu (olše, střemcha), který si dokáže zajistit dostatek vody díky kořenovému systému, nicméně terénním průzkumem bylo potvrzeno, že se jedná o vlhkou plochu.

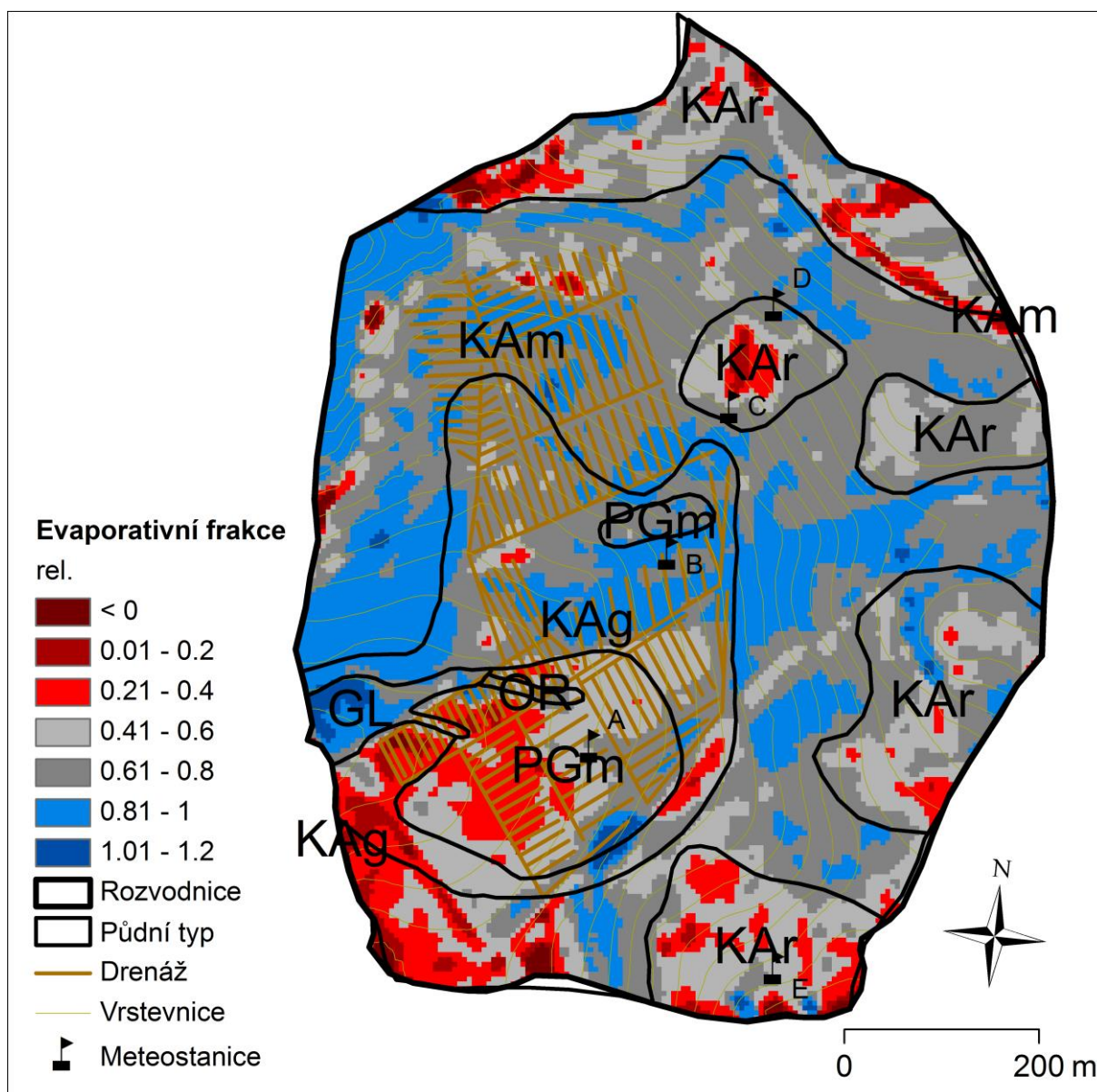
Zajímavou a poněkud paradoxní plochou je plocha pseudogleje modálního s TTP v jižní části povodí. Na této ploše by se dala předpokládat akumulace vody v půdě, případně občasné zamokření, přesto z vyhodnocení vodního stresu vyplývá, že se plocha výrazně přehřívá a projevuje se zde vodní stres porostu. Zde uvažujeme o třech příčinách tohoto stavu. V prvním případě se pravděpodobně projevuje přítomnost jílových složek, které jsou nepropustné pro kapilární vodu vztlínající do svrchních vrstev půdy, které vysychají. Druhou příčinou je zřetelné ukládání hrubého detritu na půdním povrchu, který se projevuje jako tepelný izolant, jehož povrch se při přímém slunečním záření výrazně zahřívá. Třetí příčinou může být nízká

transpirační schopnost porostu, který je zastoupen málo produktivním společenstvem nízkých ostřic a tedy druhy s malou transpirační schopností. Pravděpodobně se zde bude jednat o kombinaci všech tří uvedených faktorů.

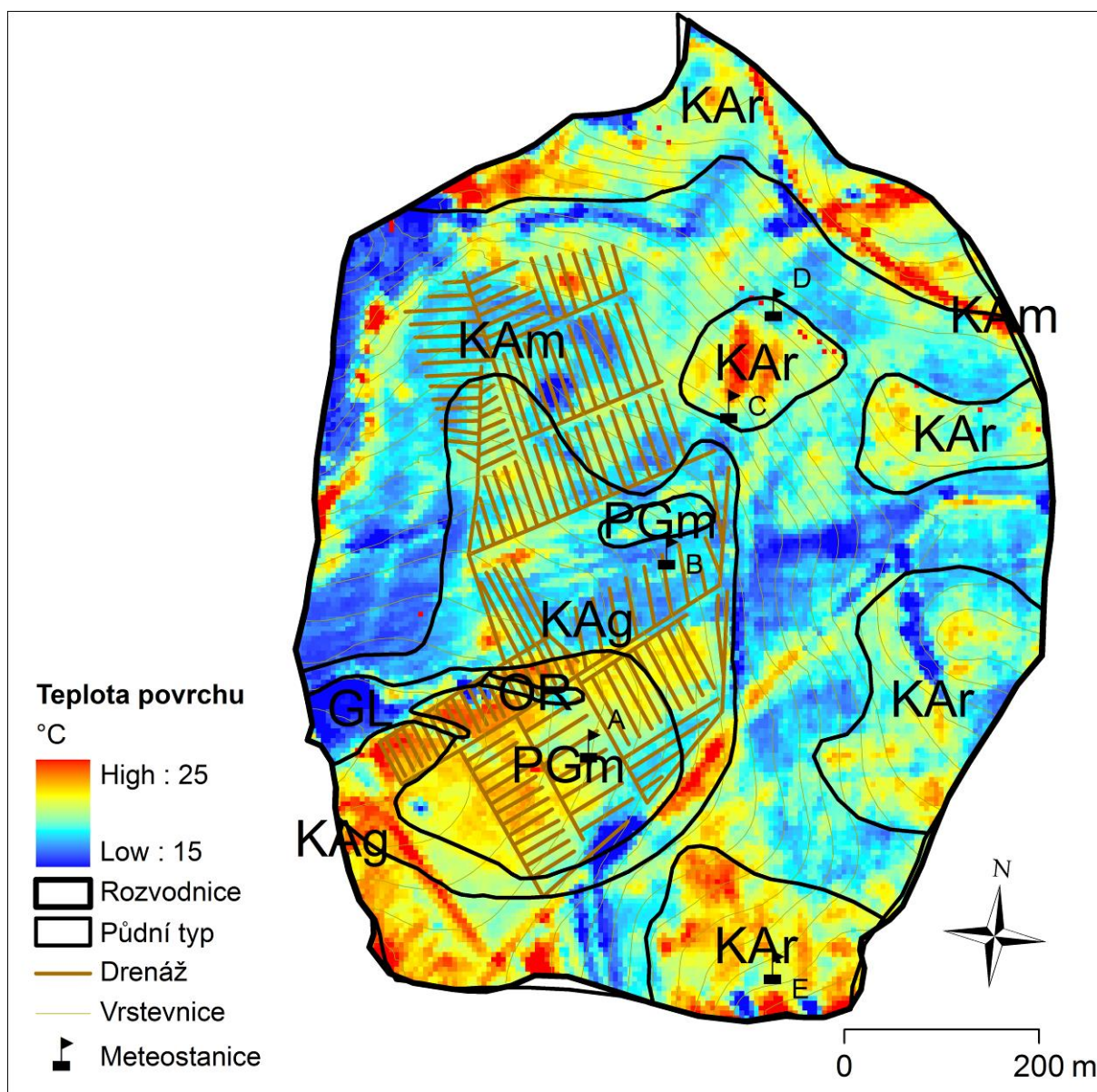
Plocha s výskytem organozemě fibrické (OR) je představovaná půdou hlubokou v povrchovém horizontu (0-20 cm) se středně těžkou (hlinitou) půdou. V dalším půdním horizontu (rašelinném) se půdní druh nerozlišuje. V hlubším půdním horizontu (> 45 cm) je výrazně vlhká. Plocha vykazuje, oproti předchozí ploše, vlastnosti podobné spíše plochám s kambizemí oglejenou, případně ploše s glejem modálním.



Obr. 11. Prostorová distribuce vodního stresu porostů v zájmovém území vyjádřená pomocí CWSI v porovnání s výskytem půdních typů v povodí. Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. GL – glej modální (HPJ67), KAg – kambizem oglejená (HPJ50), KAm – kambizem modální (HPJ29), KAr – kambizem arenická (HPJ32 či37), PGm – pseudoglej modální (HPJ50), OR – organozem fibrická (HPJ69).



Obr. 12. Prostorová distribuce využití dostupné energie na výpar (evaporativní frakce) v porovnání s výskytem půdních typů v povodí. Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. GL – glej modální (HPJ67), KAg – kambizem oglejená (HPJ50), KAm – kambizem modální (HPJ29), KAr – kambizem arenická (HPJ32 či37), PGm – pseudoglej modální (HPJ50), OR – organozem fibrická (HPJ69).



Obr. 13. Prostorová distribuce povrchové teploty v porovnání s výskytem půdních typů v povodí Dehtáře, letecké snímkování 25. 5. 2011, 9:30 SEČ. GL – glej modální (HPJ67), KAg – kambizem oglejená (HPJ50), KAm – kambizem modální (HPJ29), KAr – kambizem arenická (HPJ32 či37), PGm – pseudoglej modální (HPJ50), OR – organozem fibrická (HPJ69).

3.2.2. Statistické vyhodnocení porovnání výsledků leteckého snímkování povodí Dehtáře, mapy zranitelnosti půd a mapy půdních typů

Pro statistické hodnocení rozdílů mezi kategoriemi zranitelnosti a rozdílů mezi půdními typy hodnocenými na základě vodního stresu porostu (CWSI), množství spotřebované energie na výpar (EF) a teploty povrchu byla využita pouze plocha orné půdy vzhledem ke komplikovanému projevu vodního stresu TTP v zájmovém území. Navíc samotná existence

TTP zaručuje naplnění koncepce infiltračních oblastí omezit vyplavení živin a polutantů z propustných půd. Z analýzy byly zároveň vyloučeny plochy mezí, lesní a zpevněné plochy. Statistické hodnocení rozdílů mezi kategoriemi zranitelnosti a mezi půdními typy na základě použitých veličin potvrdilo výsledky vizuální interpretace dat.

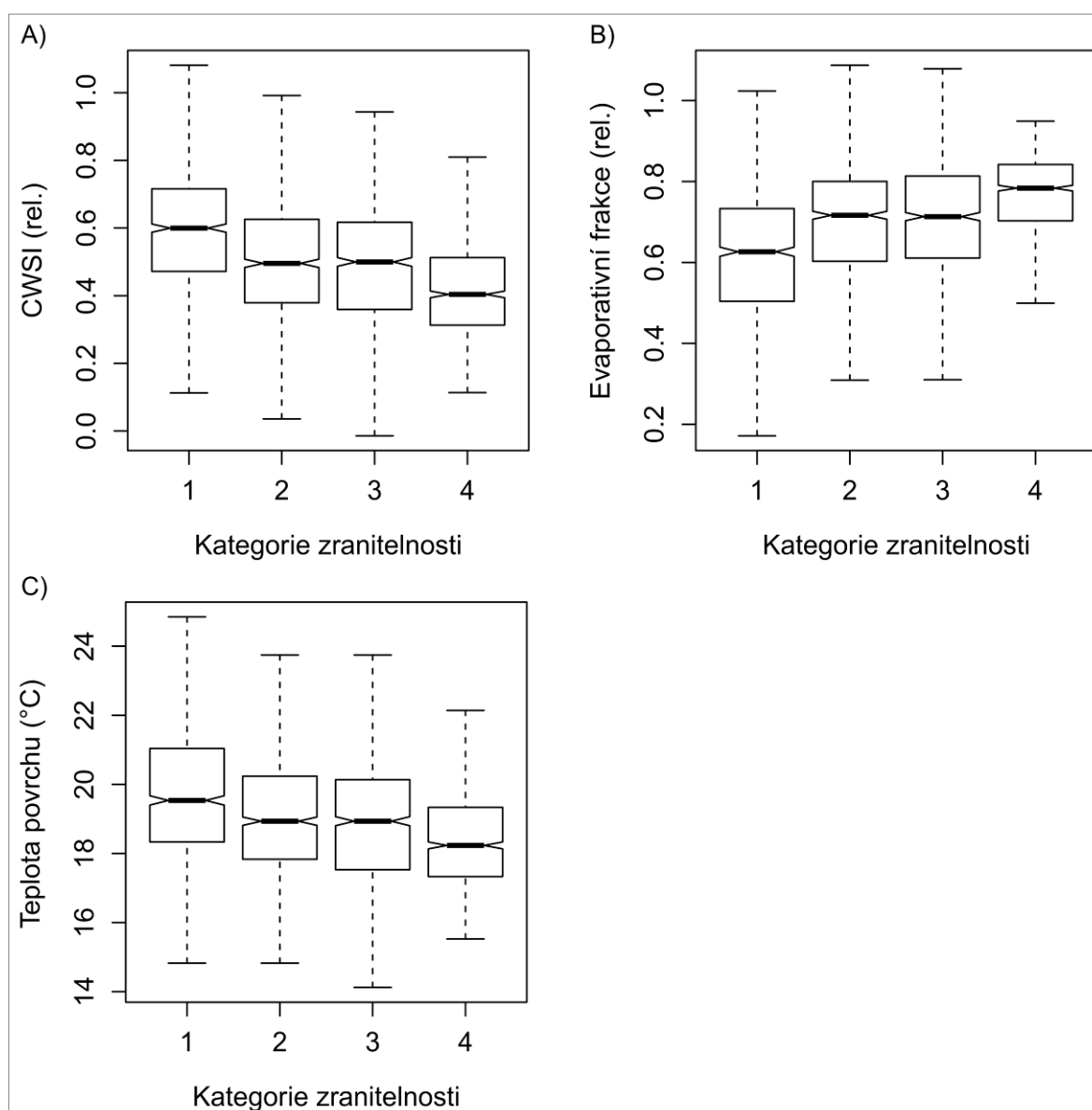
Ze statistického porovnání vypočtených veličin a kategorií zranitelnosti půd pomocí analýzy variance vyplývá, že mezi kategoriemi existují signifikantní rozdíly, hodnoty veličin pak odpovídají předpokladu rozdělení hodnot pro jednotlivé kategorie zranitelnosti. Jak vyplývá z přehledu základních statistik pro výběrové soubory dat sledovaných veličin pro ornou půdu v povodí Dehtáře (obr.14 A-C), nejvyšší průměrné hodnoty CWSI a teploty povrchu a nejnižší hodnoty EF byly zjištěny v rámci kategorie 1, která odpovídá plochám s největší infiltrací, naopak nejnižší průměrné hodnoty CWSI a teploty povrchu a nejvyšší hodnoty evaporativní frakce byly zjištěny pro kategorii zranitelnosti 4, která odpovídá akumulacím oblastem. Zde se potvrzuje předpoklad, že vodní stres porostu souvisí s infiltrační schopností půd. Poněkud komplikovanější situace je pro kategorie zranitelnosti 2 a 3, které by měly tvořit mezičlánek mezi infiltračními a akumulacními oblastmi. Z grafického přehledu dat je zřejmé, že se obě kategorie chovají podobně, což může být důsledkem výskytu vodního stresu, respektive infiltračních a akumulacních oblastí menšího rozsahu, které mapy zranitelnosti nezachycují, jak je patrné z pedologické mapy. Ze statistického hodnocení vyplývá, že mezi kategoriemi zranitelnosti existují statisticky průkazné rozdíly pro všechny testované veličiny. Výsledky jednocestné analýzy variance shrnuje tabulka 4. Porovnání kategorií pro jednotlivé veličiny pomocí post-hoc Tukey HSD testu shrnuje tabulka 5.

Tabulka 4. Shrnutí výsledků analýzy variance kategorií zranitelnosti půd na základě výběrových souborů veličin CWSI, evaporativní frakce a teploty povrchu porostu.

CWSI (rel.)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Kat. zranitelnosti	3	15,819	5,2732	170,46	< 0,001
Residuály	3996	123,613	0,0309		
Evaporativní frakce (rel.)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Kat. zranitelnosti	3	14,255	4,7516	172,49	< 0,001
Residuály	3996	110,08	0,0275		
Teplota povrchu (°C)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Kat. zranitelnosti	3	891,2	297,069	71,49	< 0,001
Residuály	3996	16604,8	4,155		

Tabulka 5. Přehled signifikantních rozdílů mezi kategoriemi zranitelnosti půd pro testované veličiny CWSI, evaporační frakce a teploty povrchu porostu. Post-hoc Tukey HSD test. *** $p < 0,001$; ** $p < 0,01$; * $p < 0,05$.

Kat. zranitelnosti	CWSI (rel.)			Evaporační frakce (rel.)			Teplota povrchu (°C)		
	2	3	4	2	3	4	2	3	4
1	***	***	***	***	***	***	***	***	***
2		*	***		*	***		**	***
3			***			***			***



Obr. 14. Přehled dat testovaných veličin pro jednotlivé kategorie zranitelnosti půd. A) Crop Water Stress Index (CWSI), B) Evaporační frakce, C) Teplota povrchu porostu. Kategorie zranitelnosti 1 odpovídá výskytu infiltračních oblastí, kategorie 4 odpovídá výskytu akumulčních oblastí.

Z grafů je patrné, že mezi sledovanými kategoriemi existují významné rozdíly a rozdělení dat odpovídá předpokladu vysokých hodnot CWSI a teploty povrchu a nízkých hodnot EF v infiltračních oblastech.

Statistický přehled ukazuje, že všechny použité přístupy mají vypovídací hodnotu z hlediska identifikace rozdílu mezi kategoriemi zranitelnosti půd, nicméně vhodnost použití proměnných se liší. Pro hodnocení indikační schopnosti dané proměnné bylo použito Akaikeho informační kritérium (AIC), z jehož výsledku vyplývá, že nejlepší výsledek vykazala EF, nejhorsí povrchová teplota. Hodnoty AIC jsou pro EF a CWSI srovnatelné.

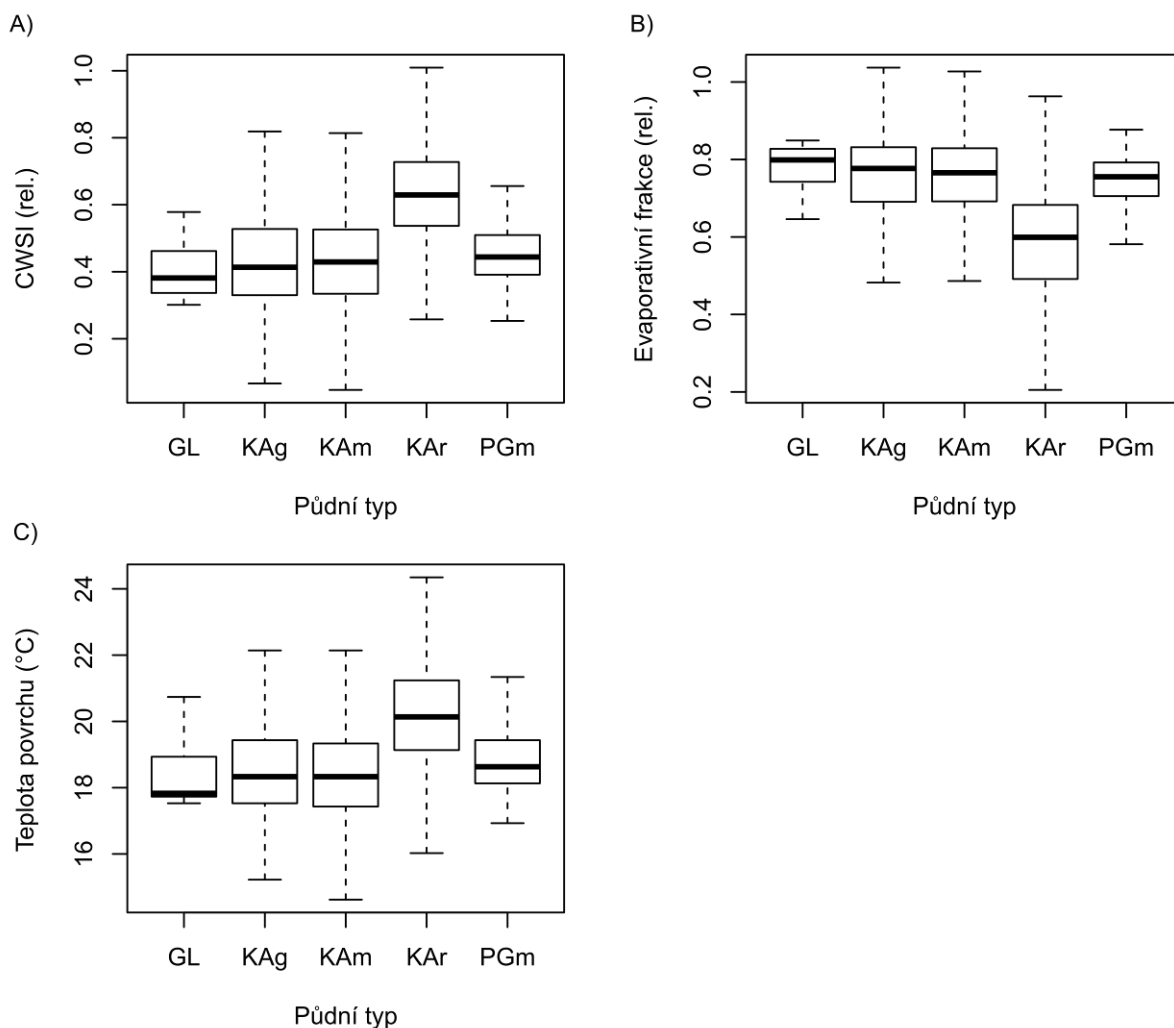
Důležitou vlastností, která ovlivňuje výsledky hodnocení vodního stresu vegetace, je množství vegetace na sledované ploše. Pro odfiltrování vlivu množství vegetačního krytu v zájmovém území byla použita analýza kovariance, kde byl použit index NDVI jako kovariáta. Výsledky statistické analýzy ukázaly (tab. 6), že v případě všech testovaných proměnných (EF, CWSI, teplota povrchu) byl vliv indexu NDVI, tedy množství vegetačního krytu, statisticky průkazný. Mezi kategoriemi byly ve všech případech zjištěny statisticky významné rozdíly.

Tabulka 6. Shrnutí výsledků statistické analýzy rozdílu mezi kategoriemi zranitelnosti hodnocené na základě CWSI, evaporační frakce a teploty povrchu pomocí analýzy kovariance. Index NDVI byl použit jako kovariáta. Pro uvedené modely byla použita treatment parametrizace.

CWSI (rel.)				
	Odhad	SE	t	p
Intercept	0.399633	0.021309	18.755	< 0.001
Kat. 2	-0.0845	0.007788	-10.85	< 0.001
Kat. 3	-0.10096	0.00782	-12.911	< 0.001
Kat. 4	-0.16783	0.007829	-21.436	< 0.001
NDVI	0.244271	0.025859	9.446	< 0.001
Evaporativní frakce (rel.)				
	Odhad	SE	t	p
Intercept	0.746242	0.02018	36.979	< 0.001
Kat. 2	0.085207	0.007375	11.553	< 0.001
Kat. 3	0.102316	0.007406	13.816	< 0.001
Kat. 4	0.159868	0.007415	21.561	< 0.001
NDVI	-0.19022	0.024489	-7.767	< 0.001
Teplota povrchu (°C)				
	Odhad	SE	t	p
Intercept	20.82116	0.24903	83.61	< 0.001
Kat. 2	-0.50729	0.09102	-5.574	< 0.001
Kat. 3	-0.85916	0.09139	-9.401	< 0.001
Kat. 4	-1.34218	0.0915	-14.669	< 0.001
NDVI	-1.41742	0.3022	-4.69	< 0.001

Vedle rozdílů mezi kategoriemi zranitelnosti půd byly též statisticky hodnoceny rozdíly mezi půdními typy zmapovanými ve sledovaném území. Pro statistické hodnocení byla využita pouze plocha orné půdy. V rámci sledovaného území povodí Dehtáře bylo zmapováno šest půdních typů: GL – glej modální (HPJ67), KAg – kambizem oglejená (HPJ50), KAm – kambizem modální (HPJ29), KAr – kambizem arenická (HPJ32 či 37), PGm – pseudoglej modální (HPJ50), OR – organozem fibrická (HPJ69). Podle schopnosti infiltrace by bylo možné mapované půdní typy seřadit následovně (od největší schopnosti infiltrace): KAr → KAm → KAg → PGm → GL → OR. Jednotky OR a GL nejsou dále použity ve statistickém hodnocení vzhledem k malému plošnému zastoupení v posuzované části zájmového území, tedy na orné půdě. Jednotka OR není na orné půdě zastoupena a není tedy použita ani v grafickém přehledu dat.

Z grafického přehledu dat pro CWSI, EF a teplotu povrchu (obr. 15) vyplývá, že se jednotlivé kategorie půdních typů do značné míry liší. V souladu s předpokladem největší infiltrace na plochách s kambizemí arenickou jsou hodnoty testovaných veličin odlišné od ostatních, největší průměrné hodnoty v případě CWSI a teploty povrchu a nejmenší v případě EF. Kambizem arenická se tedy jeví jako nejsušší, s nejvýraznějším projevem vodního stresu porostu. Na opačné straně škály jsou půdy s předpokládanou nízkou infiltrační schopností, tedy půdy glejové a oglejené. Kambizem modální se z hlediska statistik blíží vlastnostem kambizemě oglejené (většinou systematicky odvozněné).



Obr. 15. Přehled základních statistik CWSI (A), evaporativní frakce (B) a teploty povrchu (C) podle kategorizace půdních typů pro ornou půdu v povodí Dehtáře. GL – glej modální, KAg – kambizem oglejená, KAm – kambizem modální, KAr – kambizem arenická, PGm – pseudoglej modální.

Pro statistické hodnocení byl proveden náhodný výběr dat, kdy pro každou kategorii bylo vybráno 161 hodnot. Tento výběr hodnot je dán minimálním rozsahem počtu dat pro kategorie, kdy kategorie PGm obsahovala pouze 161 hodnot, a snahou zachovat vyvážený statistický model při zachování statistických parametrů původního datového souboru. Statistické hodnocení pomocí jednocestné analýzy variance ukazuje, že mezi kategoriemi existují statisticky významné rozdíly z hlediska rozdělení hodnot CWSI, EF a teploty povrchu. Přehled výsledků Tukey HSD testu dokládá odlišnost kambizemě arenické lišící se od ostatních půdních typů, jistý rozdíl lze sledovat i mezi pseudoglejem modálním a kambizemí modální. Přehled výsledků analýzy variance shrnuje tabulka 7 a výsledky porovnání tabulka 8.

Tabulka 7. Shrnutí výsledků analýzy variance kategorií půdních typů na základě výběrových souborů veličin CWSI, evaporativní frakce a teploty povrchu porostu.

CWSI (rel.)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Půdní typ	3	6.1921	2.06402	111.44	< 0.001
Residuály	579	10.7243	0.01852		
Evaporativní frakce (rel.)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Půdní typ	3	5.3225	1.77418	90.684	< 0.001
Residuály	579	11.3277	0.01956		
Teplota povrchu (°C)					
	d.f.	SS	MS	F	p
Půdní typ	3	555.02	185.005	53.963	< 0.001
Residuály	579	1985.02	3.428		

Tabulka 8. Přehled signifikantních rozdílů mezi kategoriemi půdních typů pro testované veličiny CWSI, evaporativní frakce a teploty povrchu porostu. Post-hoc Tukey HSD test. *** $p < 0,001$; ** $p < 0,01$; * $p < 0,05$; . $p < 0.1$.

P. typ	CWSI			EF			Ts		
	KAm	KAr	PGm	KAm	KAr	PGm	KAm	KAr	PGm
KAg	-	***	-	-	***	-	-	***	-
KAm		***	.		***	-		***	.
KAr			***			***			***

Pro hodnocení vhodnosti použité veličiny byl proveden test použitých modelů pomocí Akaikeho informačního kritéria. Z výsledků vyplývá, že nejvhodnější veličinou byl v tomto případě index CWSI (AIC = -665). Srovnatelný výsledek poskytla evaporativní frakce (AIC = -633) a nejméně vhodný výsledek poskytla teplota povrchu (AIC = 2379).

3.2.3. Shrnutí výsledků lokalizace infiltračních oblastí pomocí dálkového průzkumu Země, konfrontace s mapou zranitelnosti půdy a mapou půdních typů

Uvedené metody zjišťování vodního stresu vegetačního pokryvu pomocí dálkového průzkumu Země mohou být s úspěchem použity pro identifikaci propustných půd infiltračních oblastí, zejména v rámci orné půdy s rozvinutým vegetačním krytem, kde je z důvodu ochrany kvality podzemní vody předpokládáno zavedení cíleného zemědělského managementu. Podmínkou správného výběru termínu leteckého snímkování je dostatečně vyvinutý vodní stres vegetace po dlouhém bezsrážkovém období a bezoblačné počasí. Různé typy vegetačního pokryvu je nutné hodnotit zvlášť, neboť mohou existovat i jiné příčiny projevu atributů vodního stresu vegetace než je vysoká půdní propustnost. Například na trvalých travních porostech sledovaného povodí, kde se výrazně ukládal hrubý detrit

(odumřelý organický materiál) na povrchu půdy, došlo k přehřívání povrchu a tedy k identifikaci vodního stresu. Problematické mohou být též jílové vrstvy, nepropustné pro vztlínající kapilární vodu. Zde však určení infiltračních oblastí ztrácí na významu vzhledem k tomu, že obhospodařované TTP samy o sobě představují záruku z hlediska pozitivního vlivu na jakost vody.

Naopak na půdách s nízkou propustností (oglejené, glejové) k rozvoji výrazného vodního stresu nedošlo (s výjimkou zmíněných TTP). Také lokální terénní deprese a dráhy soustředěného (podpovrchového) odtoku (nositel vyplavených nitrátů z infiltračních i z transportních oblastí povodí) neprokázaly vodní stres porostu.

Podrobný pedologický průzkum (stanovení půdních typů) podpořil výsledky DPZ, ale využití map zranitelnosti půd pro stanovení infiltračních oblastí je limitováno přesností vymezení BPEJ.

III. Srovnání novosti postupů (dosažené nové poznatky)

Dosažené poznatky projektu prokázaly, že identifikace vodního vegetačního stresu metodami DPZ je vhodná pro účel vymezení infiltračních oblastí za předpokladu správné volby termínu leteckého snímkování. Vodní stres v infiltračních oblastech byl indikován vysokou propustností těchto lokalit, neboť zjištěné výsledky byly podpořeny podrobným pedologickým průzkumem. Míra vodního stresu vegetace byla nejlépe indikována plodinovým vodním stresovým indexem (CWSI), který je ukazatelem vodního stresu porostu a evaporační frakcí, která je relativním měřítkem využití dostupné energie na výpar. Shoda infiltračních oblastí vymezených vodním stresem vegetace se syntetickými mapami půdní zranitelnosti dle bonitovaných půdně ekologických jednotek byla limitována prostorovou přesností jejich vymezení.

IV. Popis uplatnění certifikované metodiky

Identifikace infiltračních oblastí je nezbytným předpokladem pro omezení kontaminace vod z plošných zdrojů znečištění v povodí vodárenských nádrží. V těchto oblastech je nutné zavést cílený zemědělský management, který bude redukovat vyplavování živin a pesticidů do vod. Metodika bude využita státním podnikem Povodí Vltavy a její uplatnění v praxi přispěje k vymezení rozsahu ochranných pásem vodních zdrojů, zlepšení jakosti surové vody a k snížení nákladů na výrobu pitné vody (tento požadavek formulován v rámci ČSN 757214

Surová voda pro úpravu na pitnou vodu). Autoři metodiky, resp. jejich pracoviště, jsou schopni zajistit a provést uplatnění metodiky v praxi.

V. Ekonomické aspekty

Primární funkcí systému rozlišení půd se zvýšeným rizikem zranitelnosti podzemních vod pro jeho uživatele není tvorba zisku. Jedná se o identifikaci oblastí, kde bude vhodné aplikovat taková opatření, která budou mít příznivý vliv na vývoj kvality podzemní a následně pitné vody. Ekonomický efekt v tomto případě je jen velmi těžko vyčíslitelný. Pokud budou infiltrační oblasti cíleně identifikovány, lze opatření, která povedou ke skutečnému zlepšení jakosti vody (tj. přizpůsobení zemědělské činnosti za tímto účelem, které bude případně spojeno s finanční náhradou) aplikovat cíleně pouze v těchto oblastech a tím snížit náklady na vyplacení případných náhrad zemědělcům. Za další přínosy lze označit přínosy v oblasti životního prostředí (zlepšení jakosti podzemní a povrchové vody).

VI. Seznam použité literatury

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. (1998) Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Řím.

Aller, L.T., Bennet, J. H., Lehr, R. J., Petty, S. Hackett, G. (1985) DRASTIC: A Standard System for Evaluation Groundwater Pollution using Hydrogeologic Setting. - Publication EPA/600/2-85/081 US EPA. 622 s.

Angus D.E., Watts, P.J. (1984) Evapotranspiration - How good is the Bowen Ratio method?, *Agric. Water. Management*, 8, 133 –150.

Bárdossy, A. (1996) The use of fuzzy rules for the description of elements of the hydrological cycle. *Ecological Modelling*, 85, 59-65.

Bárdossy, A., Disse, M. (1993) Fuzzy Rule-Based Models for Infiltration. *Water Resource Res.*, 29, 373-382.

Barrett, M.E., Charbeneau R.J. (1997) A parsimonious model for simulating flow in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 196, 47-65.

Bastiaanssen, W.G. (2000) SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *Journal of Hydrology*, 229, 87-100.

Ben-Dor, E., Goldshleder, N., Braun, O., Kindel, B., Goetz, A. F. H., Bonfil, D., Margalit, N., Binaymani, Y., Karnieli, A., Agassi, M. (2004) Monitoring infiltration rates in semiarid soils

using airborne hyperspectral technology. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 2607-2615.

Bertozzi, R., Buscaroli, A., Garde, C., Sequi, P., Vianello, G. (1994) A GIS application for the evaluation of the soil's vulnerability map. In Proceedings of the Fifth European Conference and Exhibition on Geographic Information Systems, Utrecht, 1026-1031.

Bodhinayake, W., Si, B.C., Noborio, K. (2004) Determination of Hydraulic Properties in Sloping Landscapes from Tension and Double-Ring Infiltrimeters. *Vadose Zone J.*, 3, 964-970.

Bowen, I. S. (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Phys. Rev.*, 27, 779 – 787.

Brito, M.G., Costa, C., Almeida, J., Vendas, D., Verdial, P. (2006): Characterization of maximum infiltration areas using GIS tools. *Engineering Geology*, 85, 14-18.

Brutsaert W., Sticker H. (1979) An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, 15, 443-449

Brutsaert W. (1982) Evapotranspiration into the atmosphere. Theory, history and applications. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.

Cammalleri, C. (2008) Application of energy balance models for actual evapotranspiration assessment by means of airborne and satellite remote sensing data. Geophysical Research Abstracts., vol. 10, EGU 2008-A-09615, EGU General Assembly 2008.

Campbell, G. (1998) Introduction to environmental biophysics. Springer, New York.

Carlson, T.N., Ripley, D.A. (1997) On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62, 241-252.

Carter, G.A. (1991) Primary and Secondary Effects of Water Content on the Spectral Reflectance of Leaves. *American Journal of Botany*, 78, 916.

Císlerová, M. (2003) Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In Hydrologie půdy v malém povodí. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 10-110.

Clausnitzer, V., Hopmans, J.W., Starr, J.L. (1998) Parameter Uncertainty Analysis of Common Infiltration Models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 62, 1477-1487.

Cleugh, H. A., Leuning R., Mu Q., Running S. W. (2007) Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 106 285–304.

Committee on Techniques for Assessing Ground Water Vulnerability. National Research Council (USA). (1993) Ground Water Vulnerability Assessment Contamination Potential Under Conditions of Uncertainty. National Academy Press, Washington, D.C.

- Crago, R.D. (1996) Conservation and variability of the evaporative fraction during the daytime. *Journal of Hydrology*, 180, 173-194.
- Crago, R., Brutsaert, W. (1996) Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, 178, 241-255.
- Crist E.P., Cicone R.C. (1984) Application of the Tasseled Cap Concept to Simulated Thematic Mapper Data. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, 50, 343-352.
- Curran, P.J. (1989) Remote sensing of foliar chemistry. *Remote Sensing of Environment*, 30, 271-278.
- Curran, P.J., Dungan, J.L., Peterson, D.L. (2001) Estimating the foliar biochemical concentration of leaves with reflectance spectrometry Testing the Kokaly and Clark methodologies. *Remote Sensing of Environment*, 76, 349-359.
- Dash, P., Göttsche, F.-M., Olesen, F.-S., Fischer, H. (2002) Land surface temperature and emissivity estimation from passive sensor data Theory and practice-current trends. *International Journal of Remote Sensing*, 23, 2563-2594.
- Demek, J., Quitt, E., Raušer, J. Fyzickogeografické regiony ČSR (1987) Sborník ČSSZ, 82 (2), s. 89 – 99.
- Dixon, B. (2005) Applicability of neuro-fuzzy techniques in predicting ground-water vulnerability a GIS-based sensitivity analysis. *Journal of Hydrology*, 309, 17-38.
- Doležal, F., Kvítek, T. (2004) The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Phys. Chem. Earth. Parts A/B/C*. 29 (11-12) 775-785.
- Doležal, F., Štekaureová, V., Johanovský, Z., Zemánek, S. (2004) Vyhodnocení vsakovacích pokusů na heterogenních kambizemích a pseudoglejích. In *Influence of Anthropogenic Activities on Water Regime of Lowland Territory*. Michalovce.
- Drexler, J.Z., Snyder, R.L., Spano, D., Paw U, K.T. (2004) A review of models and micrometeorological methods used to estimate wetland evapotranspiration. *Hydrological Processes*, 18, 2071–2101.
- Eastman J.R. (2009), *IDRISI Tajga Guide to GIS and Image Processing*, Clarc Labs, Clarc University, Worchester.
- Eklundh, L. (1996) AVHRR NDVI for monitoring and mapping of vegetation and drought in East African environments. PhD Thesis, University of Lund, Sweden. p 187.
- Erhler, W.L. (1973) Cotton leaf temperatures as related to soil water depletion and meteorological factors. *Agronomy Journal*, 65, 404-409.

- Ferrer-Julia, M., Estrela, T., Sánchez del Corral, A., García-Meléndez, E. (2002) Krigging infiltration rates for a medium scale analysis. In 5th AGILE Conference on Geographical Information Science, Palma, 1-3.
- Fučík, P., Kvítek, T., Lexa, M., Novák, P., Bílková, A. (2008) Assessing the Stream Water Quality Dynamics in Connection with Land Use in Agricultural Catchments of Different Scales. *Soil & Water Res.*, 3, 98–112.
- 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.
- Gao, Z.Q., Liu, C.S., Gao, W., Chang, N.B. (2011) A coupled remote sensing and the Surface Energy Balance with Topography Algorithm (SEBTA) to estimate actual evapotranspiration over heterogeneous terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 119-139.
- Gates, D. M. (1980) Biophysical ecology. Dover Publications, INC, Dover.
- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., Duchemin, B. (2007) Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and Forest Meteorology*, 143, 13-29.
- Granger, R. J. (1989) A complementary relationship approach for evaporation from nonsaturated surfaces. *Journal of Hydrology*, 111, 31-38.
- Hashimoto, H., Dungan J., White M. A., Yang F, Michaelis A., Running S. W., Nemani R. R. (2008) Satellite-based estimation of surface vapor pressure deficits using MODIS land surface temperature data. *Remote Sensing of Environment*, 112 (1), 142-155.
- Heilman J.L., Brittin C.L. (1989) Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44, 261-273.
- Huang C., Wylie B., Yang L., Homer C., Zylstra G. (2002) Derivation of a tasseled cap transformation based on Landsat 7 at-satellite reflectance. *Int. J. Remote Sens.*, 23, 1741-1748.
- Hunt Jr, E., Rock, B. (1989) Detection of changes in leaf water content using Near- and Middle-Infrared reflectances. *Remote Sensing of Environment*, 30, 43-54.
- Chebouni, A., Nouvellon, Y., Lhomme, J.-P., Watts, C., Boulet, G., Kerr, Y.H., Moran, M.S., Goodrich, D.C. (2001) Estimation of surface sensible heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, 55-65.
- Idso, S. B., Jackson, R. D., Reginato, R. J. (1977) Remote-sensing of crop yields. *Science*, 196, 19-25.

- Idso, S.B., Jackson, R.D., Pinter, P.J. Jr., Reginato, R.J., Hatfield, J.L. (1981) Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. *Agricultural Meteorology*, 24, 45 – 55.
- Inman-Bamber N.G., Mc Glinchey. M.G. (2003) Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. *Field Crops Research*, 83, 125-138.
- Inoue Y., Morinaga S., Shibayama M. (1993) Non-destructive estimation of water status of intact crop leaves based on spectral reflectance measurements. *Jap. J. Crop Sci.*, 62, 462-469.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J., Pinter, P. J. Jr. (1981) Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resource Research*, 17, 1133-1138.
- Jago, R.A., Cutler, M.E.J., Curran, P.J. (1999) Estimating canopy chlorophyll concentration from field and airborne spectra. *Remote Sensing of Environment*, 68, 217-224.
- Jain, A., Kumar, A. (2006) An evaluation of artificial neural network technique for the determination of infiltration model parameters. *Applied Soft Computing*, 6, 272-282.
- Janglová, R., Kvítek, T. Novák, P. (2003) Kategorizace infiltrační kapacity půd na základě geoinformatického zpracování dat půdních průzkumů. *Soil and Water*, 2, 61-81.
- Jarvis, P.G. (1976) The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philosophical Transactions of the Royal Society B Biological Sciences*, 273, 593-610.
- Jarvis, P., Mcnaughton, K. (1986) Stomatal Control of Transpiration Scaling Up from Leaf to Region. *Advances in Ecological Research*, 15, 1-49.
- Jin, S., Sader, S. (2005) Comparison of time series tasseled cap wetness and the normalized difference moisture index in detecting forest disturbances. *Remote Sensing of Environment*, 94, 364-372.
- Jones, H.G. (1992) Plants and microclimate a quantitative approach to environmental plant physiology. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge.
- Jones, H.G. (1999) Use of thermography for quantitative studies of spatial and temporal variation of stomatal conductance over leaf surfaces. *Plant, Cell and Environment*, 22, 1043-1055.
- Jones, H.G., Stoll, M., Santos, T., de Sousa, M., Chaves, M.M., Grant, O.M. (2002) Use of infrared thermography for monitoring stomatal closure in the field application to grapevine. *Journal of Experimental Botany*, 53, 2249-2260.

- Jones, H.G., Serraj, R., Loveys, B.R., Xiong, L., Wheaton, A., Price, A.H. (2009) Thermal infrared imaging of crop canopies for the remote diagnosis and quantification of plant responses to water stress in the field. *Functional Plant Biology*, 36, 978.
- Koloskov, G., Mukhamejanov, K., Tanton, T.W. (2007) Monin–Obukhov length as a cornerstone of the SEBAL calculations of evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 335, 170-179.
- Kpemlie, E., Courault, D., Buis, S., Klipso, A., Bsaibes, A. (2008) Assimilation of remote sensing data into a coupled land surface-boundary layer model for mapping evapotranspiration and microclimate. Geophysical Research Abstracts., vol. 10, EGU 2008-A-04598, EGU General Assembly 2008
- Kutílek, M. (1978) Vodohospodářská pedologie. Státní nakladatelství technické literatury, 295 s.
- Kvítek, T., Bílková, A., Duffková, R., Fučík, P., Lexa, M., Novák, P., Voldřichová, J. (2004) Zásady managementu využívání zón diferencované ochrany trvalými travními porosty v povodí vodárenských nádrží. Praha, VÚMOP Praha, 59 s.
- Kwicklis, E., Witkowski, M., Birdsell, K., Newman, B., Walther, D. (2005) Development of an Infiltration Map for the Los Alamos Area, New Mexico. *Vadose Zone J.*, 4, 672-693.
- Lassabatere, L., Angulo-Jaramillo, R., Soria Ugalde, J.M., Cuenca, R., Braud, I., Haverkamp, R. (2006) Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments-BEST. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 70, 521-532.
- Leinonen, I., Grant, O.M., Tagliavia, C.P.P., Chaves, M.M., Jones, H.G. (2006) Estimating stomatal conductance with thermal imagery. *Plant, Cell and Environment*, 29, 1508-1518.
- Lexa, M. (2006) Vyhodnocení koncentrací dusičnanů v drobných tocích povodí Želivky a analýza povodí těchto toků. Doktorská práce. Přírodovědecká fakulta UK. 175 s.
- Lhomme, J. P., Elguero, E. (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.
- Lhomme, J.P., Guilioni, L. (2006) Comments on some articles about the complementary relationship. *Journal of Hydrology*, 323, 1-3.
- Lhomme, J.P., Chehbouni, A., Monteny, B. (2000) Sensible Heat Flux-Radiometric Surface Temperature Relationship Over Sparse Vegetation Parameterizing B-1. *Boundary-Layer Meteorology*, 97, 431-457.
- Liang, S. (2001) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213-238.

- Liang, S., Shuey, C.J., Russ, A.L., Fang, H., Chen, M., Walthall, C.L., Daughtry, C.S., Hunt, R. (2003) Narrowband to broadband conversions of land surface albedo II. Validation. *Remote Sensing of Environment*, 84, 25-41.
- Lichner, L. (1994) Problematika merania nasýtenej hydraulickej vodivosti v podě s makropórmu. *J. Hydrol. Hydromech.*, 42, 421-430.
- Lichner, L., Šír, M., Tesař, M. (2004) Testování retenční schopnosti půdy. In Aktuality šumavského výzkumu II, Správa NK a CHKO Šumava, Vimperk, 63-67.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W., Chipman, J. W. (2004) Remote sensing and image interpretation, 5th edition. John Wiley & Sons, Inc.
- Liu, S., Mao, D., Lu, L. (2006) Measurement and estimation of the aerodynamic resistance. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3, 681-705.
- Liu, S., Lu, L., Mao, D., Jia, L. (2007) Evaluating parameterizations of aerodynamic resistance to heat transfer using field measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 769-783.
- McVicar, T.R., Jupp, D.L.B. (1998) The current and potential operational uses of remote sensing to aid decisions on drought exceptional circumstances in Australia. A review. *Agricultural Systéme*, 57, 399-468.
- Möller, M., Alchanatis, V., Cohen, Y., Meron, M., Tsipris, J., Naor, A., Ostrovsky, V., Sprintsin, M., Cohen, S. (2007) Use of thermal and visible imagery for estimating crop water status of irrigated grapevine. *Journal of Experimental Botany*, 58, 827-838.
- Monteith, J.L. (1965) Evaporation and the environment. In Fogg GE (ed) *The State and Movement of Water in Living Organisms*. XIX Symposium Soc Exp Biol. New York Academic Press, pp 205-234.
- Monteith, J.L. (1990) *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold (Publishers) Limited; London, 240 s.
- Motaghian, H.R., Mohammadi, J. (2009) Predictive Infiltration Rate Mapping with Improved Soil and Terrain Predictors. *Journal of Applied Sciences*, 9, 1562-1567.
- Parlange, M.B., Katul, G.G. (1992) An Advection-Aridity Evaporation Model. *Water Resources Research*, 28, 127 – 132.
- Pauwels V.R.N., Samson R. (2006) Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. *Agricultural Water Management*, 82, 1-24.
- Penman, H. L. (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Soc. (London)*, Ser. A, 193, 120 – 145

- Peñuelas, J., Filella, I., Biel, C., Serrano, L., Save, R. (1993) The reflectance at the 950-970 nm region as an indicator of plant water status. *International Journal of Remote Sensing*, 14, 1887-1905.
- Peñuelas, J., Piñol, J., Ogaya, R., Filella, I. (1997) Estimation of plant water concentration by the reflectance Water Index WI (R900/R970). *International Journal of Remote Sensing*, 18, 2869-2875.
- Peñuelas J., Inoue Y. (1999) Reflectance indices of changes in water and pigment contents of peanut and wheat leaves. *Photosynthetica*, 36, 355-360.
- Peñuelas, J., Filella, I. (1998) Visible and near-infrared reflectance techniques for diagnosing plant physiological status. *Trends in Plant Science*, 3, 151-156.
- Perez P.J., Castellvi F., Ibanez M., Rosell J.I. (1999) Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, 97, 141-150.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972) On the assessment of surface heat flux and evapotranspiration using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81-92.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A.R., Kerr, Y.H., Sorooshian, S. (1994) A modified soil adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 48, 119-126.
- Ripley, B. D. (1987) Stochastic Simulation. Wiley.
- Rychnovská, M., E. Balátová-Tuláčková, B. Úlehlová, J. Pelikán. (1985) Ekologie lučních porostů. Academia Praha. 292 s.
- Serrano, S.E. (1997) Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. HydroScience Inc. ISBN 0-9655643-9-8. 452 p.
- Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Paolini, L. (2004) Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90, 434-440.
- Spiliotopoulos, M., Loukas, A., Vasiliades, L. (2008). Actual evapotranspiration estimation from satellite-based surface energy balance model in Thessaly, Greece. Geophysical Research Abstracts., vol. 10, EGU 2008-A-08278, EGU General Assembly 2008.
- Stephens, D.B. (1997) Estimation of Infiltration and Recharge for Environmental Site Assessment. API Soil & Water Research Bulletin 1997. Available from world wide web <http://www.api.org/ehs/groundwater/upload/02_Bull.pdf>.
- Stony, W.E. (2002) Guide to land imaging satellites. The American society for photogrammetry and remote sensing. <http://www.asprs.org/news/satellites/satellites.html>
- Suleiman, A., Crago, R. (2004) Hourly and Daytime Evapotranspiration from Grassland Using Radiometric Surface Temperatures. *Agronomy Journal*, 96, 384-390.

- Sy, N.L. (2006) Modelling the infiltration process with a multi-layer perceptron artificial neural network/Modelisation du processus d'infiltration avec un reseau de neurones artificiel de type perceptron multi-couches. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 51, 3-20.
- Talaat, A.M. (2009) Assessment of Infiltration Rate Parameters for Water Management in Reclaimed Area. *Research Journal of Agriculture and Biological Sciences*, 5, 223-234.
- Tattari S., Ikonen J.-P., Sucksdorff Y. (1995) A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modelling. *Journal of Hydrology*, 170, 1-14.
- Thom, A.S. 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In Monteith J.L. (ed.) *Vegetation and the atmosphere*, vol. I. Academic Press, London. 57-110.
- Tian Q., Tong Q., Pu R., Guo X., Zhao C. (2001) Spectroscopic determination of wheat water status using 1650-1850 nm spectral absorption features. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 2329-2338.
- Todd R. W., Evett S.R., Howell T.A. (2000) The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural Forest Meteorology*, 103, 335–348.
- Tucker, C.J. (1979) Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8, 127-150.
- Turnovská, M. (1995) Vymezení infiltračních oblastí, rozlišení stupně zranitelnosti podzemních vod a dokumentace odvodněných ploch v PHO 1. a 2. stupně vodárenské nádrže Želivka. Závěrečná zpráva zakázky VÚMOP. Praha Aquatest Stavební geologie a.s., 18 s.
- USDA-NRCS (1999) Soil Taxonomy. Agricultural Handbook 436. Second Edition, 869 s.
- Van der Meer, F. (2006) The effectiveness of spectral similarity measures for the analysis of hyperspectral imagery. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8, 3-17.
- Van Genuchten, M.T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892 – 898.
- Yu, G.R., Takuji, M., Keiichi, N., Nobuhiro, M., Hisashi, K. (2000) A proposal for universal formulas for estimating leaf water status of herbaceous and woody plants based on spectral reflectance properties. *Plant and Soil*, 227, 47-58.
- Zumr, D., Císlarová, M. (2007) Monitorování preferenčního proudění na heterogenních půdách s využitím stopovačů. In *Bioclimatology and Natural Hazards*, Technická univerzita vo Zvolene, Zvolen, 228-235.

VII. Seznam publikací, které metodice předcházely

Brom, J., Pokorný, J. (2009) Temperature and humidity characteristics of two willow stands, a peaty meadow and a drained pasture and their impact on landscape functioning. *Boreal Environment Research*, 14, 389-403.

Brom, J., Procházka, J., Rejšková, A. (2009) Evaluation of functional properties of various types of vegetation cover using remotely sensed data analysis. *Soil & Water Res.*, 4 (Special Issue 2), S49-S58.

Brom, J., Rejšková, A., Procházka, J. (2010) Comparison of temperature regime of two temperate herbaceous wetlands in the course of growing season. In Vymazal J. *Water and Nutrient Management in Natural and Constructed Wetlands*. Springer Science + Business Media B. V., 221-235.

Brom, J., Čížková, H., Rejšková, A., Pechar, L., Pokorný, J. (2007) Diurnal behaviour of evaporative fraction in herbaceous wetland. In Kröpfelová, L. (ed.): 2nd SWS Europe Annual Meeting. Třeboň, May 30 – June 3, 2007. Book of abstracts. 21-23.

Brom, J., Procházka, J. (2007) Rozdíly v mikroklimatu a energetických tocích mezi mokřadem a odvodněnou pastvinou. *Aktuality Šumavského výzkumu III. Sborník příspěvků z konference*, Srní 4. – 5. 10. 2007. p. 16-19.

Brom, J., Procházka, J. (2007) Srovnání radiační bilance stanovišť na Šumavě jako parametru hodnocení zemědělského hospodaření v horských a podhorských oblastech. Závěrečná zpráva grantu IG ZF JU 13/08. Zemědělská fakulta Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích.

Brom, J., Procházka, J. (2008) Vliv využití vegetačního krytu na energetické toky a evapotranspiraci na příkladu dvou malých povodí. In Šír, M., Tesař, M., Lichner, L. (eds.): *Hydrologie malého povodí 2008*. Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v.v.i. v Praze, Praha, 31-38.

Duffková, R. (2006) Difference in canopy and air temperature as an indicator of grassland water stress. *Soil & Water Res.*, 1 (4), 127 - 138.

Duffková, R., Kučera, J. (2005) Metodika analýzy vodního stresu travního porostu. In *Mezinár. věd. sem. Evaporace a evapotranspirace*. Brno: ČBS, ČHMU, SBS, GÚ SAV, s. 57 – 63. ISBN 80-86690-24-5.

Duffková, R., Zajíček, A., Nováková, E. (2011) Actual evapotranspiration from partially tile-drained fields as influenced by soil properties, terrain and crop. *Soil & Water Res.*, 6 (3), 131-146.

- Hais, M., Brom, J., Procházka, J., Pokorný, J. (2006): Effect of water drainage on the forest microclimate; case study of two small catchments in the Šumava mountains. *Ekológia (Bratislava)*, 25 (Suppl. 3), 18-26.
- Janglová, R., Kvítek, T. Novák, P. (2003) Kategorizace infiltrační kapacity půd na základě geoinformatického zpracování dat půdních průzkumů. *Soil & Water Res.*, 2, 61-81.
- Kvítek T. a kol. (2005) *Uplatnění systému alternativního managementu ochrany půdy a vody v krajině*. Výstup řešení NAZV QC 0242 a výzkumného záměru MZE 0002704901-08. Metodika. Praha: VÚMOP Praha. 90 s. ISBN 80-239-5350-8.
- Kvítek, T., Bílková, A., Duffková, R., Fučík, P., Lexa, M., Novák, P., Voldřichová, J. (2004) *Zásady managementu využívání zón diferencované ochrany trvalými travními porosty v povodí vodárenských nádrží*. Výstup řešení výzkumného záměru MZE-M07-99-01. Metodika. Praha: VÚMOP Praha. 59 s. ISBN 80-239-3136-9.
- Kvítek, T., Fučík, P., Kaplická, M., Novák, P., Novotný, I., Žížala, D. (2008) *Identifikace kritických zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění – standardizovaný podklad pro projektování komplexních pozemkových úprav*. Výstup řešení výzkumného záměru Mze 0002704901-08. Metodika. Praha: VÚMOP Praha. 34 s. ISBN 978-80-904027-3-7.
- Pokorný, J., Brom, J., Čermák, J., Hesslerová, P., Huryňa, H., Hadyezhdina, N., Rejšková, A. (2010) Solar energy dissipation and temperature control by water and plants. *International Journal of Water*, 5(4), 311-336.
- Pokorný, J., Květ, J., Rejšková, A., Brom, J. (2010) Wetlands as energy dissipating systems. *Journal of Industrial Microbiology and Biotechnology*, 37 (12), 1299-1305.
- Pokorný, J., Rejšková, A., Brom, J. (2007) Úloha makrofyt v energetické bilanci mokřadů. *Zprávy České botanické společnosti*, 42. Materiály, 22, 47-60.
- Pokorný, J., Šíma, M., Rejšková, A., Brom, J. (2007) The role of vegetation in water cycling and energy dissipation. In. Hazell, P., Norris, D. (eds.): Proceedings of the 1st Natural Sequence Farming Workshop. 'Natural Sequence Farming: Defining the Science and the Practice', held in Bungendore, NSW, Australia on the 31st October and the 1st November, 2006.
- Procházka, J., Pechar, L., Hakrová, P., Brom, J., Pokorný, J. (2006) Holistický přístup k hodnocení krajiny a monitoring malých povodí. *Životné Prostredie*, 40 (2), 88-95.
- Vinciková, H., Hais, M., Brom, J., Procházka, J., Pecharová, E. (2010) Use of remote sensing methods in studying agricultural landscapes – a review. *Journal of Landscape Studies*, 3, 53-63.

Kontakty pracovišť autorů

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav. Tel.: 257027279 (Ing. Renata Duffková, Ph.D., duffkova.renata@vumop.cz)

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, katedra krajinného managementu, Studentská 13, 370 05 České Budějovice. Tel.: 387772741, 724772726 (Ing. Jakub Brom, Ph.D., jbrom@zf.jcu.cz)

Centrum výzkumu globální změny, v.v.i., AV ČR, Bělidla 986/4a, 603 00 Brno. Tel.: 387775653, 606636756 (Doc. Ing. Mgr. František Zemek, Ph.D., zemek.f@czechglobe.cz)

Seznam opakovaných zkratk

BPEJ- bonitované půdně-ekologické jednotky

CWSI – plodinový vodní stresový index (crop water stress index)

d – efektivní výška porostu

DPZ – dálkový průzkum Země

EF – evaporativní frakce

ET – evapotranspirace (souhrnné označení pro evaporaci – výpar z půdy a transpiraci – výpar z porostů)

ETa – aktuální (skutečná) evapotranspirace

ETrel – relativní evapotranspirace (ETa/PET)

EZ – elektromagnetické záření

G – tok tepla z/do půdy

GIS – geografický informační systém

H - turbulentní tok tepla

HPJ – hlavní půdní jednotka

HPV – hladina podzemní vody

HS - hyperspektrální

Ks – koeficient vodního stresu

L – skupenské teplo výparné

L – Monin-Obuchovova délka

LE – tok latentního tepla výparu

MKVK – maximální kapilární vodní kapacita

MS - multispektrální

NDVI – normalizovaný rozdílový vegetační index (normalized difference vegetation index)

PET – potenciální evapotranspirace (ET za předpokladu stálého dostatku půdní vody a optimálních podmínek pro vývoj rostlin)

r_a – aerodynamický odpor porostu

r_c – odpor porostu pro přenos vodní páry

R_n – čistá radiace

SWP – půdní vodní potenciál (soil water potential), je vyjádřen jako sací tlak

T_a – teplota vzduchu

T_c – teplota vegetačního povrchu

TTP – trvalý travní porost

u – rychlost větru

z_{0h} - koeficient dynamické drsnosti pro tok tepla a páry

z_{0m} - koeficient dynamické drsnosti pro tok hybnosti

β – Bowenův poměr

γ – psychrometrická konstanta

Δ - směrnice křivky nasyceného tlaku vodní páry při dané teplotě

Θ – půdní objemová vlhkost

Θ_p – využitelná vodní kapacita

Θ_{PK} – polní vodní kapacita

Θ_{SD} – bod snížené dostupnosti

Θ_v – bod vadnutí