

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Ústav pro životní prostředí

Ekologie a ochrana prostředí

Ochrana životního prostředí



ROLE EVAPOTRANSPIRACE
V HYDROLOGICKÉ BILANCI
MALÉHO POVODÍ

(bakalářská práce)

MICHAL ŠEREŠ

PRAHA 2011

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Kliment CSc.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto práci nazvanou „Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí“ vypracoval pouze na základě vlastních zjištění a s pomocí materiálů uvedených v seznamu použité literatury a seznamu mapových podkladů.

V Praze dne 15.4.2011

Michal Šereš

Poděkování

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu bakalářské práce RNDr. Zdeňku Klimentovy za připomínky a rady v průběhu zpracování práce a poskytnutí některých potřebných zdrojových materiálů. Dále bych rád poděkoval Mgr. Vaškovi Královcovi za poskytnutí map a jiných podkladů z vlastního výzkumu.

Abstrakt

Bakalářská práce s názvem „Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí“ využívá naměřená data z experimentální základny Zbytiny v pramenné oblasti Blanice na Šumavě. Jejím cílem je najít vhodné způsoby výpočtu a zpřesnění podílu evapotranspirace pro stanovení hydrologické bilance malých povodí s rozdílným využitím krajinného pokryvu.

Abstract

This bachelor thesis called „Role of evaporation in the hydrological balance of small catchment“ uses the measured data from an experimental drainage basins Zbytiny in the source area of Blanice in Šumava mountains. Its aim is to find appropriate ways of calculating a more accurate determination of the proportion of evapotranspiration for water balance of small watersheds with different land use cover.

Obsah

1. Úvod a cíle.....	6
2. Charakteristika výzkumných povodí.....	7
2.1. Základní údaje.....	7
2.2. Přístrojové vybavení.....	9
2.3. Geologické poměry.....	9
2.4. Geomorfologické poměry.....	10
2.5. Půdní poměry.....	11
2.6. Vegetace.....	12
2.7. Změny ve využití krajiny.....	12
2.8. Klimatické poměry.....	13
2.9. Biogeografie.....	15
2.10. Odtokové poměry.....	16
3. Evapotranspirace.....	17
3.1. Co je evapotranspirace.....	17
3.2. Prvky evapotranspirace.....	18
3.2.1. Evaporace.....	18
3.2.2. Transpirace.....	19
3.3. Faktory ovlivňující evapotranspiraci.....	19
3.4. Vývoj evapotranspirace v čase.....	22
3.5. Typy evapotranspirace.....	24
3.5.1. Aktuální evapotranspirace.....	24
3.5.2. Potenciální evapotranspirace.....	25
3.5.3. Referenční evapotranspirace.....	25
4. Určení evapotranspirace.....	27
4.1. Přímé měření.....	27
4.2. Výpočetní stanovení.....	29
4.3. Hydrologické modely.....	41
5. Diskuse.....	43
6. Závěr.....	45
7. Použitá literatura.....	46
8. Přílohy.....	51

1. Úvod a cíle

Práce navazuje na výzkum prováděný od jara 2006 v pramenné oblasti šumavské Blanice katedrou fyzické geografie a geoekologie PřF UK na experimentálních párových povodích Zbytiny. Výzkum je zaměřen na zhodnocení vlivu rozdílného využití území a krajinného pokryvu na odtokový režim. Cílem této práce je zjištění vlivu evapotranspirace na hydrologickou bilanci malých povodí. Evapotranspirace jako nedílná součást hydrologického režimu povodí si zajisté zaslouží velikou pozornost, pakliže chceme, aby byly údaje o bilanci vody co nejpřesnější. Jde o děj v přírodě velmi důležitý, s velikým vlivem na distribuci vody v krajině, ale bohužel jde zároveň o děj nsnáze zjistitelný. Po celém světě vznikly a stále vznikají spousty prací věnované právě zjišťování a zpřesňování výsledků měření a propočtů evapotranspirace a také po celé republice probíhá neustále výzkum, který vede k podpoře poznatků nejen v hydrologii, ale také zemědělství a lesnictví, vodním hospodářství nebo ochraně životního prostředí. Tímto tématem se zabývá mnoho vodohospodářských institucí stejně jako i škol se zemědělským či lesnickým zaměřením. Je nezbytné, aby i hydrologie malých povodí brala evapotranspiraci jako neodmyslitelnou součást vodní bilance a ve zveřejňování výsledků prací se nespokojovala pouze s předpoklady a dohady jejích hodnot.

V první části práce je uveden podrobný popis experimentálních párových povodí Zbytiny a to včetně meteorologických a odtokových charakteristik. Pro čtenářovu pohodlnější orientaci v kapitole jsou některé doplňující tabulky či obrázky uvedeny přímo v textu. Zbylé grafy, tabulky a obrázky na něž je v textu odkázáno jsou umístěny v kapitole 8. Přílohy.

Následující stránky by měly zodpovědět základní otázky týkající se samotného principu funkce evapotranspirace, jejích komponent a jejího vlivu na hydrologickou bilanci povodí a životního prostředí jako takového. Jako proces spojující poznatky nejen z hydrologie, ale také meteorologie a klimatologie, fyziologie rostlin nebo pedologie by měl být také takto vnímán a zkoumán a na následujících stránkách také uspokojivě zodpovězen.

Metod určování evapotranspirace vzniklo po celém světě mnoho, proto budou uvedeny způsoby měření a výpočtů nejčastěji užívané a také metody, které se na území našeho státu, potažmo na území celého bývalého Československa užívaly a v odborných pracích objevovaly nejčastěji.

Získané poznatky z literární rešerše a znalost dostupných meteorologických dat by měly posloužit k předložení návrhu výpočtu evapotranspirace daných experimentálních povodí, případně navržení konkrétní metody jak tento činitel přesně spočítat a zanést ho do výsledků probíhajícího výzkumu vodního režimu území experimentálních povodí Zbytiny potažmo území jiných malých povodí.

Samotný výpočet evapotranspirace experimentálních povodí nebo použití modelu pro výpočet tohoto činitele bude předmětem navazující diplomové práce, pro níž má být tato práce základním podkladem ve směru zpracování literární rešerše dané problematiky.

2. Charakteristika výzkumných povodí

2.1 Základní údaje

Podrobným popisem zájmového území se zabýval Malý (2009) ve své diplomové práci. Z této práce je čerpána značná část informací.

Obě výzkumná povodí jsou si z hlediska fyzickogeografických, morfometrických a hydrografických poměrů velmi podobná (Kliment, 2011). Území povodí se nalézá v pramenné oblasti šumavské Blanice v jižních Čechách nedaleko obce Zbytiny v bývalém okrese Prachatice. Podle geomorfologického členění jde o součást celku Šumava a podcelku Želnavská hornatina. Podrobnější členění zařazuje toto území do Libinské hornatiny. Experimentální povodí se nalézají na vzájemně sousedících přítocích Blanice, Zbytinského a Tetřívčího potoka (Kliment, 2008).

První z experimentálních povodí „Zbytinský potok“ je tokem VI. řádu a jde o levostranný přítok Zbytinského potoka, jež je pravostranným přítokem Blanice, kam se vlévá nedaleko obce Zbytiny. Má vějířovitý tvar ($\alpha = 0,42$) a jeho celková plocha je $1,555660 \text{ km}^2$. Z důvodu umístění hladinoměru asi dvacet metrů před zaústěním do Zbytinského potoka je rozloha zájmového území o něco menší ($1,551354 \text{ km}^2$). Nejvyšší bod povodí leží ve výšce 906 m n.m. a střední nadmořská výška povodí je 811 m n.m. Tok pramení asi 850 m n.m. a jeho vyústění leží v nadmořské výšce 785 metrů.

Experimentální povodí „Tetřívčí potok“ jež se „Zbytinským“ přímo sousedí je opět tokem VI. řádu a jde o pravostranný přítok Tetřívčího potoka, jež pramení na svahu vrcholu Skaliny (958 m n.m.) a je taktéž pravostranným přítokem Blanice. Povodí má rovněž vějířovitý tvar

($\alpha = 0,42$). Celková plocha povodí je 1,622045 km² přičemž vymezené zájmové území k měrnému přelivu má rozlohu 1,617414 km². Nejvyšší bod leží ve výšce 946 m n.m. a střední nadmořská výška povodí je 851 m n.m.. Tok pramení 902 m n.m. a jeho vyústění leží v nadmořské výšce 785 metrů.

Další charakteristiky obou povodí jsou uvedeny v Tabulce č. 1. Na Obrázku č. 1 je na ortofotomapě zobrazená poloha obou výzkumných povodí s umístěním měřicích stanic.

Tabulka č. 1: Základní hydrografické charakteristiky výzkumných povodí (Malý, 2009)

Název toku	Zbytinský potok	Tetřívčí potok
Plocha povodí (km ²)	1,551354	1,617414
Maximální výška (m n.m.)	906	946
Minimální výška (m n.m.)	785	824
Střední nadmořská výška (m n.m.)	811	851
Převýšení (m)	121	122
Gravelliův koeficient	1,153	1,187
Délka rozvodnice (m)	5090	5352
Koeficient protáhlosti povodí	0,727	0,731
Délka povodí (m)	1926	1962
Charakteristika povodí α	0,419	0,420
Tvar povodí	vějířovitý	vějířovitý
Délka údolnice (m)	1933	2158
Délka občasných vodotečí (m)	2675	7095
Délka všech toků a vodotečí (m)	4608	9252
Přímková délka toku (m)	1520	1713
Maximální výška toku (m n.m.)	860	902
Minimální výška toku (m n.m.)	785	824
Převýšení toku (m)	75	78
Sklon povodí (%)	9,71	9,59
Koeficient reliéfu	0,0628	0,0622
Hustota říční sítě (km/km ²)	1,25	1,33
Hustota celé říční sítě(km/km ²)	2,97	5,72
Stupeň vývoje toku	1,27	1,26
Řádovost toku absolutní	VI	VI
Řádovost toku relativní podle Srtahlera	1	1

2.2 Přístrojové vybavení

Měření vodního stavu zajišťují automatické hladinoměry od firmy Fiedler-Mágr skládající se z registrační a řídicí jednotky, ultrazvukového snímače a GSM modulu pro přenos dat sítí GPRS. Data z obou závěrových profilů jsou po 24 hodin denně přístupná na internetovém portálu www.fiedler-magr.cz. Tyto přístroje zajišťují kontinuální měření v intervalu 10 minut s přesností na 1 mm. V závěrovém profilu Tetřívčího potoka je osazen měrný přeliv typu Thomson-Poncelet a v závěrovém profilu potoka Zbytinského bylo v dubnu 2008 dodatečně instalováno tlakové čidlo zprostředkovávající kontrolní měření výšky vodní hladiny.

V závěrovém profilu Zbytinského potoka v obci Zbytiny je umístěna celoročně funkční meteorologická stanice zajišťující monitoring meteorologických prvků (srážky, teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, solární radiace, rychlost a směr větru). K měření srážek jsou využity dva automatické srážkoměry se sběrnou plochou 500 cm² a s rozlišením 0,1 mm. První ze srážkoměrů je umístěn u meteorologické stanice, druhý pak v osadě Koryto poblíž severovýchodního okraje povodí Tetřívčího potoka. K výpočtu denních úhrnů, zejména v chladném půlroce, se využívají data ze srážkoměrné stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec (SPA) provozované Českým hydrometeorologickým ústavem. Celoroční provoz srážkoměru Zbytiny je zajištěn teprve od zimy 2009/2010 (Kliment, 2011).

Od roku 2010 probíhá kromě základního kontinuálního monitoringu hydrologických a meteorologických veličin také monitoring sněhových poměrů za pomoci laminátových sněhoměrných válců. Získávají se tak informace o výšce sněhové pokrývky a vodní hodnotě sněhu.

Na jaře letošního roku budou měření obohacena o data z nově instalovaných půdních vlhkoměrů a také přibudou srážkoměry, umístěné pro srovnání jak na louce, tak v lese. Měření teploty a vlhkosti vzduchu na stanici Koryto (KOR) bude dále přesunuto do standardní výšky 2 m nad zemí, což umožní přesnější porovnání hodnot teploty a vlhkosti mezi touto stanicí a stanicí Zbytiny (ZBY).

2.3 Geologické poměry

Z hlediska horninové stavby podloží se plochy obou výzkumných povodí téměř neliší. Rozdíly jsou hlavně v plošném zastoupení jednotlivých typů hornin. Podloží povodí Zbytinského potoka tvoří dvě skupiny hornin a to jednak proterozoické až paleozoické metamorfity ze 71 % celkové rozlohy povodí a kvartérní sedimenty z celkem 29 % plochy povodí. Z hornin je zde

nejvíce zastoupen granulit (61 %), jímž jsou společně s méně zastoupenými ortorulami (10 %) tvořeny vrcholové a svahové partie povodí. Samotný tok je lemován nezpevněnými písčito-hlinitými až hlinito-písčitými sedimenty (22 %). V bezprostředním okolí horního toku se vyskytují nezpevněné smíšené sedimenty (2 %) a na dolním toku pak nivní sedimenty (5 % plochy povodí).

Povodí Tetřívčího potoka tvoří stejné typy hornin, jejichž zastoupení je obdobné jak proporčně, tak i prostorově jako u Zbytinského potoka. Proterozoické až paleozoické metamorfity tvoří 74 % plochy povodí a kvartérní sedimenty zbylých 26 %. Nejvíce je zde zastoupen granulit (67 %), jímž jsou společně s ortorulami (6,5 %) tvořeny vrcholové a svahové partie povodí. Vlastní vodní tok lemují nezpevněné písčito-hlinité až hlinito-písčité sedimenty (19 %). V bezprostředním okolí horního toku se vyskytují nezpevněné smíšené sedimenty (3,5 %) a na dolním toku pak nivní sedimenty (4 % plochy povodí).

2.4 Geomorfologické poměry

Oblast výzkumu leží na území jediné geomorfologické jednotky. Povodí podle geomorfologického členění (Balatka, 1979 in Malý, 2009) jak už bylo zmíněno v základních údajích náleží do subprovincie Šumava, oblasti Šumavská hornatina a podcelku Želnavská hornatina. Podle podrobnějšího členění pak náleží toto území do Libínské hornatiny (Demek, 1987 in Malý, 2009). Z morfometrických charakteristik Želnavské hornatiny jmenujme tyto: rozloha podcelku 179 km², výškové rozpětí od 693 m n.m. do 1228 m n.m., střední nadmořská výška 921,1 m n.m.. V rámci podcelku Želnavské hornatiny převládá relativní výšková členitost 200 – 500 metrů a střední sklon jednotky je 7° 40'. Na základě morfometrických charakteristik zařadil Balatka (1972 in Malý 2009) Želnavskou hornatinu do orografické třídy plochá hornatina.

Údaje o sklonitostních poměrech Zbytinského a Tetřívčího potoka byly zpracovány na základě ZABAGEDu v gridu 10 metrů a jsou uvedeny v tabulce č. 2. Z údajů je možné odvodit, že ve sklonitostních poměrech jsou si obě povodí velmi podobná. Povodí Zbytinského potoka má o něco vyšší hodnoty průměrné sklonitosti (4,95°) i maximální sklonitosti (13,8°). U Tetřívčího potoka jsou hodnoty sklonitosti velmi podobné (4,0° a 12,3°). Nejvyšší rozdíl je však v relativním zastoupení ploch o sklonu 2 až 4°. U Tetřívčího potoka je těmito plochami tvořena téměř polovina povodí, na Zbytinském potoce je to méně než 1/3 povodí. Plochy nad 8° jsou zastoupeny na méně lesnatém Zbytinském potoce téměř třikrát

častěji než na povodí Tetřívčího potoka. Ačkoliv sklonitostní poměry zájmová území příliš neodlišují, lze očekávat, že vyšší sklony méně zalesněného povodí budou napomáhat k tvorbě rychlejší odtokové odezvy.

V orientaci svahů a celkové expozici se zájmová území opět velmi neliší. V obou případech převládá západní expozice. U obou povodí se ale také vyskytují svahy obrácené na jihozápad a severozápad. Jižní svahy jsou naopak výrazněji zastoupeny u Tetřívčího potoka (a to celkem z 27 % celkové plochy povodí) oproti marginálnímu zastoupení na Zbytinském potoce (2,6 %). Opačný trend nalezneme zase v zastoupení svahů severních. Ty nalezneme pouze u Zbytinského potoka. Sklonitostní poměry viz Tabulka č. 2.

2.5 Půdní poměry

V povodí Zbytinského potoka nalezneme podle půdních map 1:50 000 (Malý, 2009) tři půdní typy a to jednak dva subtypy kryptopodzolů, dva subtypy kambizemí a jeden půdní subtyp gleje (5 %). Na glej histický, nacházející se v oblasti údolní nivy, navazuje kambizem oglejená mesobazická (25 %), která dále přechází v kambizem mesobazickou (39 %). Vyšší partie jsou pokryty kryptopodzolem modálním (31 %), který doplňuje nepatrně zastoupený kryptopodzol rankerový (0,3 %).

V povodí Tetřívčího potoka se podle půdních map 1:50 000 (Malý, 2009) vyskytují tři půdní subtypy. V okolí vodního toku nalezneme glej histický (19 %), který ve dvou oblastech na horním a dolním toku přechází v kambizem oglejenou mesobazickou (19 %). Vyšší partie povodí pokrývá kryptopodzol modální (62 %). Zastoupení půdních typů viz Obrázek č. 2.

V hydrologických vlastnostech půd se obě povodí vcelku výrazně liší. Půdy se podle hydrologických vlastností dělí do čtyř základních skupin značených písmeny A až D. Půdy nesoucí označení A jsou nejméně příznivé pro vznik povrchového odtoku, půdy typu D mají k tomuto druhu odtoku naopak nejlepší předpoklady. V povodí Tetřívčího potoka se vyskytují větší plochy půdního typu D (Zbytinský potok 4,6 % a Tetřívčí potok 22,1 %). Z tohoto důvodu vykazuje lesní povodí lepší předpoklady k výraznějším odtokovým odezvám (Malý, 2009).

2.6 Vegetace

Jak již bylo zmíněno, výzkum prováděný na experimentálních párových povodích Zbytiny přináší poznatky o vlivu rozdílného krajinného pokryvu na obou povodích na odtokové vlastnosti. Z toho plyne, že ve vegetačních poměrech se na rozdíl od předešlých charakteristik obě povodí výrazně liší. Podrobné mapové podklady krajinného pokryvu zájmového území vypracoval Malý (2009).

Povodí Zbytinského potoka je téměř ze dvou třetin pokryto loukami (63 %) a pouze z jedné třetiny lesy (35 %). Zastavěnou plochu nalezneme na více než 2 % území a vodní plochy jsou zastoupeny jen nepatrně. Dominantní třídou jsou louky sečené. Ty jsou rozloženy rovnoměrně po celém povodí (téměř 56 %). Druhou nejvýraznější třídou jsou pak jehličnaté lesy (21 %) se zřetelnou převahou smrku a menším zastoupením borovice.

Tetřívčí potok se od Zbytinského zcela odlišuje ve výskytu hlavních vegetačních skupin. Na ploše tohoto povodí se vyskytují ze dvou třetin lesy (68 %) a pouze jedné třetiny louky (31 %). Zbylou plochu zaujímá převážně zastavěná plocha. Jehličnatý les tvoří téměř polovinu celkové plochy povodí (48 %) přičemž jde opět hlavně o smrkové a méně již borové porosty. Dominanci jehličnanů podtrhuje fakt, že podíl listnatých lesů je zde menší než v povodí Zbytinského potoka. Stav vegetačního krytu zachycuje obrázek 17. Podrobné údaje o výskytu jednotlivých vegetačních tříd v obou povodích udává tabulka 4. Podrobnosti o plošném rozložení vegetačního krytu jsou zaneseny v Tabulce č.3. Obrázek č. 3 podrobně zobrazuje rozložení vegetace obou povodí.

2.7 Změny ve využití krajiny

Změnami ve využití krajiny a ve vegetačním pokryvu plochy obou povodí se zabýval ve své práci Hintnaus (2008).

Povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka prošlo v posledních 60 letech rozsáhlými změnami ve využití krajiny. Nejvíce se krajina měnila v období mezi léty 1947-1983. Tento časový úsek lze charakterizovat velkým nárůstem lesních ploch a nesouvislých lesů a křovin. V povodí Zbytinského potoka došlo v letech 1972 až 1987 k výstavbě odvodnění a úpravě toků. To mělo za následek nárůst odtoku z tohoto povodí. Na Tetřívčím potoce došlo k úpravě toku pouze v menší míře. I přes intenzifikaci zemědělské činnosti ubylo orné půdy, která ustoupila lesům a v menší míře také loukám a pastvinám.

V devadesátých letech došlo ke změně v socioekonomických podmínkách. V obou

povodích pokračoval proces zalesňování a v menší míře je nadále patrné zmenšování ploch orné půdy. Nezalesněné plochy v povodí Zbytinského potoka byly přeměněny na louky a pastviny. V 90. letech se zastavil nepříznivý vývoj odtokových poměrů a v povodí Tetřívčického potoka pokračoval trend zalesňování. Došlo také k úplnému vymizení orné půdy ve prospěch lesních ploch. Mírně také stoupl podíl luk a pastvin.

Po roce 2000 již nedocházelo k výraznějším změnám ve využití tamní krajiny. Změny v landuse krajiny viz Obrázek č. 4.

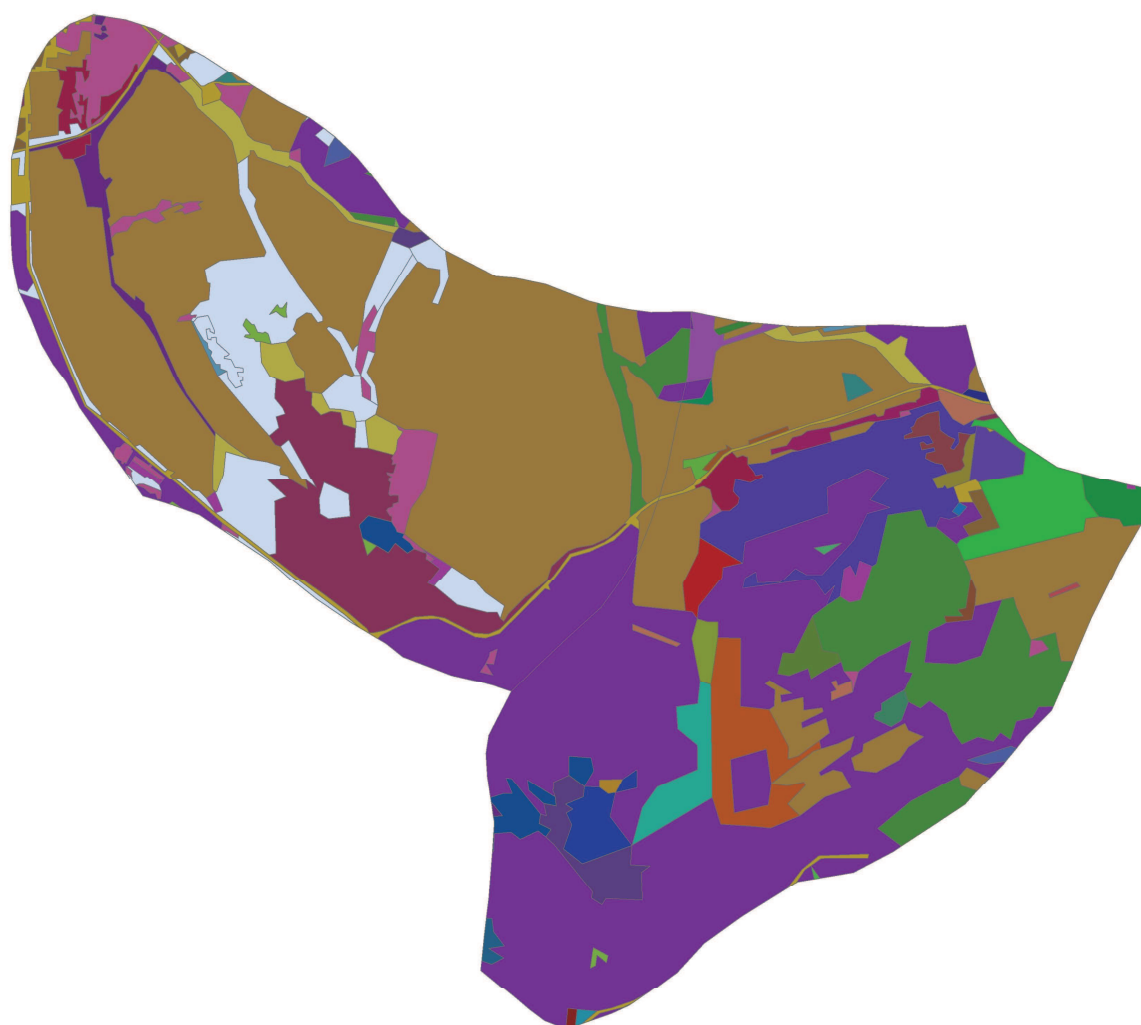
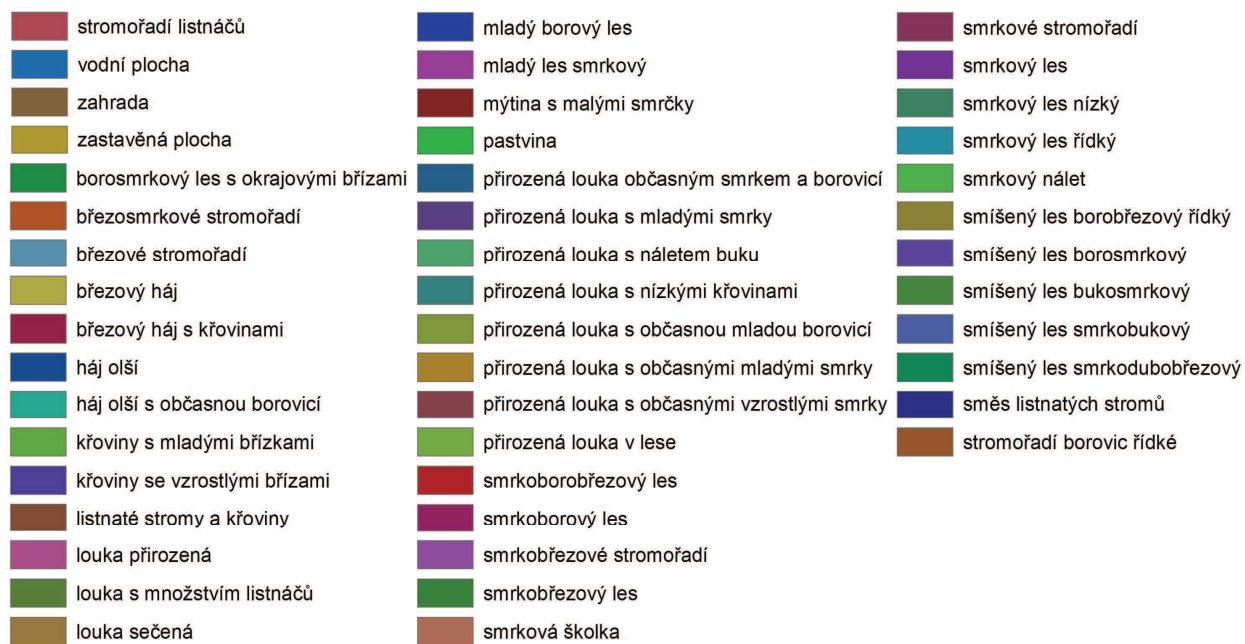
2.8 Klimatické poměry

Quitt (1971, in Malý, 2009) řadí obě povodí do relativně chladné kategorie CH 7, která je charakterizována velmi krátkými až krátkými léty, dlouhým, mírně chladným a vlhkým přechodným obdobím, mírně chladným jarem a mírným podzimem. Zima je zde dlouhá, mírná, mírně vlhká s dlouhou sněhovou pokrývkou.

Nejpřesnější informace o teplotních poměrech v oblasti výzkumných povodí udává stanice Zbytiny (ZBY), která se nachází v bezprostřední blízkosti závěrového profilu Zbytinského potoka ve výšce 786 m n.m. a funguje zde společně s automatickým srážkoměrem. Tato stanice poskytuje data o teplotě vzduchu v desetiminutovém kroku (Malý, 2009).

Podle měření této stanice jsou průměrné denní teploty počítané z měření v 7, 14 a 21 hodin v hydrologických letech 2007 až 2010 v lednu $-2,5$ °C. Červencové teploty jsou v průměru okolo $17,1$ °C. Graf č. 1 zobrazuje podrobněji chod průměrných teplot v hydrologických letech 2007 až 2010. Počítané hodnoty se příliš neliší od průměrných teplot uváděných v Atlasu podnebí Česka (2007 in Malý, 2009). Průměrné srážky jsou podle Atlasu podnebí Česka (2007 in Malý, 2009) od 800 mm až do 1200 mm za rok. Srážkové maxima nastávají podle měření ČHMÚ ve stanici Zbytiny-Spálenec v létě a to zejména v červenci, kdy je průměrný měsíční úhrn $85,9$ mm a v srpnu ($88,5$ mm). Minimální průměrné měsíční úhrny srážek připadají na duben ($40,4$ mm) a únor ($44,8$ mm). Počet dnů se sněhovou pokrývkou se pohybuje od 120 do 80 dnů (Hintnaus, 2008).

Obrázek č.3: Krajinný pokryv povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka (dle Malého, 2009)



2.12 Biogeografie

Obě povodí patří z hlediska potenciální přirozené vegetace do území bučin s kyčelnicí devítilistou. Ta má být tvořena stromovým nebo bylinným patrem, kde keřové nebo mechové patro bývá vyvinuto jen fragmentárně nebo zcela chybí. Stromové patro obsahuje především buk, javor klen, jedlí a smrk. V území povodí horní Blanice jsou tyto bučiny ohroženy především převodem na kultury jehličnatých dřevin a to zejména smrku, které jsou labilnější, se spíše negativním vlivem na půdu a koloběh živin. Travní porosty zde nejsou původní. Ty začaly vznikat až v polovině 17. století, s příchodem člověka do hor (Hintnaus, 2008).

Podle biogeografického členění České republiky (Culek, 1996) patří obě povodí do území Šumavského bioregionu, který leží na jihozápadě jižních Čech, na hranici s Bavorskem a Horním Rakouskem a zabírá celý geomorfologický celek Šumava i přiléhající okraje celku Šumavského podhůří.

V bioregionu jsou významně zastoupeny rozsáhlé horské plošiny (pláně) a jedinečné ledovcové kary. Bioregion má převážně horské biocenózy, zachované ve velkých plochách. Potenciální vegetaci tvoří květnaté bučiny, jak již bylo řečeno v případě povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka, ve vyšších polohách a na severozápadě acidofilní horské bučiny. Nejvyšší vrcholy hostí smrčiny, sníženiny podmáčené smrčiny a hlavně rašeliniště.

Cenné jsou pro tento bioregion zachované horské smrčiny, rašeliniště, fragmenty subalpínských společenstev a smrkovo-bukové lesy s javorem. Orná půda téměř chybí, hojně jsou rašelinné louky.

Bioregion z části zasahuje do mezofytika. Zde je jeho součástí jihozápadní okraj fyto geografického podokresu 37e. Volyňské Předšumaví. Vegetační stupeň je na našem zájmovém území submontánní.

Od okolních bioregionů podhůří se Šumavský bioregion odlišuje floristicky i vegetačně. V jihovýchodní části, kde teplomilnější druhy dozívají velmi pozvolna a některé zasahují až k Volarům, jsou však floristické rozdíly pouze kvantitativní. Hranice je zde dána rozsahem 6. lesního vegetačního stupně.

Šumavský bioregion nebyl dlouho prakticky vůbec osídlen a ještě ve středověku plnil úlohu hraničního pralesovitého hvozdu. Větší vliv lidských aktivit je možné datovat teprve do 17. století, kdy značná část původních lesů ve stupni bučin byla převáděna na smrkové monokultury. Dodnes jsou zde však zachovány poměrně rozsáhlé porosty s přirozenou dřevinnou skladbou. V náhradní vegetaci převažují louky a pastviny a orné půdy je velmi málo. Mnoho luk a pastvin však v posledních letech bylo poničeno meliorací a znehodnoceno sukcesí.

Šumava je nejrozsáhlejší souvisle zalesněná oblast ve střední Evropě a po právu se stala

předmětem ochrany. V současnosti je na české straně vyhlášen Národní park Šumava a jeho ochranné pásmo má statut CHKO. NP Šumava navazuje na národní park v Bavorsku. Do CHKO Šumava spadá i území na dolních částech Zbytinského a Tetřívčího potoka. Jeho hranice probíhá po silnici ze Zbytin do Blažejovic. Území zájmových povodí však nepatří do území spadajícího pod zvláštní ochranu přírody. V jejich okolí se však vyskytují maloplošná chráněná území NPP Blanice, PP Pod Sviňovicemi, PP Křišťanov, PR Pod Farským lesem a NPP Prameniště Blanice a celá pramenná oblast Blanice je vyhlášena evropsky významnou lokalitou v rámci projektu NATURA 2000.

2.13 Odtokové poměry

Popis charakteru odtokového režimu opět vychází z výsledků práce Malého (2009). Ten zjistil, že obě výzkumná povodí jsou z hlediska odtokového režimu nejvíce závislá na srážkách.

V období letního půlroku jsou obě povodí v hodnotách průměrného měsíčního průtoku vcelku málo odlišná. Naopak v období půlroku zimního jsou rozdíly velmi výrazné. Tento jev je patrně způsoben odlišnými vegetačními poměry obou povodí. V povodí Zbytinského potoka je v letní polovině roku přítomná nízká vegetace, jež svou transpirační schopností nahrazuje nepřítomnost lesa. To se naopak projevuje negativně v zimní polovině roku, kdy se rozdíly ve vegetačním pokryvu projevují naplno. Také z hlediska variability datové řady průměrných měsíčních průtoků je méně lesnaté povodí více rozkolísané oproti povodí lesnatému. Lesnaté povodí má relativně stabilní poměr mezi odtokem a ztrátami po celý rok. To však neplatí u povodí méně lesnatého a to z důvodu zapojení nízké vegetace pouze v rámci letního půlroku. Analýzou denních průměrných průtoků obou povodí v období listopad 2006 až říjen 2008 bylo zjištěno, že medián i aritmetický průměr těchto datových řad je vyšší na méně lesnatém povodí (o 21 resp 31 %), jako následek transpirace v rámci výzkumných lokalit.

Z hlediska variability denních průměrných průtoků v jednotlivých hydrologických letech je rozkolísanost dat opět vyšší u méně lesnatého povodí následkem větších transformačních schopností lesnatého povodí. Lesnaté povodí vykazuje vyšší hodnoty minimálních průtoků a v oblasti středních vodních stavů je specifický průtok vyšší na povodí méně lesnatém. Průměrné denní průtoky jsou znázorněny v grafech č. 2 a 3.

3. Evapotranspirace

3.1 Co je evapotranspirace

Přenos vody z povrchu půdy, z volné hladiny a také vody zadržené intercepcí na povrchu rostlin do ovzduší, se často nazývá fyzikálním výparem. Fyziologický výpar neboli transpirace je zase proces přenosu vody z rostlin do ovzduší. Voda se namísto fázové přeměny dopravuje z půdy skrz rostliny a zúčastňuje se přitom jejich fyziologických procesů. V přírodě je půda během vegetačního období většinou pokryta vegetací, výpar a transpirace probíhají současně a nazývají se souhrnně - evapotranspirace (Novák, 1981).

Význam evapotranspirace spočívá v schopnosti rostlin aktivně ovlivňovat množství odpařené vody a tím ovlivňovat také své okolí (Brom, 2008). Intenzita výparu bývá nejčastěji udávána v mm za uvažované období, např. za minutu, den, dekádu, měsíc, rok apod. Celkový roční výpar z povrchu zemského je roven asi $510,6 \cdot 10^3 \text{ km}^3$, množství vody obsažené v atmosféře je přibližně rovno $12,3 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Z toho vyplývá, že se obsah vodních par v atmosféře vymění každých 9 dní (Kemel, 2000).

Jak již bylo řečeno, evaporace je fyzikální výpar, při kterém dochází ke změně skupenství vody z kapalného v plynné (výpar vody) nebo z pevného v plynné (tzv. sublimace ledu/sněhu). Probíhá buď z volné hladiny - výpar z povrchu vodních toků, nádrží a zatopených terénních depresí nebo jako intercepce, což je výpar vody zadržované smáčeným povrchem vegetace.

Transpirací se rozumí výpar fyziologický neboli výpar produktivní (Int. 1). Může být definována jako úbytek vody z rostlin ve formě páry, fungující taktéž na fyzikálních principech, které řídí evaporaci (Kramer, 1969). Probíhá však prostřednictvím průduchů, kterých je na listech rostlin 100 až několik set na mm čtvereční. Každý z průduchů je zvlášť regulován. Z tohoto pohledu tedy funguje vegetace jako velmi účinné klimatizační zařízení, reagující na jakoukoli změnu okolního prostředí. Evapotranspirací se může z 1 metru čtverečního odpařit 3 – 6 litrů vody za den, z míst bez vegetace je to přibližně pouze 1 litr (Brom, 2008). Evaporace z půdy a transpirace z rostlin zahrnuje v podstatě stejné procesy a dá se tedy říci, že půda i rostliny mohou být považovány za alternativní cesty skrze které se dostává voda na povrch a odtud do volné atmosféry (Kramer, 1969). Jde tedy o primární proces, kterým se voda dostává do hydrologického cyklu. Společně se srážkami a odtokem se podílí na hydrologické bilanci v krajině a společně s odtokem a intercepcí tvoří ztrátovou složku bilance povodí (Macounová, 2009).

3.2 Prvky evapotranspirace

3.2.1. Evaporace

Evaporace je proces značně složitý. Rozdílným způsobem běží, pokud k ní dochází přímo z volné vodní hladiny nebo se voda vypařuje z povrchu půdy. Z fyzikálního hlediska je jasné, že zvyšováním teploty vody se zvyšuje rychlost molekul vody, takže molekuly, které získaly dostatečnou kinetickou energii i přes existující povrchové napětí vyletují z hladiny a dostávají se do atmosféry.

Množství molekul, které se v určité jednotce času dostává z kapalného prostředí do plynného, je přímo závislé na napětí vodních par těsně nad hladinou vody. Obdobně množství molekul, které vnikly za jednotku času do kapalně fáze z atmosféry, je přímo závislé na napětí vodních par ve vzduchu. Intenzita výparu je tedy závislá na rozdílu těchto napětí. Výpar pokračuje až do okamžiku, kdy se napětí par vyrovnají. Kromě rozdílu napětí par patří mezi významné faktory ovlivňující výpar také teplota vody a vzduchu, atmosférický tlak a kvalita vody.

Také vítr ovlivňuje výpar. Molekuly vody, jež se dostaly do ovzduší, odnáší z prostoru nad vodní hladinou. Vlhký vzduch je tak nahrazován suchým, schopným další vlhkost přijmout.

Poklesem atmosférického tlaku výpar vzrůstá jako následek toho, že při nižším tlaku je nad hladinou menší počet molekul vzduchu. Nedochozí tedy tak často ke srážce s molekulami vody a jejich návratu do původního prostředí.

Výpar ze sněhu a ledu je rovněž velmi složitým jevem, ovlivňovaným mnoha faktory. Maximální teplota, kterou může nabýt povrch sněhu je 0 °C, s poklesem teploty se tedy výpar snižuje. Výpar ze sněhu je ovšem díky větší ploše větší než z ledu. Ovlivňuje ho kromě sluneční radiace také hustota či tepelná vodivost sněhu.

Výpar vody z půdy je jev mnohem složitější. Ovlivňuje jej podstatně větší množství faktorů. Kromě těch, které se uplatňovaly u výparu vody se nyní významnou měrou podílejí i další, jako stav a vlastnosti půdy a to především její vlhkost, struktura, barva, expozice či tvar povrchu. Vlhkost půdy v daném okamžiku je závislá na množství vztlínající vody z hladiny podzemních vod. Z celkem suché půdy bude výpar nulový i kdyby stav atmosféry pro výpar byl sebelepší, z úplně promočené lze očekávat výpar rovný, nebo spíše větší než z vodní hladiny. To je důsledkem toho, že půda má větší povrch nebo lepší tepelnou vodivost (Kemel, 2000). Kombinace elementárních půdních částic v půdních agregátech tvoří půdní strukturu. Stupeň struktury existující v půdě ovlivňuje míru a velikost pórů a tím značně ovlivňuje i pohyby vody.

3.2.2. Transpirace

Transpirace je dominantní faktor ve vodním režimu rostlin. Je hnána energetickým gradientem produkovaným evaporací. Tento gradient má za následek pohyb vody do rostlin a skrze ně. Množství transpirace je tedy závislé na energii potřebné k vypaření vody, tlaku vodní páry a také na koncentračním gradientu, který představuje hnací sílu celého děje (Kramer, 1969). Spotřeba vody na transpiraci závisí také na druhu rostliny, na stupni jejího vývoje a na meteorologických faktorech (Kemel, 2000).

3.3 Faktory ovlivňující evapotranspiraci

V procesu evapotranspirace se do atmosféry dostává značné množství vodní páry a následkem ztráty tepla spotřebovaného na výpar se aktivní povrch ochlazuje. To má za následek změny teplotních a vlhkostních poměrů v nejnižších vrstvách ovzduší (Matějka, 1995). Pro vznik evapotranspirace jsou tedy zapotřebí tyto podmínky - dostatečný přísun tepelné energie a dostatečný přísun vody (Švec, 2010). Podíl evapotranspirace na vodní bilanci povodí, či ekosystému závisí především na klimatických poměrech stanoviště a na vegetačním krytu a jeho vlastnostech (Střelcová, 2005). Nejsou důležité jen meteorologické činitele a biometrické charakteristiky rostlinného porostu, ale také množství dostupné vody v kořenové zóně půdního profilu (Matějka, 1995).

Mezi faktory, které ovlivňují evapotranspiraci patří:

- a) Sluneční radiace,
- b) teplota vypařujícího povrchu,
- c) sytostní doplněk a vlhkost vzduchu,
- d) skupenské teplo vypařování,
- e) rychlost větru,
- f) atmosférický tlak,
- h) charakter vypařujícího povrchu,
- i) kvalita vody (Int. 1).

Sluneční radiace

Základním zdrojem energie potřebné pro výpar z libovolného povrchu je sluneční energie. Sluneční záření je největší energetický zdroj, který je schopný přeměňovat vodu z kapalné fáze na páru (Macounová, 2007). Na vypaření 1 gramu vody je třeba okolo 600 cal tepla (Tomlain, 1979). Radiační bilance vypařujících povrchů je závislá na intenzitě záření, charakteristikách atmosféry a vypařujících povrchů. Schopnost povrchu odrážet krátkovlnné záření je charakteristická součinitelem odrazu neboli albedem. Růstem výšky Slunce se bilance záření zvětšuje, růstem albeda naopak snižuje. Albedo neporostlého povrchu, vodní hladiny a sněhu lze během roku považovat za konstantní. Má však výrazný roční chod v závislosti na vlastnostech porostu (Novák, 1989). Celková bilance záření (rozdíl mezi globálním zářením pohlceným vypařujícím povrchem a bilancí dlouhovlnného záření) je určena nejen výškou Slunce nad horizontem, ale i délkou dne, zeměpisnou šířkou, nadmořskou výškou, propustností atmosféry, stupněm pokrytí oblohy oblaky, obsahem vodní páry v atmosféře a teplotou vzduchu a povrchu půdy (Tomlain, 2005).

Závislost množství vody odpařené z vegetace na intenzitě záření je možné interpretovat jako důsledek změn průduchové rezistence. Tato závislost je zřetelná i při velmi vyschlé půdě. To svědčí o velikém významu energetické zabezpečení evapotranspirace a také potvrzuje význam průduchové regulace výměny vodní páry mezi rostlinným porostem a okolním vzduchem (Matějka, 1995).

Teplota

Teplota ovlivňuje evapotranspiraci tím, že předává energii z okolního ovzduší vegetaci. Z toho také vyplývá, že za slunného dne se evapotranspirací vypaří mnohem více vody než by tomu bylo při zataženém, chladném počasí (Macounová, 2007). Pokud je v půdě dostatek vody, hodinové sumy evapotranspirace rostou lineárně se zvyšováním teploty vzduchu. Tento vliv změny teploty vzduchu na evapotranspiraci se však téměř úplně ztrácí při poklesu obsahu vody v půdě. Při půdní vlhkosti 15 % objemu už však evapotranspirace na teplotě vzduchu prakticky nezávisí (Matějka, 1995).

Sytostní doplněk a vlhkost vzduchu

Sytostním doplňkem se rozumí rozdíl mezi napětím nasycených vodních par a aktuálním napětím vodních par v ovzduší nad aktivním povrchem (Int. 1). Jako vstupní parametr

do výpočetních modelů zohledňuje nejen vliv změn vlhkosti, ale současně i teplotu vzduchu (Matějka, 1995), protože množství vodních molekul ve vzduchu závisí na teplotě. Obsah vody ve vzduchu má přímý vztah k hodnotě částečného tlaku, který vyvíjí na zemský povrch. Čím vyšší je teplota vzduchu, tím větší množství vodní páry je schopen pojmout a tím je i hodnota tlaku nasycení vodní páry vyšší. Když vzduch není nasycený, je skutečný tlak vodní páry nižší než tlak nasycené vodní páry. Na tomto jevu je také závislý vztah mezi vlhkostí vzduchu a hodnotou evapotranspirace. V prostředí s vysokou vlhkostí vzduchu, již není možné další dosycení vodní párou. Proto také klesá intenzita evapotranspirace. Proto v tropických oblastech i přes vysoký přísun energie, vysoká vlhkost snižuje evapotranspiraci. Naopak dobře zavlažovaná půda v suchých oblastech spotřebuje na výpar velké množství vody (Macounová, 2007).

Skupenské teplo vypařování

Jeho hodnota vyjadřuje energii potřebnou k přeměně jednotky hmotnosti vody ze stavu kapalného do stavu plynného za konstantního tlaku a konstantní teploty. Hodnota skupenského tepla se mění s teplotou. Při vysokých teplotách je potřeba méně energie na přeměnu než při nízkých teplotách (Macounová, 2007).

Rychlost větru

Přenos vodní páry do okolního vzduchu je závislý také na rychlosti větru a vzdušné turbulenci. Pokud je výměna vzduchu nad odpařovací plochou větší, má to za následek také zvýšení hodnot evapotranspirace. Jde o důsledek odfouknutí nasyceného vzduchu nad vypařujícím povrchem a jeho nahrazením za vzduch nenasycený (Macounová, 2007). Na intenzitu turbulentního toku vodní páry od vypařujícího povrchu má vliv také struktura pole větru a její vertikální gradient (Tomlain, 2005). (Matějka, 1995) však uvádí, že při rychlosti větru nad 2 m.s^{-2} mají změny rychlosti na evapotranspiraci jen velmi malý vliv.

Atmosférický tlak

S růstem nadmořské výšky dochází také k růstu hodnot výparu. Tento jev je důsledkem nízkého atmosférického tlaku ve vysokých nadmořských výškách (Allen, 1998 in Macounová, 2007).

Vlastnosti vypařujícího povrchu

Vlastnosti vypařujícího povrchu ovlivňují nejen bilanci sluneční radiace, ale půda či vegetace mohou drsností svého povrchu modifikovat i režim větru nebo zásobování aktivního povrchu vodou (Int. 1). Jednou z nejdůležitějších vlastností porostu je tedy součinitel dynamické drsnosti. Ten odpovídá hodnotě indexu listové pokrývnosti (Novák, 1989).

Rozložení vlhkosti půdy v průběhu roku závisí především na ročním chodu atmosférických srážek (Tomlain, 2005). Hodnoty meteorologických prvků majících vliv na evapotranspiraci se však zpravidla libovolně nemění. Během vegetačního období ale dochází k výrazným změnám biometrických charakteristik porostů. To může mít za následek mimo jiné třeba i změnu obsahu vody v kořenové zóně půdního profilu. To poté působí změny v rozložení vlhkosti půdy a zásobování aktivního povrchu vodou (Matějka, 1995).

Na velikost evapotranspirace má vliv i různá hustota či výška porostu. Za stejných podmínek má například otevřený les nebo sad o rozdílné výšce porostu vyšší hodnoty evapotranspirace než porost mající stejnou hustotu a výšku. To je opět následek vyšší turbulence, tentokrát v otevřeném nejednotlivém porostu (Kramer, 1969).

Matějka (1995) uvádí, že nejvýznamnějším meteorologickým prvkem majícím vliv na evapotranspiraci je změna radiační bilance aktivního povrchu a variabilita hodnot sytostního doplňku. Zvyšováním teploty vzduchu dochází k růstu hodinových sum evapotranspirace, jde však o závislost nevýraznou oproti závislosti na radiaci a sytostním doplňku. Dále také tvrdí, že změny rychlosti větru v situacích bez horizontálního přenosu tepla (advekce) a při dobře rozvinuté turbulenci jsou z hlediska vlivu na evapotranspiraci jen málo významné.

Evapotranspirace tedy bývá vysoká v horkém suchém počasí díky suchému vzduchu a vysokému množství energie dostupnému z přímého slunečního záření. Ovšem v humidních podmínkách míru evapotranspirace snižuje oblačné počasí a vysoká vlhkost vzduchu (Allen, 1998 in Macounová, 2007).

3.4 Vývoj evapotranspirace v čase

Střídavé plnění půdy srážkami, prázdnění transpirací a občasným výtokem do podložních vrstev vytváří děj označovaný jako vodní režim půd. Půda se chová jako pórovitá průtoční nádrž jejíž hlavní hydrologickou charakteristikou je retenční kapacita neboli schopnost zadržovat vodu a vyrovnávat tak v teplém období roku difference mezi nepravidelným přísunem srážkové vody

a vcelku pravidelným odběrem vody na evapotranspiraci (Tesař, 2004). Ta samozřejmě není po celý rok stejná, vykazuje dokonce svůj určitý specifický průběh. Ten je specifický jak v horizontu krátkých časových intervalů jako třeba v průběhu jednoho dne, tak i v intervalu delším, sezónním.

Charakteristiky dvou podsystémů – půdy a porostu – však mohou být v průběhu 24 hodin považovány vcelku za stálé. Z hlediska vlhkosti půdy dochází v období mezi srážkami jen k pozvolným změnám, které v průběhu dne ovlivní proces evapotranspirace pouze v malé míře. I během intenzivní evapotranspirace se v průběhu 24 hodin objemová vlhkost vrstvy půdy 0,5 m nezmění více jak o 1 %. Z hlediska vlivu vlhkosti půdy na výpar tak jde o velmi zanedbatelnou hodnotu. Také listová pokrývnost se oproti velikým změnám během vegetační sezóny v průběhu 24 hodin prakticky nemění. Denní chod struktury evapotranspirace rostlin je tedy závislý především na denním chodu meteorologických prvků přizemní vrstvy atmosféry. Výraznější změny v chodu evapotranspirace lze pozorovat v noci. Tehdy se hodnota sytostního doplňku snižuje a radiální bilance může být záporná. Dochází tak často přenosu vody k povrchu půdy a k tvorbě rosy. Během dne zase dochází k tomu, že se snižují sumy evaporace a dominantním procesem přenosu vodní páry se stává transpirace. Maximum chodu intenzity evapotranspirace je umístěno v dopoledních hodinách.

V ročním chodu evapotranspirace je zase charakteristickým rysem to, že potenciální evaporace dosahuje maximálních hodnot při malých hodnotách listové pokrývnosti, na začátku vegetačního období. Její intenzita se snižuje se zvyšující se listovou pokrývností. S růstem listové pokrývnosti však nastupují maximální hodnoty u transpirace, ta se tedy stává dominantním prvkem. Následkem toho jsou hodnoty evapotranspirace nejvyšší v průběhu vegetačního období (Novák, 1981). V období zimní periody (od listopadu do února) je hlavním zdrojem rozdílů v hodnotách evapotranspirace rychlost větru. Hodnoty evapotranspirace ovlivňuje také relativní vlhkost nebo teplota vzduchu. Na evapotranspiraci mají ovšem v průběhu zimy tyto hodnoty spolu se slunečním zářením pouze malý vliv. Vše se mění v teplém půlroce mezi březnem až říjnem a od dubna do září jsou hodnoty evapotranspirace citlivé hlavně na změny slunečního záření (Bois, 2008).

Rozdíly v sezónním chodu evapotranspirace jsou ale zároveň odlišné i pro různé typy porostů. Šach (2006) ve svém pozorování hledal rozdíly v chodu evapotranspirace v průběhu vegetačního období u smrkového porostu a porostu buku. Zjistil, že vzhledem k postupnému olistování buku byla evapotranspirace smrkového porostu v květnu a červnu podstatně vyšší. V červenci a srpnu se situace obrátila, evapotranspirace smrkového porostu byla nižší než bukového, to zřejmě vlivem vyššího indexu listové plochy. V září a říjnu pak již smrkový

a bukový porost nevykazoval při nízkých hodnotách evapotranspirace prakticky rozdíl.

3.5 Typy evapotranspirace

Evapotranspirace jako významná složka vodní bilance prostředí je vhodným ukazatelem pro posouzení vláhových poměrů území v časoprostorovém vyjádření. Zatímco potenciální evapotranspirace může být využita jako ukazatel pro stanovení potřeby vody při maximální produktivitě ekosystémů, přesné stanovení aktuální evapotranspirace může vést například k velmi přesnému stanovení produkce biomasy (Šiška, 2005). Údaje o prostorovém a časovém rozložení výparu z povrchu půdy a rostlin mají tedy veliký význam při řešení celé řady teoretických i praktických otázek v oborech jako jsou zemědělství, lesní a vodní hospodářství, tvorba a ochrana životního prostředí nebo hydrologie (Tomlain, 1979). Kromě aktuální evapotranspirace, nebo někdy i současně s ní se často používají pojmy potenciální evapotranspirace a referenční evapotranspirace. Společným motivem pro vznik koncepcí potenciální evapotranspirace nebo referenční evapotranspirace byl požadavek vyloučit vliv změn charakteristik určitého porostu na intenzitu evapotranspirace (Matějka, 2005). Při popisu evapotranspirace je striktně nutné rozlišovat mezi potenciální a aktuální. Vztah mezi potenciální E_p a aktuální E_a evapotranspirací je vyjádřen rovnicí:

$$E_a = k_s \cdot k_c \cdot E_p \quad , \text{kde}$$

k_s = půdní koeficient pro E_a ,

k_c = koeficient půdního pokryvu, jehož hodnota se mění podle vzrůstu vegetace.

3.5.1. Aktuální evapotranspirace

Aktuální evapotranspirace představuje množství vody, které se skutečně odpaří. Probíhá v reálných přírodních podmínkách a její stanovení je velice obtížné. Aktuální evapotranspiraci je také možno odhadnout na základě hodnot potenciální evapotranspirace. Stanovení potenciální evapotranspirace je snadnější než v případě té aktuální. Hodnota aktuální evapotranspirace je závislá především na dostatečném zdroji vody. Když vegetace není schopná absorbovat vodu z půdy, pak je aktuální evapotranspirace menší než potenciální. Vztah mezi nimi je dán půdní vlhkostí (Allen, 1989 in Macounová, 2007).

3.5.2. Potenciální evapotranspirace

Potenciální evapotranspirace vyjadřuje schopnost atmosféry odnímat vodu z rostlinného krytu, popřípadě z půdního povrchu. Vzhledem k tomu, že v případě transpirace se nejedná pouze o proces fyzikální, ale uplatňují se zde i vlivy fyziologické, mohou při transformaci hodnot evapotranspirace do vlastní vláhové bilance konkrétního porostu, kde je zapotřebí počítat s mnoha faktory, jejichž zevšeobecnění je dosti problematické, vznikat veliké odchylky oproti skutečnosti (Litschmann, 2005). Proto byla definice potenciální evapotranspirace formulována tak, aby umožnila stanovit intenzitu evapotranspirace hypotetického porostu s blíže neurčenými, ale stálými, biometrickými a aerodynamickými charakteristikami. V Penmanově vztahu, ve kterém se pravděpodobně poprvé objevuje pojem potenciální evapotranspirace, je stanovena funkce, popisující závislost intenzity výparu na rychlosti proudění vzduchu pro hustý, kosený travní porost (Matějka, 2005). Potenciální evapotranspirací se tedy rozumí velikost evapotranspirace, která by nastala v daném místě pokrytém souvislým vegetačním porostem za podmínky nelimitujícího přísunu vody neboli jde o maximální možný výpar a transpiraci za daných podmínek stanoviště a aktuálních klimatických podmínek, vyjádřených schopností okolního vzduchu přijímat další vodu. Potenciální evapotranspirace se stanovuje mnohem jednodušeji než evapotranspirace aktuální, a její hodnoty bývají vyšší (Macounová, 2007). Jedním z faktorů, který může způsobovat rozdíly v hodnotách potenciální evapotranspirace je výběr metodiky jejího stanovení. Vzhledem k náročnosti Penman-Monteithovy rovnice z hlediska získávání potřebných vstupních dat, je celkem pochopitelná snaha zjednodušit si situaci pomocí empirických vztahů, pro které stačí mít k dispozici výsledky měření jen jednoho nebo dvou základních meteorologických prvků. Typickým příkladem takového přístupu může být výpočet potenciální evapotranspirace metodami jež budou zmíněny v další kapitole. Jde o výpočty, které navrhli např. Thornthweit (1948), Blaney a Criddle (1950), Budyko (1956), Jensen a Haise (1963), Hargreaves (1974) (Matějka, 2005).

Správné stanovení potenciální evapotranspirace je podle některých autorů (Špáňik, 1997) jedním ze základních úkolů při bilancování zásob vláh v půdě jako třeba pro potřeby přípravy návrhových podkladů pro závlahové stavby nebo i při přímém řízení závlahového režimu.

3.5.3. Referenční evapotranspirace

V souvislosti s definicí a interpretací pojmu potenciální evapotranspirace zůstává dost nejasností a otevřených otázek. To je jeden z důvodů, proč se k pojmu „potenciální evapotranspirace“ začali hledat vhodnější a jednoznačně definované alternativy. Jedním

z výsledků takovýchto snah je koncepce referenční evapotranspirace. V té je porost specifikovaný parametry rozhraní mezi vypařujícím povrchem a atmosférou. Přestože hodnoty potenciální a referenční evapotranspirace se někdy pokládají za rovnocenné charakteristiky evaporačních požadavků atmosféry, ve skutečnosti mohou být, v závislosti na metodice stanovení těchto veličin značně rozdílné.

Pojem referenční evapotranspirace byl oficiálně definován panelem expertů FAO a za referenční evapotranspiraci se tedy všeobecně pokládá: „Hodnota evapotranspirace z hypotetické referenční plodiny s předpokládanou výškou 0,12 m, stálým povrchovým odporem 70 s.m^{-1} , hodnotou albeda rovnou 0,23, plným zápojem a optimálním zásobováním srážkovou vodou“. Pro stanovení takto definované referenční evapotranspirace byla doporučena Penman-Monteithova metoda. Při takto jednoznačně definované referenční evapotranspiraci jsou hodnoty nezávislé na vlastnostech půdy, druhu porostu ani jeho vývojovém stádiu a jsou určeny výlučně meteorologickými faktory. Referenční evapotranspirace tedy charakterizuje evaporační požadavky ovzduší v uvažovaném období pro danou lokalitu a současně může sloužit jako základ pro stanovení konkrétních hodnot aktuální evapotranspirace různých porostů pomocí plodinových koeficientů (Matějka, 2005). Výpočet referenční evapotranspirace může být také stanoven jak pro den, tak pro 1 hodinu, 10 dní nebo měsíc a to vše na základě vstupu základních meteorologických údajů. Všechny ostatní parametry jsou nastaveny na konstantní hladinu. Tento způsob tak může být použit pro relativně snadné porovnání jednotlivých navzájem odlišných oblastí.

Pro určení referenční evapotranspirace doporučuje *oficiální* metodika FAO následující vstupní meteorologická data: průměrnou denní teplotu vzduchu [$^{\circ}\text{C}$], počítanou z maximální a minimální teploty vzduchu jako jejich součet dělený dvěma, průměrnou denní relativní vlhkost vzduchu [kPa], počítanou z maximální a minimální relativní vlhkosti vzduchu, denní trvání slunečního svitu [hod] a průměrnou denní rychlost větru, počítanou ze tří termínů 07, 14, 21 hod. [m.s^{-1}]. Vedle výše uvedených meteorologických dat je nutno znát i geografické souřadnice výpočetního místa resp. klimatologické stanice. Konkrétně jeho nadmořskou výšku a zeměpisnou šířku (Kohut, 2005).

Jaký je tedy rozdíl a výhoda stanovení referenční evapotranspirace oproti potenciální? Při stanovení referenční evapotranspirace je všeobecně akceptována jednotná metodika, kdežto při výpočtech potenciální evapotranspirace se používá celá řada metod, které se liší jak ve vstupních údajích, tak i v časovém kroku. I v případě výpočtu potenciální evapotranspirace Penmanovou metodou, ze které vychází také stanovení referenční evapotranspirace, může být variabilita získaných výsledků značně veliká (Matějka, 2005).

4. Určení evapotranspirace

Evapotranspirace představuje v našich podmínkách z pravidla nejvýznamnější ztrátovou složku vodní bilance určité lokality (Kučera, 2011). Vzhledem k variabilitě fyzicko-geografických podmínek a srážkových úhrnů naší krajiny je ale její rozdělení velmi nerovnoměrné (Šach, 2006). Zjišťování jejich hodnot je však velmi složité a touto otázkou se již více jak století zabýval ne jeden výzkumný ústav po celém světě. Vzniklo tak za tuto dobu mnoho různých metod určování evapotranspirace.

Pro přibližné odhady se dá hodnota evapotranspirace pro určitou lokalitu samozřejmě dopočítat z běžně známých hydrologických dat, z údajů o atmosférických srážkách a odtoku. Z rovnice vodní bilance tak dostaneme hodnotu evapotranspirace E takto:

$$E = P - O \quad , \text{ kde}$$

P – roční úhrn srážek,

O – roční odtok,

E – roční úhrn evapotranspirace (Tomlain, 2005).

Výsledky takového výpočtu jsou však velmi nepřesné a dají se spíše považovat jen za orientační. To je důsledkem toho, že tato rovnice v sobě nezahrnuje jak faktory, které evapotranspiraci přímo ovlivňují, tak ztrátové složky povodí, např. podzemním odtokem.

Znamé metody měření se dají rozdělit do dvou základních skupin a to na metody přímého měření a dnes častěji využívané výpočetní metody.

4.1 Přímé měření

Přímé měření evapotranspirace se dá provádět několika odlišnými způsoby. Je třeba zmínit, že v případě metod určování evapotranspirace pomocí lyzimetrů, výpočtu bilance půdní vody a výpočtu transpiračního proudu jde o metody zastaralejší. Dalším problémem je, že tyto metody bývají často drahé na provoz a není možné je využívat všude.

Výpočet na základě změny obsahu půdní vody

Metoda vodní bilance je založená na změně obsahu půdní vody v průběhu času. Její hodnota je rovna výsledku odečtu celkového odtoku z povodí nebo zkoumaného vzorku od celkových srážek. Hlavní problém této metody spočívá ve neznalosti hodnot podzemního odtoku, případně vztlínání vody z hlubších a vlhčích vrstev půdy. Obsah půdní vody je stanovován pomocí elektromagnetických zařízení stanovujících obsah vláhy na základě elektrického potenciálu půdy (Allen, 2011).

Lyzimetry

Jde o nádoby naplněné půdou, kde se pěstují zkoumané plodiny (Možný, 2005). Lyzimetry mohou mít široké uplatnění v poskytování základních údajů pro vývoj, kalibraci a ověřování jiných metod výpočtu evapotranspirace. Bohužel jde o metodu velmi citlivou k různým přírodním faktorům, z nichž značná část není často dobře známá a probádaná nebo bývají v praxi často zanedbávány. Z tohoto důvodu se nejedná o metodu dokonale přesnou.

Lyzimetry lze rozdělit do 3 kategorií:

- a) Lyzimetry nevážící, s konstantní hladinou podzemní vody. Ty poskytují data v intervalech celých týdnů, nebo i delších časových období a to pouze pro oblasti s běžně vysokou hladinou podzemní vody. Tato hladina musí být udržována v podstatě na stejné úrovni vně i uvnitř lyzimetru.
- b) Lyzimetry nevážící neboli infiltrační typy, ve kterých se změny v obsahu půdní vody měří odběrem vzorků nebo pomocí neutronové metody. Tyto lyzimetry jsou obvykle používány v oblastech s vysokými hodnotami srážek.
- c) Lyzimetry vážící, ve kterých je změna v obsahu půdní vody zaznamenána zvážením celé jednotky. Tyto lyzimetry poskytují nejpřesnější data a to i pro krátká časová období. Jde o izolované bloky půdy nebo nádrže naplněné půdou, zavěšené na vážícím mechanismu. Podstatné je, že rostliny na této jednotce rostou v přirozených podmínkách (Allen, 2011).

Dále můžeme lyzimetry rozdělit podle velikosti výparoměrné plochy na malé ($< 0,5 \text{ m}^2$), standardní ($0,5 - 1 \text{ m}^2$) a velké ($> 1 \text{ m}^2$). Převládají lyzimetry malé, nejméně je naopak velkých. K nejperspektivnějším, ale zároveň nejdražším patří velké lyzimetry, které jsou založeny na změně hmotnosti celého bloku půdy s vegetací během výparu (Možný, 2005).

Problémem lyzimetrů je, že získaná data nemusí být reprezentativní pro přirozené

podmínky. Aby byla měření přesná, musí být půdní podmínky uvnitř lyzimetru v podstatě stejné jako ty venku. Lyzimetry musí být také obklopeny stejnou vegetací jako je ta rostoucí uvnitř.

Jaké jsou tedy výhody měření evapotranspirace pomocí lyzimetrů? Jde hlavně o technické výhody. Kalibrace měření může být ověřena mechanicky nebo, že měření pomocí lyzimetrů může být plně automatické. Bohužel nad výhodami převládá asi více nevýhod. Lze jmenovat ty nejdůležitější - plocha lyzimetru obvykle reprezentuje pouze malé plochy s podobnými podmínkami (reprezentují oblasti pouze v rozsahu od 0,05 – 40 m²), obnovení či udržování charakteristik půdního profilu uvnitř přístroje je velmi pracné a složité, je téměř nemožné zjišťovat evapotranspiraci u stromů a jiných rostlin, které mají veliké nároky na prostor (Allen, 2011).

Metoda měření evapotranspirace za použití znalostí transpiračního proudu

Měření transpiračního proudu neboli toku vody se dá provádět také různými způsoby. Například na Ústavu ekologie lesa Mendelovy zemědělské a lesnické univerzity v Brně bylo vyvinuto a patentováno několik nových měřících metod. Ty jsou založené na měření tepelné bilance kmene nebo měření deformace tepelného pole (Čermák, 2005).

Další z metod je tzv. metoda s dendrometrickým přístupem. Ta má tu výhodu, že za pomoci vhodných dendrometrických parametrů umožňuje údaje reálně naměřené na vzornících přepočítat na porost, případně celé povodí (Střelcová, 2005).

4.2 Výpočetní stanovení

V naší i zahraniční odborné literatuře se lze setkat s nejrůznějšími vztahy používanými k výpočtu evapotranspirace v nejrůznějších podmínkách. Tyto vztahy uvažují v závislosti na své složitosti s různými meteorologickými veličinami, popřípadě jinými doplňujícími informacemi ohledně charakteru klimatu příslušné lokality (Litschmann, 2005). Výběr metody výpočtu evapotranspirace závisí především na účelu pro jaký budou vypočtené hodnoty použity. Závisí také na vlastnostech systému půda – porost – atmosféra, na délce časového intervalu, pro jaký se výpar počítá, ale také na požadované přesnosti určení výparu. Vzhledem k tomu, že každý způsob měření reprezentuje jiné časové a prostorové měřítko, vnáší do výsledků rozdílné chyby s různou přesností. Různé obory, např. fyziologie, ekologie, hydrologie, často používají rozdílné přístupy a metodologii postupů (Pokorný, 2005). Důležitým a často rozhodujícím činitelem při výběru konkrétní metody stanovení evapotranspirace je dosažitelnost údajů potřebných pro

zabezpečení vstupních hodnot dané metody (Novák, 1989). Požadavky vstupních údajů výpočtů bývají tedy odlišné podle použité metody. Zpravidla jsou však nutné tyto podklady:

a) Meteorologické prvky:

- teplota vzduchu ve výšce 2,0 m nad efektivním povrchem rostlinného krytu $T_{2,0}$
- absolutní vlhkost vzduchu ve výšce 2,0 m nad efektivním povrchem rostlinného krytu $q_{2,0}$ (slouží k výpočtu sytostního doplnku d),
- radiační bilance R nad rostlinným pokryvem,
- tok tepla do půdy B , který se může určit přímým měřením, nebo výpočtem z rozdělení teplot v půdě, pokud známe tepelnou kapacitu půdy a její vlhkost,
- rychlost proudění vzduchu $u_{2,0}$ ve výšce $z = 2,0$ m.

b) Charakteristiky půdního profilu

- vlhkost půdy v půdním profilu (slouží k výpočtu množství vody v půdním profilu W),
- měrná tepelná kapacita půdy c ,
- rozdělení teplot v půdním profilu $T = f(z)$.

c) Biometrické charakteristiky porostu

Biometrická charakteristika rostlinného krytu, nejčastěji používaná v teorii přenosu vody v procesu evapotranspirace je listová pokryvnost ω . Je to plocha aktivního povrchu biomasy nadzemních částí rostlin, připadajícího na jednotku plochy povrchu půdy. Sumární listová pokryvnost ω_0 odpovídá výšce porostu z_p . Povrch biomasy se vypočítá jako součet jednostranných povrchů listů, ploch příčného řezu stébel či klasů (Novák, 1981).

Často se však stává, že potřebná meteorologická data chybějí. Proto se musí použít alternativní postupy výpočtu, které vyžadují jen omezené vstupy. Jako nejpřesnější způsob výpočtu je většinou uvažována metodika FAO, tedy Penman-Monteithova metoda, která řeší problém chybějících dat jejich odhadem na základě dalších meteorologických prvků nebo přejímáním měření z okolních stanicích. Toto zjednodušení je možné až ke stanovení evapotranspirace pouze z maximální a minimální teploty vzduchu. Hodnoty radiačního záření mohou být odvozeny podle dat ze sousední stanice nebo odhadnuty z délky slunečního svitu. Hodnoty vlhkosti mohou být odvozeny na základě denního minima teploty vzduchu.

Pro chybějící data o vlhkosti vzduchu, rychlosti větru a radiaci lze použít nepřímé metody jejich odhadu na základě dalších prvků. Pokud chybí hodnoty vlhkosti vzduchu, mohou být nahrazeny odhadem z hodnot aktuálního tlaku vodní páry (e_a), za předpokladu, že se teplota rosného bodu (τ) blíží k minimu denní teploty (T_{\min}). Pro tento vztah platí tato rovnice:

$$e_a = e^\circ(T_{\min}) = 0,611 \exp\left[\frac{17,27T_{\min}}{T_{\min} + 273,3}\right], \text{ kde}$$

e_a = aktuální tlak vodní páry

e° = nasycení tlaku vodní páry

T_{\min} = minimální teplota vzduchu

Vztah mezi minimální teplotou a rosným bodem platí pouze tam, kde je půdní povrch kryt vegetací a dobře zavlažován (Allen, 1998 in Macounová, 2007).

Všeobecně můžeme metody určení výparu a evapotranspirace rozdělit na:

- a) metody vodní bilance systému, ze kterého probíhá evapotranspirace,
- b) mikrometeorologické metody,
- c) metody výpočtu výparu, založené na řešení rovnic přenosu vody ve vrchní vrstvě půdy,
- d) metody, založené na řešení rovnic přenosu vody v rostlinném pokryvu,
- e) simulace procesů přenosu skrz systém půda – rostlina – atmosféra matematickými modely.

Mikrometeorologické metody

Existuje celá paleta modifikací mikrometeorologických metod. Patří mezi ně: metoda turbulentní difúze, metoda tepelné bilance, kombinovaná metoda, jež je kombinací metody turbulentní difúze a metody tepelné bilance a metoda pulzací („eddy correlation metod“), která je nejpřesnější.

Mikrometeorologické metody mají několik významných předností: umožňují měřit evapotranspiraci v krátkých časových intervalech jako třeba v hodinách, umožňují měření toku i jiných substancí (CO_2 , tepla), potřebným měřením současně získáváme důležité dodatečné informace o přízemní vrstvě atmosféry (teplotě, vlhkosti, rychlosti větru).

Metoda turbulentní difúze

Zvaná též gradientní nebo aerodynamická metoda, je založená na poznatku, že intenzita přenosu měřené substance je úměrná gradientu této substance. Rovnice však není vhodná pro výpočet evapotranspirace kvůli složitosti přímého měření součinitele turbulentní difúze. Turbulentní přenos vodní páry v přízemní vrstvě atmosféry ve vertikálním směru může být vyjádřen rovnicí:

$$E = -\rho_a \cdot K \cdot \frac{dq}{dz} \quad , \text{kde}$$

K – součinitel turbulentní difúze [$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$], je kvantitativní charakteristikou intenzity turbulentního přenosu,

ρ_a – objemová hmotnost vzduchu [g cm^{-3}],

q – měrná vlhkost vzduchu – hmotnost vodní páry v gramech na gram vlhkého vzduchu.

Metoda tepelné bilance

Intenzita evapotranspirace se dá vypočítat metodou tepelné bilance stanovením množství energie, spotřebované na fázovou přeměnu kapalné vody na vodní páru.

$$R = B + P + L E \quad , \text{kde}$$

B – intenzita přenosu tepla do půdy [$\text{J} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$],

P – intenzita turbulentního toku tepla do atmosféry,

L – skupenské teplo výparu ($L = 2450 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$ při $20 \text{ }^\circ\text{C}$),

R – radiační bilance (Novák, 1979a).

Kombinovaná metoda

Kombinací rovnic, vyjadřujících tok vodní páry a turbulentního toku tepla s rovnicí tepelné bilance získáme rovnici pro výpočet intenzity evapotranspirace, napsanou Budykem a Timofejevem ve tvaru (Novák, 1979b):

$$E = \frac{R - B}{L \cdot \frac{1 + c_a}{L} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta q}} \quad , \text{kde}$$

$\Delta T = T_1 - T_2$ a T_1, T_2 – teploty vzduchu ve výškách z_1 a z_2 ,

$\Delta q = q_1 - q_2$.

Pro použití v praxi je nejvhodnější skupina metod výpočtu potenciálního výparu založená na řešení systému rovnic přenosu vodní páry a tepla z vypařujícího povrchu do atmosféry a rovnice energetické bilance na úrovni vypařujícího povrchu. Jde o metody navržené Penmanem a Monteithem, nebo jeho modifikace upravené Budykem a Zubenokovou.

Těmito metodami lze vypočítat denní a vícedenní úhrny potenciálního výparu z různých vypařujících povrchů. Reálný (aktuální) výpar lze poté vypočítat ze vztahu mezi poměrným výparem a vlhkostí vrchní vrstvy půdy. Tento „dvojstupňový“ výpočet výparu je daní za to, že pro výpočet stačí použití standardních meteorologických údajů (Novák, 1989).

Penman-Monteithova metoda

Organizace pro výživu a zemědělství (FAO = „Food and Agriculture Organization of the United Nations“) doporučuje pro odhad potenciální a referenční evapotranspirace používat rovnici FAO Penman-Monteitha. Jde o na světě nejrozšířenější metodu jež se osvědčila pro přesný odhad evapotranspirace v různých klimatech (Er-Raki, 2010).

Vychází z původní rovnice Penmana, jež byla vyhodnocena jako nejpřesnější. Má vysokou spolehlivost v různém prostředí a to i pro krátkodobé sledování. Základní rovnice je odvozena pro výpar z volné hladiny:

$$E_p = \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot E_r + \left(\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \right) \cdot E_a \quad , \text{kde}$$

$$E_r = R_n - \frac{G}{\lambda} \quad , \text{kde}$$

E_0 – evaporace z volné hladiny,

Δ – sklon křivky tlaku nasycené vodní páry při aktuální teplotě

λ – skupenské teplo výparné

- R_n – intenzita toku radiace
- G – intenzita toku tepla v povrchové vrstvě vody
- γ – psychometrická konstanta
- E_a – aerodynamický evaporační ekvivalent

Penman-Monteith je modifikovaná Penmanova metoda, která je závislá na několika parametrech (radiaci, tepelném toku v půdě, deficitu tlaku vodní páry ve vzduchu, hustotě vzduchu za konstantního tlaku, vztahu tlaku nasycení vodní páry a teploty a aerodynamickém odporu). Monteith modifikoval Penmanovu rovnici pro výpočet evapotranspirace zavedením stomatálního odporu. Dále zavedl aerodynamický odpor, který vyjadřuje odpor při transportu vodní páry od vypařujícího se povrchu. Ten se řídí rychlostí větru a typem povrchu, resp. typem vegetačního krytu oblasti. Tato metoda umožňuje výpočet evapotranspirace pro různá časová období (měsíc, dekáda, den, hodina, apod.) a je vhodná pro následné určení aktuální evapotranspirace. Vztah je dán rovnicí (Allen, 1998 in Macounová, 2007):

$$ET = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a c_p \cdot \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad , \text{kde}$$

- ET – evapotranspirace,
- R_n – radiační bilance zemského povrchu [W/m^2],
- G – tok tepla v půdě [$\text{kJ}/\text{m}^2/\text{s}$],
- $(e_s - e_a)$ – sytostní doplněk [kPa],
- ρ_a – relativní vlhkost vzduchu, $\rho_a = 1,293$ [kg/m^3],
- c_p – specifické teplo vzduchu $c_a = 1005,50$ [$\text{J}/\text{kg}/\text{K}$],
- Δ – sklon koexistenční křivky fázového diagramu [$\text{kPa}/^\circ\text{C}$],
- γ – psychometrická konstanta, $\gamma = 0,0663$ [$\text{kPa}/^\circ\text{C}$],
- r_s – stomatální odpor [s/m],
- r_a – aerodynamický odpor [s/m].

Výpočet aktuální evapotranspirace

Aktuální evapotranspiraci ET_a lze spočítat pomocí evapotranspirace potenciální ET_0 . Jejich vzájemný vztah je dán vzorcem:

$$ET_a = k_s \cdot k_c \cdot ET_0 \quad , \text{kde}$$

k_s – půdní koeficient pro E_a ,

k_c – koeficient půdního krytu, jehož hodnota se mění podle vzrůstu vegetace.

V tomto vztahu je velmi důležitý koeficient půdního pokryvu a půdní koeficient. Hodnota koeficientu k_c je vztažena k referenční evapotranspiraci travního porostu a má rozdílné hodnoty pro travnatý či polní porost. Všeobecně se dá říci, že různé plodiny mají různý koeficient. Další vliv na k_c má vegetační sezóna, během jejíž doby se k_c mění. Hlavní faktory ovlivňující v průběhu roku k_c jsou typ půdního pokryvu, klima, půdní výpar a fáze vegetace (Macounová, 2007). Koeficient půdního krytu K_c je v podstatě podíl aktuální evapotranspirace ET_a a referenční evapotranspirace ET_0 , který reprezentuje spojení všech nejdůležitějších charakteristik, které odlišují rostliny od hodnot referenční evapotranspirace (Allen, 2000).

Výpočet evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové

Pravděpodobně nejvíc prací vztahujících se k stanovení evapotranspirace na území Československa bylo vytvořeno za pomoci metody vypracované Budykem a Zubenokovou. Základem této metody je určení potenciální evapotranspirace. Aktuální evapotranspirace je poté počítána z empirické závislosti mezi tzv. poměrnou evapotranspirací ve tvaru E/E_0 a vlhkostí půdy. Metoda je založena na společném řešení rovnic vodní a energetické bilance a bere v úvahu všechny základní faktory, které mají vliv na výpar. V dlouhodobém průměru dává ve většině případů výsledky shodné s metodou Penman-Monteitha, přičemž vyžaduje menší množství údajů.

Na základě rovnice přenosu vodních par v přízemní vrstvě atmosféry Budyko navrhl tzv. komplexní metodu výpočtu potenciální evapotranspirace ve tvaru:

$$E_0 = \rho \cdot D \cdot (q_s - q) \quad , \text{kde}$$

E_0 – potenciální evapotranspirace [mm],

- D – součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce neboli integrální koeficient difúze [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],
- ρ – hustota vzduchu [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$],
- q_s, q – měrná vlhkost vzduchu nasyceného vodní párou při teplotě vypařujícího povrchu a měrná vlhkost vzduchu ve výšce 2 m, na úrovni meteorologické budky [$\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$].

Výpočet potenciální evapotranspirace podle Papadakis

Papadakisova metoda byla v minulosti poměrně často používána na pracovištích ČHMÚ, zejména v dobách, kdy možnosti výpočetní techniky byly mírně až velmi omezené. Vychází ze vztahu:

$$ET_0 = 5,625 (e_{mx} - e_{mn}), \quad \text{kde}$$

ET_0 – potenciální evapotranspirace [$\text{mm}\cdot\text{měs}^{-1}$],

e_{mx} – napětí nasycené vodní páry vypočítané z měsíčního průměru maximálních denních teplot vzduchu ve výšce 2 m nad zemí [hPa],

e_{mn} – napětí nasycené vodní páry vypočítané z měsíčního průměru minimálních denních teplot vzduchu ve výšce 2m, od něhož byly odečteny 2 °C [hPa].

Papadakisova metoda v případech bez výraznějších anomálií v průběhu povětrnosti dává hodnoty evapotranspirace dosti shodné s hodnotami stanovenými podle Penman-Monteitha. V porovnání obou metod v průběhu roku vykazuje Papadakisova metoda různé odchylky v průběhu jednotlivých měsíců. V jarních měsících poskytuje údaje podhodnocené, v letních a především pak v podzimních zase naopak nadhodnocené.

Výpočet podle Thornthwaita

Při výpočtu evapotranspirace vychází Thornthwaite pouze z průměrné měsíční teploty vzduchu, díky čemuž je jeho metoda velmi často používána při studiích dlouhodobějšího kolísání hodnot potenciální evapotranspirace, kdy dostupné časové řady meteorologických údajů obsahují pouze hodnoty teploty vzduchu. Mezi nevýhody této metody však patří skutečnost, že v případech, kdy je průměrná měsíční teplota vzduchu v daném měsíci menší anebo rovná nule, přiřazuje se nulová hodnota i potenciální evapotranspiraci. Rovnice pro výpočet má tvar:

$$ET_0 = 1,6 \cdot \left(\frac{10t}{I} \right)^a, \text{ kde}$$

ET_0 – potenciální evapotranspirace [$\text{cm} \cdot \text{měs}^{-1}$],

t – průměrná měsíční teplota,

$$I = \sum_1^{12} \left(\frac{T_i}{S} \right)^{1,51},$$

T_i – dlouhodobá průměrná teplota vzduchu v i -tém měsíci v roce,

$$a = (0,675 \cdot 10^{-6})I^3 + (7,11 \cdot 10^{-6})I^2 + (17,921 \cdot 10^{-3})I + 0,49239.$$

V porovnání s výsledky podle Penman-Monteitha v ročním chodu se objevují odchylky v jarních měsících. V letních měsících je však mezi oběma metodami poměrně dobrá shoda (Litschmann, 2005).

Metoda Blaney-Criddle

Metoda Blaney-Criddle je obdobně jako Thornthwaitova využitelná tam, kde jsou z meteorologických prvků k dispozici pouze údaje o teplotě vzduchu. Omezená data však limitují její použitelnost pouze na odhad ET pro delší časová období (dekáda či měsíc), nikoliv pro denní či hodinový krok a to vztahem (Gupta, 2001 in Macounová, 2007):

$$U = \sum \frac{K_t \cdot K_c \cdot t_m \cdot p}{100}, \text{ kde}$$

U – evapotranspirační spotřeba,

K_t – klimatický koeficient odvozený od průměrné měsíční teploty vzduchu,

K_c – koeficient růstové fáze vegetace,

t_m – průměrná měsíční teplota [$^{\circ}\text{F}$],

p – podíl období na celkovém ročním počtu hodin denního svitu [%],

$K_t = 0,0173t_m - 0,314$; pro $t_m < 36^{\circ}\text{F}$ platí $K_t = 0$.

Výpočet skutečné evapotranspirace podle Budagovského

Předloženou metodou lze vypočítat skutečnou evapotranspiraci, pokud známe hodnotu potenciální evapotranspirace a listovou pokrývnost rostlin. Pomocí těchto rovnic lze spočítat

skutečnou evapotranspiraci E_{et} skrze výpočet potenciálního výparu E_{ep} , potenciální transpirace E_{tp} a potenciální evapotranspirace E_{etp} . Platí:

$$E_{ep} = \Phi b_1 d + b_2 [R \exp(-n\omega_0) - B],$$

$$E_{tp} = b_1 D_\omega d + b_2 \{R[1 - \Phi \exp(-n\omega_0)] - (1 - \Phi)B\} - (1 - \Phi)E_e,$$

$$E_{etp} = E_{ep} + E_{tp}, \quad \text{kde}$$

B – intenzita toku tepla do půdy [$M T^{-3}$],

R – radiační bilance [$M T^{-3}$],

a kde se parametry n , D_ω , Φ , b_1 a b_2 odečítají jako funkce těchto veličin:

$$b_1 = f(T_2), \quad b_2 = (T_2),$$

$$\Phi = f(u_2, \omega_0)$$

$$n = f(\text{kalendářní měsíc, zeměpisná šířka}),$$

$$D_\omega = f(u_2, \omega_0).$$

Pokud jsou hodnoty vlhkosti povrchu půdy větší než tzv. kritická vlhkost půdy Θ_k , hodnota skutečné evapotranspirace je rovna hodnotě evapotranspirace potenciální. Při vlhkosti půdy Θ nižší než kritické Θ_k lze použít přepočtení (Novák, 1981):

$$E_{etp} = E_{ep} \cdot \frac{\Theta}{\Theta_k}$$

Bowenova metoda

Další metodou pro výpočet evapotranspirace je Bowenova metoda, založena na kombinaci aerodynamické metody a metody energetické bilance a vychází z rovnice energetické bilance a stanovení Bowenova poměru (Dufková, 2005).

V energetické bilanci se tok senzibilního tepla H_s velmi těžce vyčísluje. Lze však předpokládat, že velikost toku tepla spotřebovaného na výpar LE a toku senzibilního tepla HS budou úměrné. Tato úměra je vyjádřena Bowenovým poměrem β (Gupta, 2001 in Macounová, 2007):

$$\beta = \frac{H_s}{LE}$$

Celý vztah je vyjádřen rovnicí:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad , \text{kde}$$

LE – tok tepla spotřebovaného na výpar [W.m⁻²]

Rn – radiační bilance vypařujícího povrchu nebo porostu [W.m⁻²],

G – intenzita toku tepla do půdy [W.m⁻²].

Pristley-Taylorova metoda

Pristley a Taylor navrhly dva empirické vztahy pro výpočet potenciální evapotranspirace pro případ, kdy jsou známy hodnoty teploty vzduchu a radiace. Bylo však prokázáno, že tato metoda podhodnocuje hodnoty potenciální evapotranspirace v suchých a větrných podmínkách (Er-Raki, 2010). Vztah je vyjádřen touto rovnicí:

$$E = \alpha \cdot \left(\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right) \cdot E_r \quad , \text{kde}$$

E_r – míra evaporace,

γ – psychometrická konstanta,

$\alpha = 1,3$;

Δ – sklon křivky tlaku nasycené vodní páry při aktuální teplotě.

Metoda Hargreaves-Samani

Er-Raki (2010) tvrdí, že oproti standardní metodě FAO, tedy Penman-Monteithově rovnici, je v mírně větrném prostředí nejlépe použitelný vztah Hargreaves-Samani, který počítá hodnoty potenciální evapotranspirace v denním kroku (Alexandris, 2005):

$$ET_0 = 0,0023 \cdot T \cdot D^{0,5} (T_{mean} + 17,8) \cdot R_a$$

$TD = T_{max} - T_{min}$, rozdíl mezi maximální a minimální denní teplotou [$^{\circ}\text{C}$],

T_{mean} – průměrná denní teplota [$^{\circ}\text{C}$],

R_a – radiace [$\text{MJ}\cdot\text{m}^2\cdot\text{den}^{-1}$].

Referenční evapotranspirace

Základní rovnice pro výpočet referenční evapotranspirace hypotetického povrchu ET_0 podle metodiky FAO vychází z originální Penman-Monteithovy kombinační rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace ve tvaru (Kohut, 2005):

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273,16} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad , \text{kde}$$

ET_0 – referenční evapotranspirace,

R_n – radiace na povrchu hypotetického povrchu [$\text{MJ}\cdot\text{m}^2\cdot\text{den}^{-1}$],

G – tok tepla v půdě [$\text{MJ}\cdot\text{m}^2\cdot\text{den}^{-1}$],

T – teplota vzduchu ve 2 m [$^{\circ}\text{C}$],

u_2 – rychlost větru ve 2 m [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$],

e_s – tlak nasycení vodní páry [kPa],

e_a – tlak vodní páry [kPa],

$(e_s - e_a)$ – sytostní doplněk [kPa],

Δ – sklon křivky napětí vodních par při dané teplotě vzduchu [$\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$],

γ – psychometrická konstanta [$\text{kPa}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$].

Je považována za významně závislou na druhu plodiny, která na ní roste. Proto FAO poskytuje pro 120 různých porostů zemědělských plodin tzv. plodinové koeficienty („crop coefficient“), které určují vztah mezi referenční evapotranspirací trávníku a ET konkrétní plodiny. (Kučera, 2011).

4.3 Hydrologické modely

V praxi se ke stanovení evapotranspirace velmi často využívá matematických modelů, zpravidla použitelných pro komplexní stanovení hydrologických poměrů v zájmovém území. Matematické modely srážko-odtokových procesů představují zjednodušený kvantitativní vztah mezi vstupními a výstupními veličinami určitého hydrologického systému (Daňhelka, 2002 in Jeníček, 2005). Hydrologické modely se uplatňují nejen při řešení problémů operativních hydrologických předpovědí, návrhových a projekčních činností v oblasti vodního hospodářství, ale také ve výzkumné činnosti (Jeníček, 2005). Jedním z problémů při výpočtu evapotranspirace v modelech jsou často rozdílné meteorologické podmínky v povodí (Macounová, 2007). Pokud tedy není v povodí zajištěna hustá síť měření meteorologických prvků, mohou se výsledky výpočtů modelů jevit částečně zkreslené oproti realitě.

Dodnes byla vyvinuta celá řada modelů, které se od sebe liší různými přístupy k jednotlivým složkám srážko-odtokového procesu nebo struktúře zkoumaného povodí (Jeníček, 2005). To s sebou nese také fakt, že i k výpočtu evapotranspirace se přistupuje v rámci jednotlivých modelů rozdílně. Existují např. matematické modely umožňující vypočítat hodnoty evapotranspirace za pomoci užití předepsaných vztahů mezi hodnotou transpirace a průměrného obsahu půdní vláhly. Jde např. o modely SWAP („Soil-Water-Atmosphere-Plant“), GLOBAL, HYDRUS-ET (Novák, 2005) nebo NOPEX-6 (Xu, 2005).

Vyjádření závislosti evapotranspirace na dostupnosti půdní vláhly lze provést také s pomocí modelu SVAT („soil-vegetation-atmosphere“), který simuluje transpiraci v závislosti na půdních, vegetačních a atmosférických faktorech. Tento model je založen na domněnce, že množství vody přijaté rostlinami z půdy je rovné množství vody vypařenému transpirací. K výpočtům je užito klasické Penman-Monteithovy rovnice (Novák, 2005).

Obdobně je tomu u modelu SWAT („Soil and Water Assesment Tool“). Aktuální či potenciální evapotranspirace zde však kromě rovnice Penman-Monteithovy lze spočítat také pomocí metody Priestley-Taylor nebo Hargreaves (Kadlec, 2007). Další z modelů, jež počítá aktuální evapotranspiraci v závislosti na obsahu půdní vlhkosti je např. srážko-odtokový model NASIM (Jeníček, 2005).

Ze základů modelu SWAT a modelu MATSALU vychází další, ve světě často užívaný, hydrologický model SWIM („Soil and Water Integrated Model“). Ten má tu výhodu, že je schopen vypočítat dílčí potenciální evapotranspiraci až pro čtyři různé typy plodin rostoucí na zkoumané ploše. Zároveň je také schopen provést výpočet základních prvků evapotranspirace, tedy transpirace a evaporace.

Dalším, v Čechách často využívaným modelem, je AVISO („Agrometeorologická Výpočetní a Informační Soustava“). Ten počítá potenciální evapotranspiraci travního porostu v denním intervalu za použití modifikovaného výpočtu dle rovnice Penman-Monteitha. Vstupními daty modelu jsou tzv. scénářová denní klimatická data základních meteorologických prvků. Těmi jsou teplota a vlhkost vzduchu, trvání slunečního svitu, rychlost větru a srážky. Model AVISO je součástí operativního a režimového provozu ČHMÚ v Brně (Kohut, 2011) a nabízí průběžný přehled o vlhkosti půd a jejich nasycenosti pro území celé ČR (Kohut, 2004).

Také model WBCM („Water Balance Conceptual Model“) je aplikován ve výzkumech v Čechách. Tento model byl koncipován pro studium změn jednotlivých komponent hydrologické bilance v závislosti na změnách hospodářského využití území (Kovář, 2008). Slouží k simulaci denních hodnot vodní bilance a to hlavně ve vegetačním období. Ve svých výpočtech uvažuje interakci mezi všemi podstatnými prvky vodní bilance, ale také fyzikální principy, podle nichž dochází k evapotranspiraci, intercepci, infiltraci a k tvorbě přímého i základního odtoku. Evapotranspirace je modelem počítána v časovém měřítku dekád (Kovář, 2011) a to za použití výpočtu dle Penmana, Hamona či Priestley-Taylorovy metody. Výběr metody pro výpočet v je závislí na dostupnosti meteorologických dat (Kovář, 2008).

Hydrologických modelů je celá škála. Základním kritériem pro výběr konkrétního modelu je vzhledem k odlišnostem jednotlivých typů záměr jeho použití. Při výběru je také třeba myslet na to, že mohou platit jistá omezení v jeho dostupnosti a to nejen z hlediska možnosti získání modelu pro zpracování konkrétního problému, ale také finanční dostupnosti, v případě komerčně využívaných modelů. Při výběru vhodného modelu je tedy třeba hledět nejen na bázi dat, kterou máme k dispozici, ale také na finanční náročnost pořízení daného modelu.

5. Diskuse

Vzhledem k náročnosti výpočtu aktuální, referenční či potenciální evapotranspirace nebude jednoduchým úkolem tyto hodnoty pro daná experimentální povodí zjistit. Celou situaci komplikuje fakt, že obě povodí se od sebe značně liší svým krajinným pokryvem, resp. vegetačními charakteristikami. Povodí Zbytinského potoka je z větší části pokryto loukami a řídkší vyšší vegetací. Naopak povodí potoka Tetřívčího je z většiny pokryto lesem. Střelcová (2005) uvádí, že evapotranspirace lesů v porovnatelných podmínkách je asi o 10 – 15 % vyšší než u travního porostu. Jde o jev způsobený především vysokou intercepcí lesních porostů a vyšší transpirací z důvodu několikanásobně vyšší listové plochy na 1 m². Proto i v rámci bilancování hodnot evapotranspirace nelze k oběma povodím přistupovat stejně.

Povodí se od sebe liší také odtokovými vlastnostmi. Otok z méně lesnatého povodí je mnohem rozkolísanější než otok z povodí lesnatého. Je otázkou nakolik tento fakt ovlivňuje podpovrchové odvodnění na povodí Zbytinského potoka. Zároveň to však přináší otázku, nakolik se daná povodí budou lišit v zadržování vody v půdě.

Jak plyne z předcházejících poznatků, evapotranspiraci ovlivňuje také půdní vlhkost. Vzhledem k brzké instalaci půdních vlhkoměrů by měla být do budoucna přístupná i data o vlhkosti půdy. Naskytne se tak eventuální možnost využití metod počítajících s těmito daty.

Momentálně jsou z potřebných meteorologických dat dostupné hodnoty srážek a zároveň také hodnoty odtoků z těchto území. To je základem pro přibližné určení evapotranspirace z rovnice vodní bilance. Nejdůležitějšími vstupními daty většiny výpočetních metod jsou kromě hodnot srážek také hodnoty průměrných denních teplot vzduchu, případně jejich extrémů. Vzhledem k přítomnosti teploměrů v závěrových profilech obou povodí jsou k dispozici i tato data. Pro území povodí Zbytinského potoka se měří hodnoty teplot ve 2 m nad zemí v desetiminutovém kroku již od roku 2006. Pro území povodí potoku Tetřívčího budou teploty ve standardní výšce přístupné až od poloviny roku 2011. Platí však, že čím více měření teploty ve vegetačně odlišných lokalitách bude k dispozici, tím přesnější mohou být výstupy výpočtů pro srovnání lokalit.

S těmito datovými podklady by se tedy dali použít například metody Thornthwaita nebo Blaney-Criddle. Ty ve svých rovnicích využívají pouze hodnoty průměrné teploty. První z uvedených metod ovšem využívá pouze průměrné měsíční teploty a je tak vhodná spíše k přibližnému srovnání chodu evapotranspirace v delším časovém měřítku. Metoda Blaney-Criddle využívá hodnot průměrné teploty v kratším časovém měřítku a byla by tedy využitelná k určení hodnot evapotranspirace pro období týdnů, dekád či měsíců. Opět bych tato data považoval spíše za orientační.

Vzhledem k dostupnosti dat z meteorologické stanice ve Zbytinách lze použít i další meteorologická data, jako jsou hodnoty sluneční radiace nebo vlhkosti. Tato stanice ovšem neměří tlak vzduchu. Jeho hodnoty však lze přejímat z nedaleké meteorologické stanice ve Volarech. Nyní přichází v úvahu i jiné způsoby výpočtu evapotranspirace jako např. metoda Hargreaves-Samani. Ta pro svůj výpočet potřebuje znalost průměrné denní teploty, denních teplotních extrémů a sluneční radiace. Tato metoda má navíc tu výhodu, že je jí možné spočítat evapotranspiraci v denním kroku.

Jako nejvhodnějším způsob stanovení evapotranspirace daných povodí se ovšem jeví metody doporučené FAO. Ty využívají Penman-Monteithova vztahu, považovaného za nejpřesnější. K těmto výpočtům je však nutná přesná znalost nejen teplot vzduchu ve standardní výšce, ale zpravidla také hodnot toků tepla v půdě, rychlosti větru ve standardní výšce, sluneční radiace, tlaku vzduchu a vlhkosti vzduchu. V případě absence některých dat je možné, dokonce to metodika FAO přímo doporučuje, dosadit hodnoty neznámých veličin z nejbližších meteorologických stanic. Zároveň nám tyto metody poskytují možnost spočítat evapotranspiraci pro různé hypotetické povrchy. To znamená, že by bylo možné spočítat hodnoty evapotranspirace zvlášť pro jednotlivá povodí v závislosti na odlišnostech vegetace a následně provést jejich srovnání. Získaly by jsme tak odpověď na otázky, jaký vliv má odlišný krajinný pokryv daných povodí na intenzitu evapotranspirace a jak se to projevuje v celkové vodní bilanci daných výzkumných povodí.

Velmi vhodným způsobem určování evapotranspirace konkrétního povodí se jeví využití hydrologických modelů. Za velmi vhodný považuji model SWAT, jež nabízí možnost výběru metodiky výpočtu v závislosti na dostupných datech. Dále model SWIM, jež poskytuje možnost výpočtu evapotranspirace současně pro několik typů hypotetických povrchů, což je v případě srovnávání dvou povodí s odlišným krajinným pokryvem zásadní výhodou. V případě experimentálního povodí Zbytiny ovšem považuji za nejvhodnější model WBCM. Nejenže je tento model velmi vhodný pro určování celkové vodní bilance právě malých povodí, ale jeho velikou předností je fakt, že je sestaven ke studiu změn jednotlivých komponent hydrologické bilance v závislosti na změnách hospodářského využití daného území. Vzhledem k tomu, že výzkum probíhající na území povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka je zaměřen právě na zkoumání odlišností odtokových charakteristik v závislosti na rozdílném využití krajiny, je tento model prakticky nejvýhodnější. Jeho další předností je možnost výpočtu bilančních charakteristik a tedy i evapotranspirace v krátkých časových intervalech a také možnost výběru použité metodiky výpočtu v závislosti na dostupnosti meteorologických dat.

Pro srovnání výsledků a zhodnocení jejich přesnosti považuji za vhodné použít více metod výpočtu či modelů současně.

6. Závěr

Tato práce má posloužit jako podklad pro navazující práci diplomovou. Ta bude zaměřena na zpracování konkrétních problémů, které jsou ústředním tématem této práce. Bude tedy zaměřena na přesné určení hodnot evapotranspirace ve výzkumných párových povodích Zbytiny a zanesení výsledků těchto výpočtů do jeho vodní bilance.

V první části bakalářské práce je vcelku podrobně zpracován popis zkoumaných povodí. Tento popis je zaměřen nejen na charakteristiky fyzicko-geografické, ale také meteorologické a hydrologické. Zpracování popisu daných povodí doplňují vlastní výpočty a grafy hodnot průměrných teplot a také velikosti odtoku počítaného pomocí přepočtu z konzumpční křivky v závislosti na hodnotách výšky hladiny v závěrových profilech obou potoků.

Další kapitola dopodrobna zpracovává samotnou tematiku evapotranspirace. Rozebírá tento proces z hlediska základních složek, kterými je tvořena a to fyzikálního výparu neboli evaporace a fyziologického výparu neboli transpirace. Znalost těchto dvou složek umožňuje zjišťovat hodnoty samotné evapotranspirace a to buď metodami přímého měření, nebo metodami výpočetními. Prvně jmenované jsou v této kapitole spíše jen vyjmenovány. Metodám výpočetním se však kapitola věnuje mnohem podrobněji. Je zde uveden přehled nejčastěji využívaných metod a to včetně postupu jejich výpočtu, výhod a nevýhod. Dále jsou v práci uvedeny nejčastěji užívané hydrologické modely, které poskytují možnost výpočtu evapotranspirace. Výhodou těchto modelů je, že s evapotranspirací pracují jako s jednou z hlavních složek hydrologické bilance povodí a poskytují tak komplexní zpracování bilance pro zájmové území.

V diskusi jsou sepsané metody výpočtu evapotranspirace následně vyhodnoceny. Z tohoto vyhodnocení také vychází návrhy nejvhodnějších metod výpočtu či modelů.

Při výpočtu evapotranspirace je kladen důraz především na znalost meteorologických dat. Pro další zpracování tohoto tématu je tedy důležité mít k dispozici dostatek těchto dat. Tento předpoklad je naštěstí zajištěn nejen dostatkem měření přímo v rámci výzkumu na experimentálních povodích, ale také dostupností srovnávacích dat ze srážkoměrné stanice Zbytiny-Spálenec, popř. meteorologické stanice ve Volarech v případě měření tlaku vzduchu.

Pro přesné hodnocení hydrologické bilance povodí je důležité nespokojit se pouze s odhady evapotranspirace. Jde o jednu z nejdůležitějších složek této bilance a je tedy nezbytné se tím ve výzkumu na experimentálních párových povodích Zbytiny zabývat podrobněji. Tato práce má poskytnout dostatečnou základnu informací pro hodnocení evapotranspirace daného území a tím také zvýšit úroveň poznání jeho hydrologických charakteristik.

7. Použitá literatura

1. ALLEN, R. G. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*. 2000, 229, s. 27-41.
2. ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E.: Evapotranspiration information reporting : I. Factors governing measurement accuracy. *Agricultural Water Management*. 2011, 98, s. 899-920.
3. ALEXANDRIS, S.; KERKODES, P.; LIAKATAS, A.: Daily reference evapotranspiration estimates by the „Copais“ approach. *Agricultural Water Management*. 2006, 82, p. 371-386.
4. BOIS, B.; PIERI, P.; VAN LEEUVEN, C.; WALD, L.; HUARD, F.; GAUDILLERE, J. P.; SAUR, E.: Using remotely sensed solar radiation data for reference evapotranspiration estimation at a daily time step. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2008, 148, s. 619-630.
5. BROM, J.: Toky energie v ekosystémech a evapotranspirace [online], 2008, [cit. 2011-04-25]. Dostupný z WWW: <www.jbrom.wz.cz/vyuk/Toky%20energie.pdf>.
6. CULEK, M. a kol.: Biogeografické členění České Republiky. Praha : Enigma, 1996. 347 s. ISBN 80-85368-80-3.
7. ČERMÁK, J.; NADĚŽDINA, N.: Měření transpirace prostřednictvím transpiračního proudu a zjišťování operačních struktur dřevin významných pro jejich hospodaření s vodou. In ROŽNOVSKÝ, J.; LITSCHMANN, T., *Evaporace a evapotranspirace : Sborník z mezinárodního vědeckého semináře*. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 15-22. ISBN 80-86690-24-5.
8. DUFFKOVÁ, R; KUČERA, J.: Metodika analýzy vodního stresu travního porostu. In ROŽNOVSKÝ, J.; LITSCHMANN, T.: *Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře*. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 57-62. ISBN 80-86690-24-5.
9. ER-RAKI, S.; CHEHBOUNI, A.; KHABBA, S.; SIMONNEAUX, V.; JARLAN, L.; OULDBBA, A.; RODRIGUEZ, J., C.; ALLEN, R., G.: Assessment of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: Can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters. *Journal of Arid Environments* 74, 2010. p. 1587 – 1596.
10. HINTNTAUS, I.: *Změny ve vývoji krajiny v pramenné oblasti Blanice*. Praha, 2008. 59 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova.

11. Int. 1: učební text jménem Evapotranspirace [online], 2009, [cit. 2011-04-25]. Dostupný z WWW: <hydrology.fsv.cvut.cz/vyuka/APH/data/AHL-05.pdf>.
12. JENÍČEK, M.: Aplikace matematického modelu Nasim pro simulaci srážko-odtokových poměrů v povodí Černé vody. Praha, 2005. 105 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova.
13. KADLEC, J.: Modelování erozních procesů v povodí Blšanky. Praha, 2007. 93 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova.
14. KEMEL, M.: Klimatologie, meteorologie, hydrologie. Praha : Vydavatelství ČVUT, 2000. 289 s.
15. KLIMENT, Z.; MATOUŠKOVÁ, M.; MALÝ, A.: Monitoring srážko-odtokového režimu v experimentálních párových povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka. In LANGHAMMER, J. a kol.: Změny v krajině a povodňové riziko. Praha : Univerzita Karlova v Praze, 2008. s. 86-99.
16. KLIMENT, Z.; KRÁLOVEC, V.; MALÝ, A.; MATOUŠKOVÁ, A.; ČESÁK, J.: Experimentální párová povodí Zbytiny. In ŠÍR, M.; TESAŘ, M.: Hydrologie malého povodí. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2011. s. 249-258.
17. KOHUT, M.: Referenční evapotranspirace. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 25-36. ISBN 80-86690-24-5.
18. KOHUT, M.; HORA, P.; CHUCHMA, F.: Potenciální evapotranspirace travního porostu v oblasti lokality Pánov na hodonínsku : Dlouhodobé vývojové trendy v období let 1961 – 2099 . In STŘEDOVÁ, H.; ROŽNOVSKÝ, J.; LITSCHMANN, T.: Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí. Skalní mlýn, 2011. ISBN 978-80-86690-87-2.
19. KOTT, I.: Vláhová bilance na území České republiky v letech 1974 – 1990. Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu, Sv. 42. Praha : ČHMÚ, 1992. 125 s. ISSN 0232-0401.
20. KOVÁŘ, P. Hydrologické bilance na experimentálním povodí Němčického potoka. In KOVÁŘ, P.; ŠTIBINGER, J. Metodika návrhu výstavby optimální varianty protipovodňových a protieročních opatření pro zmírnění extrémních hydrologických jevů – povodní a sucha v krajině. Praha : ČZÚ, 2008. s. 3-20.

21. KOVÁŘ, P.; VAŠŠOVÁ D.: Případová studie povodí Němčického potoka. In ŠÍR, M.; TESAŘ, M.: Hydrologie malého povodí. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2011. s. 249-258.
22. KRAMER, P. J.: Plant & soil water relationships : A modern synthesis. United States of America: McGraw-Hill, Inc., 1969. 481 p.
23. KUČERA, J.; URBAN, J.; TRNKA, M.; FISCHER, M.; KROFTA, K.; DUFFKOVÁ, R.: Evapotranspirace vybraných druhů zemědělských plodin a lesních porostů. In ŠÍR, M.; TESAŘ, M.: Hydrologie malého povodí. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2011. s. 271-276.
24. LITSCHMANN, T; KLEMENTOVÁ, E.: Srovnání výpočetních metod potenciální evapotranspirace. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 45 -56. ISBN 80-86690-24-5.
25. MACOUNOVÁ, A.: Problematika určení evapotranspirace. Praha, 2007. 53 s. Bakalářská práce. Univerzita Karlova.
26. MACOUNOVÁ, A.: Vliv evapotranspirace na hydrologické modely. Praha, 2009. 80 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova.
27. MALÝ, A.: Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. Praha, 2009. 151 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova.
28. MATĚJKA, F.: Vplyv meteorologických činitelov na evapotranspiráciu. Meteorologické zprávy. 1995, 48, 3, s. 87-90.
29. MATĚJKA, F; HURTALOVÁ, T.: Vzťah medzi potenciálnou a referenčnou evapotranspiráciou. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 37-44. ISBN 80-86690-24-5.
30. MOŽNÝ, M.: Problematika měření evapotranspirace v ČHMÚ. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 7-10. ISBN 80-86690-24-5.
31. NOVÁK, V.: Určenie evapotranspirácie metódou tepelnej bilancie. Vodohospodársky časopis. 1979a, 27, 6, s. 648-658.

32. NOVÁK, V.: Mikrometeorologické metódy stanovenia evapotranspirácie. Vodohospodársky časopis. 1979b, 27, 2, s. 210-224.
33. NOVÁK, V.: Štruktúra evapotranspirácie: I. Metódy výpočtu výparu a transpirácie. Vodohospodársky časopis. 1981, 29, 5, s. 476-492.
34. NOVÁK, V.: Štruktúra evapotranspirácie: II. Chod štruktúrnych elemntov evapotranspirácie. Vodohospodársky časopis. 1981, 29, 6, s. 581-592.
35. NOVÁK, V.: Výpočet denných úhrnov evapotranspirácie modifikovanou Penmanovskou metódou. Vodohospodársky časopis. 1989, 37, 1, s. 113-129.
36. NOVÁK, V.; HURTALOVÁ, T.; MATĚJKA, F.: Predictiong the effect of soil water and soil water potential on transpiration of maize. Agricultural Water Management. 2005, 76, p. 221-223.
37. POKORNÝ, R; KLIMÁNKOVÁ, Z; URBAN, O; KRUPICOVÁ, L; ZVĚŘINOVÁ Z.: Transpirace a evapotranspirace v ekofyziologii lesních dřevin. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 65-70. ISBN 80-86690-24-5.
38. STŘEDA, T.; KOHUT, M.: Modelování vláhové bilance a stanovení potřeby závlah u zemědělských plodin [online]. 2004, Dostupný z WWW: <http://web2.mendelu.cz/af_291_mendelnet/mendelnet2004/obsahy/fyto/streda.pdf>.
39. STŘELCOVÁ, K; KUČERA, J.: Stanovenie evapotranspirácie smrekového porastu metódou s dendromentrickým prístupom. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 71-78. ISBN 80-86690-24-5.
40. ŠACH, F.; KANTOR, P.; ČERNOHOUS, V.: Stanovení evapotranpirace mladého smrkového a bukového porostu metódou kontinuálního měření objemové vlhkosti v půdním profilu. In JURÁSEK, A.; NOVÁK, J.; SLODIČÁK, M.: Stabilization of the forest functions in biotopes disturbed by anthropogenic activity under changing ecological conditions. Jíloviště-Strnady : Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, 2006. s. 525-536. ISBN 80-86461-71-8.

41. ŠIŠKA, B; ŠPÁNIK, F; IGAZ, D.: Vývoj evapotranspirácie počas veľkého vegetačného obdobia vo výškovom profile Slovenska z pohľadu možného vývoja klímy. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 79-82. ISBN 80-86690-24-5.
42. ŠVEC, M.: Určení vlivu evapotranspirace pro zpřesnění srážko-odtokových modelů. In RŮŽIČKA, J.; PEŠKOVÁ, K.: Sborník - Symposium GIS Ostrava 2011. Ostrava : VŠB - Technická univerzita Ostrava, 2010. s. 155. ISBN 978-80-248-2366-9.
43. TESAŘ, M.; ŠÍR, M.; DVOŘÁK, I. J.: Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodná režim půd v pramenncých oblastech Krkonoš. In ŠTURSA, J.; MAZURSKI, K. R.; PALUCKI, A.; POTOCKA, J.: Problémy Krkonoš : Sborník mezinárodní vědecké konference. Sklarska Poreba : Opera Corcontica, 2003. s. 30-37.
44. TOMLAIN, J.: Metódy určovania potenciálneho a skutočného výparu z povrchu. Meteorologické zprávy. 1979, 32, s. 72-77.
45. TOMLAIN, J.: K rozložení evapotranspirácie na území slovenska za obdobie 1951 – 2000. In ROŽNOVSKÝ, J; LITSCHMANN, T.: Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. Brno : ČHMÚ, 2005. s. 87-92. ISBN 80-86690-24-5.
46. XU, C., Y.; SINGH, V., P.: Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate regional evapotranspiration in different climatic regions. Journal of Hydrology. 2005, 308, p.105-121.

Mapy

1. ORTOFOTO (2,5x2 km) VOLA 52, VOLA 53, VOLA 62, VOLA 63: ZABAGED, Český úřad zeměměřičský a katastrální, 2008

8. Přílohy

Seznam příloh

Obrázky

Obrázek č. 1: Ortofotomapa povodí.....	53
Obrázek č. 2: Zastoupení půdních typů.....	54
Obrázek č. 3: Krajinový pokryv povodí Zbytinského a Tetřívčího potoka.....	14
Obrázek č. 4: Změny v krajině landuse.....	54

Tabulky

Tabulka č. 1: Základní hydrografické charakteristiky výzkumných povodí.....	8
Tabulka č. 2: Sklonitostní poměry povodí.....	51
Tabulka č. 3: Plošné zastoupení vegetačních tříd.....	52

Grafy

Graf č. 1: Průměrné denní teploty (ZBY) v hydrologických letech 2007 – 2010.....	55
Graf č. 2: Průměrné denní průtoky Tetřívčího potoka v hydrologických letech 2007 – 2010....	55
Graf č. 3: Průměrné denní průtoky Zbytinského potoka v hydrologických letech 2007 – 2010.	56

Tabulky

Tab. č. 2: Sklonitostní poměry povodí (Malý, 2009)

Sklon	Plošné zastoupení ploch o daném sklonu v %	
	Zbyinský p.	Tetřívčí p.
0 – 2 °	11,5	8,5
2 – 4 °	31,8	48
4 – 6 °	34,4	28
6 – 8 °	16,5	13,3
8 – 10 °	4,1	1,9
10 – 12 °	1,6	0,2
12 – 14 °	0,1	0

Tabulka č. 3: Plošné zastoupení vegetačních tříd (Malý, 2009)

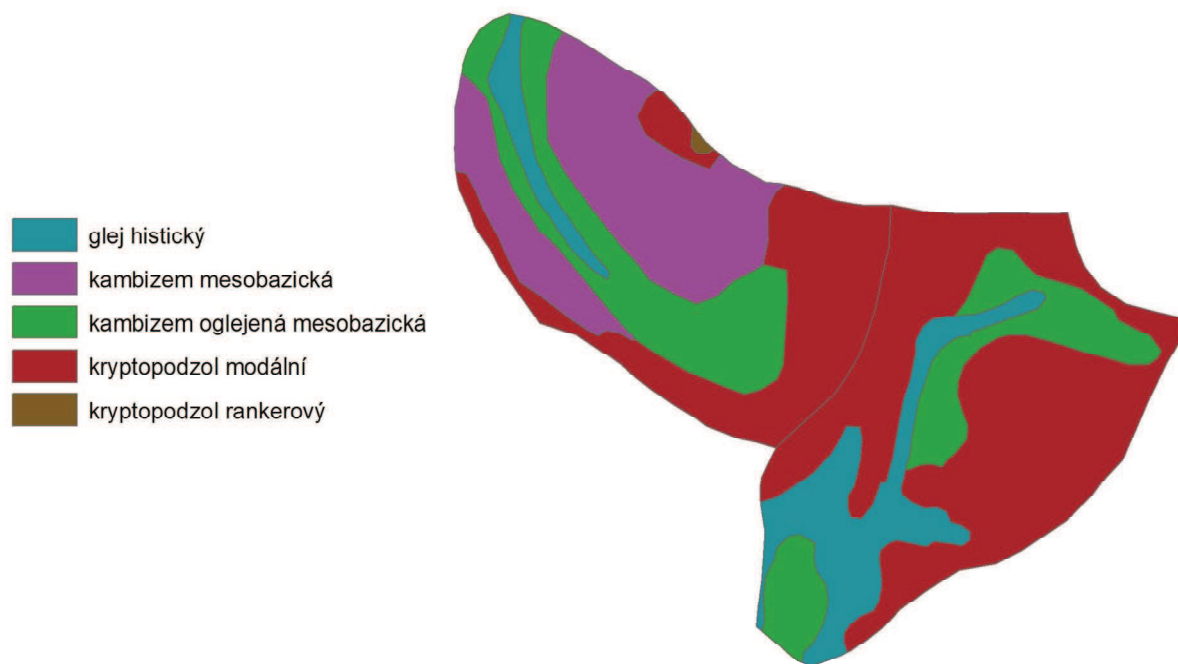
	Tetřivčí p.		Zbytinský p.	
	m ²	%	m ²	%
vodní plocha	577	0	0	0
zastvěná plocha	10845	0,7	35056	2,3
zahrada	4549	0,3	3288	0,2
hliněný povrch	1160	0,1	0	0
mýtina	0	0	1435	0,1
přirozená louka	53491	3,3	73039	4,7
přir. louka s křovinami	2988	0,2	26324	1,7
přir. louka s jehličnany	49135	3	2783	0,2
přir. louka se smíš. porostem	0	0	6787	0,4
přir. louka s listnáči	123474	7,6	0	0
sečená louka	272306	16,8	863205	55,6
jehličnatý les	733275	45,3	305306	19,7
jehličnatý les řídký	2169	0,1	11025	0,7
jehličnatý les nízký	38769	2,4	4082	0,3
smíšený les	245629	15,2	139234	9
smíšený les řídký	8710	0,5	0	0
smíšený les nízký	0	0	0	0
listnatý les	56138	3,5	53266	3,4
listnatý les řídký	0	0	19156	1,2
listnatý les nízký	14098	0,9	7373	0,5
celkem	1617414	100	1551354	100

Obrázky

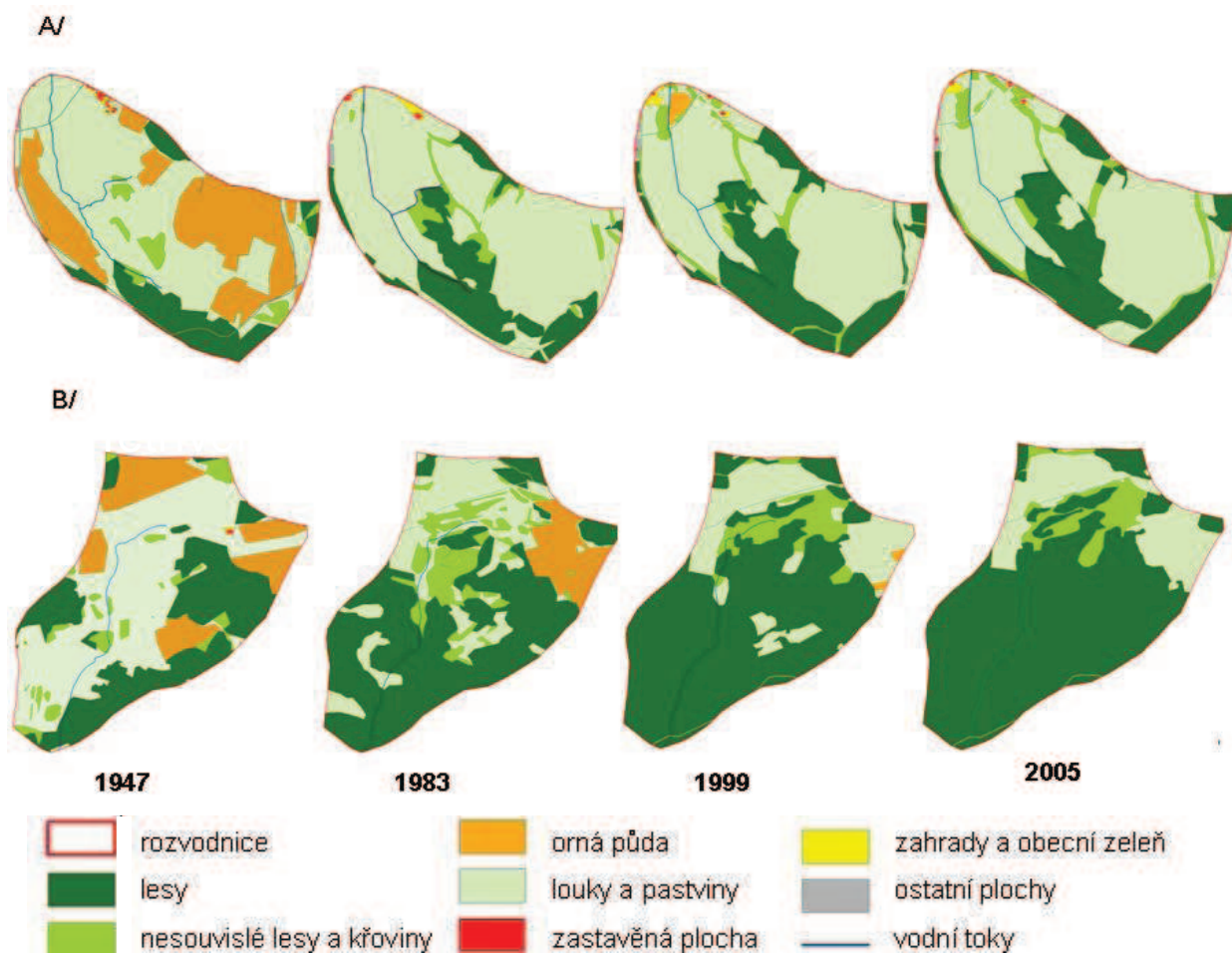
Obrázek č.1: Ortofotomapa povodí (ZABAGED ČUZK, 2008)



Obrázek č.2: Zastoupení půdních typů (AOPK, 2007 in Malý, 2009)

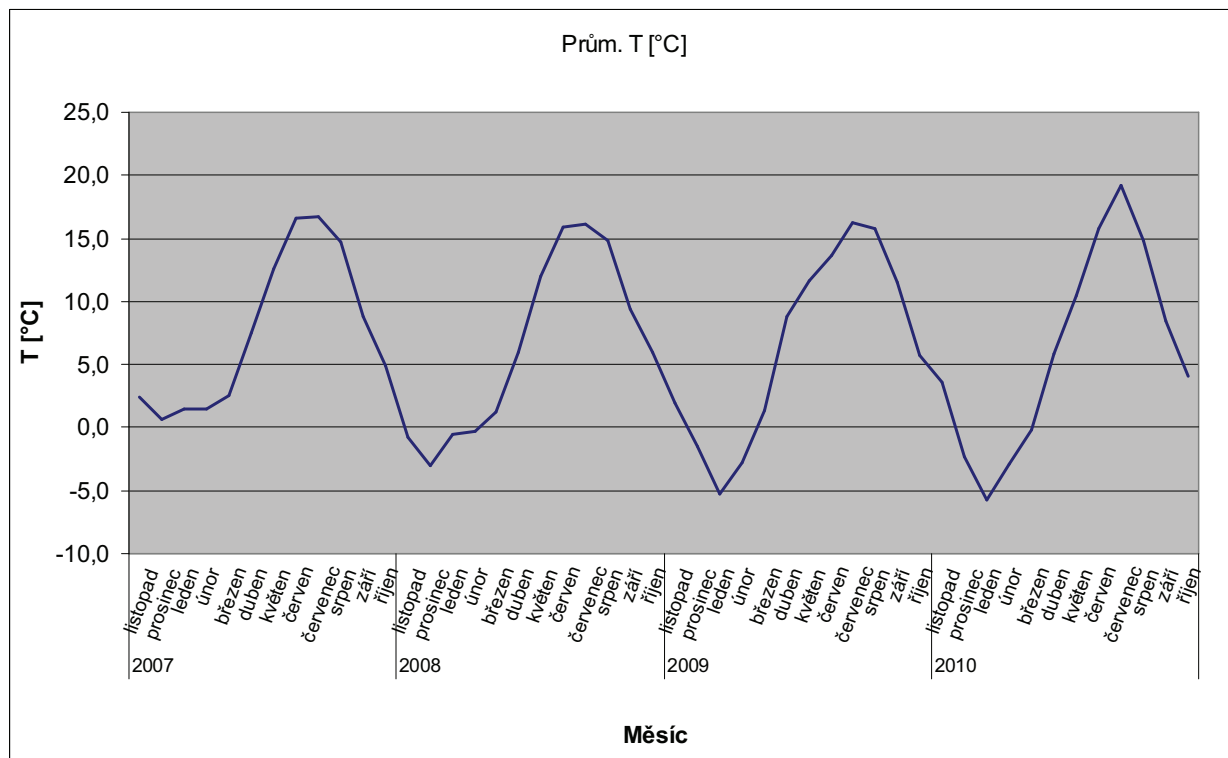


Obrázek č.4: Změny v krajinném landuse (Hintnaus, 2009)

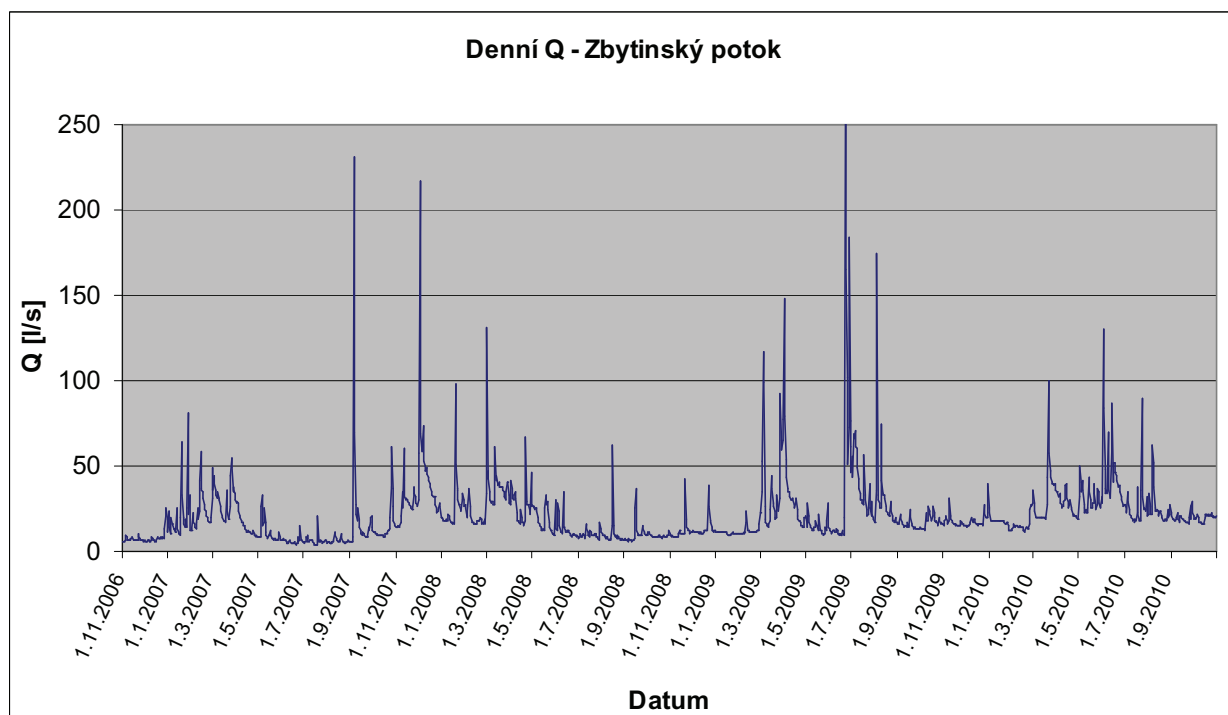


Grafy

Graf č. 1: Průměrné denní teploty (ZBY) v hydrologických letech 2007 – 2010



Graf č. 2: Průměrné denní průtoky Tetřivčího potoka v hydrologických letech 2007 - 2010



Graf č.3: Průměrné denní průtoky Zbytinského potoka v hydrologických letech 2007 - 2010

