

**JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH**  
**ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA**

---

**Katedra krajinného managementu**  
**Obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**

**Porovnání možných metod měření a výpočtu výparu**

**BAKALÁŘSKÁ PRÁCE**

**Vedoucí bakalářské práce:**

**Ing. Pavel Ondr, CSc.**

**Autor:**

**Petra Miki Civišová**

---

**2011**



Děkuji Ing. Pavlu Ondrovi CSc, a Ing. Jakubu Bromovi, Ph.D. za projevenou trpělivost, cenné rady a ochotu při psaní bakalářské práce.

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně na základě vlastních zjištění a za pomoci uvedené literatury.

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platné znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě, elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Českých Budějovicích dne

.....

Petra Miki Civišová

## Abstrakt:

V dnešní době rozvoje techniky by se zdálo, že je jednoduché zmapovat evapotranspiraci na zemském povrchu, bohužel opak je pravdou. Složitost výpočtu a potřeba obrovského množství dat znemožňuje mapování povrchu plošně. Jedním z mála je dálkový průzkum země, který je schopen zaznamenat velké množství dat, ale je limitován počasím a náročností na obsluhu. Proto jsou hojně využívány data z meteorologických stanic a z nich je vypočtena míra evapotranspirace v určité oblasti, na určitém povrchu. Cílem této práce je přiblížit možné metody určení výparu, jak měření výparoměry či lysimetry, tak přímé a nepřímé metody měření.

Klíčová slova: výpar, evapotranspirace, Bowenův poměr, Penman

## Abstrakt anglicky:

In these days according to technology development, it would seem that it is easy to map evapotranspiration on the Earth's surface, but unfortunately the opposite is true. The complexity of calculation and the need for huge amounts of data makes it impossible to planary map the surface. One of the few is remote sensing, which is able to record large amounts of data, but is limited by weather conditions, demands on staff. Therefore, there are widely used data from meteorological stations and the rate of evapotranspiration in a particular area on a surface is being calculated. The aim of this thesis is to determine possible methods of evaporation, evaporation pans, the lysimeters, the direct and indirect methods of measurement.

Keywords: evaporation, evapotranspiration, Bowen ratio, Penman

## OBSAH:

<b>1. ÚVOD .....</b>	<b>8</b>
<b>2. LITERÁRNÍ PŘEHLED .....</b>	<b>9</b>
2.1. DRUHY VÝPARU .....	9
2.1.1. <i>Evaporace</i> .....	9
2.1.2. <i>Transpirace</i> .....	11
2.1.3. <i>Evapotranspirace</i> .....	12
2.2. MĚŘENÍ VÝPARU .....	13
2.2.1. <i>Z vodní hladiny</i> .....	13
2.2.2. <i>Měření lyzimetry</i> .....	13
2.3. ENERGIE.....	14
2.3.1. <i>Latentní teplo</i> .....	15
2.4. PŘÍMÁ MIKROMETEOROLOGICKÁ MĚŘENÍ VÝPARU .....	16
2.4.1. <i>Vodní bilance</i> .....	16
2.4.2. <i>Energetická bilance</i> .....	17
2.4.3. <i>Bowenův poměr</i> .....	18
2.4.4. <i>Výpočet intenzity evapotranspirace metodou turbulentní difúze (gradientová, aerodynamická metoda)</i> .....	20
2.5. NEPŘÍMÁ MĚŘENÍ VÝPARU .....	21
2.5.1. <i>Potenciální evapotranspirace</i> .....	21
2.5.1.1. <i>Výpočet potenciální evapotranspirace podle Papadakis</i> .....	22
2.5.1.2. <i>Výpočet evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové</i> .....	23
2.5.1.3. <i>Výpočet evapotranspirace podle Thornthwaita</i> .....	24
2.5.1.4. <i>Blaney-Criddleova metoda</i> .....	25
2.5.1.5. <i>Penmanova metoda</i> .....	26
2.5.1.6. <i>Priestley Taylorova metoda</i> .....	27
2.5.1.7. <i>McNaughton Black Methoda</i> .....	27
2.5.1.8. <i>Penman-Monteith Methoda</i> .....	28
2.5.1.9. <i>Monin-Obuchova metoda</i> .....	29
2.5.2. <i>Referenční evapotranspirace</i> .....	31
2.5.3. <i>Dálkový průzkum země (DPZ)</i> .....	33
<b>3. CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ OBLASTI.....</b>	<b>35</b>
3.1. <i>JENÍNSKÝ POTOK</i> .....	35
<b>4. METODIKA.....</b>	<b>37</b>

<b>5. VÝSLEDKY A DISKUSE.....</b>	<b>38</b>
<b>6. ZÁVĚR.....</b>	<b>40</b>
<b>7. LITERATURA.....</b>	<b>41</b>

## 1. Úvod

Vzhledem ke svému všestrannému charakteru se výpar stal častým tématem v hydrologii, pedologii, meteorologii a ekologii. K hlubšímu poznání procesů evapotranspirace významně přispěly práce autorů, kteří respektovali fyzikální pojetí výparu v biologickém kontextu (Monteith 1973, 1980, 1981, Shuttleworth, 1979 a další)

Výpar je jeden ze tří základních prvků hydrologické bilance (srážky, odtok, výpar) z toho vyplývá, že je nedílnou součástí hydrologického cyklu. Patří k nejkomplicovanějším a nejobtížněji stanovitelným prvkům v přírodě, jelikož je závislý na mnoha těžko měřitelných veličin. Existuje celá řada vzorců od nejjednodušších až po ty nejsložitější, které jsou součástí různých matematických modelů, řešících kromě vlastního výparu též vlhkostní poměry v půdě.

V naší odborné literatuře se můžeme setkat s nejrůznějšími vztahy používanými ve výpočtech v nejrůznějších podmínkách. Tyto vztahy pracují s různými meteorologickými veličinami, popřípadě jinými doplňujícími informacemi ohledně charakteru klimatu příslušné lokality. Kvůli velkému objemu dat není vždy možné získat všechny veličiny z meteorologických stanic, které jsou potřebné k výpočtu podle určité metody. Metody vycházejících z rovnice Penmana bývají považovány za nejpřesnější s ohledem na současný stav vědeckého poznání.

Voda se do ovzduší dostává výparem z vodní hladiny, z povrchu půdy, z rostlinného krytu a transpirací rostlin. Tím je dána těžká měřitelnost a výpočet vypařování. Každý povrch má své specifické hodnoty, nesmíme také zapomínat jak na střídání dne a noci (dopad slunečního záření), tak na koloběh ročních období a s tím související teploty a srážky.

Cílem této práce je porovnat získané hodnoty různými způsoby výpočtu potenciální evapotranspirace, seznámit se s problematikou výparu, jeho měření a výpočty. Přímé měření je velice náročné a je používáno převážně u výparu z vodní hladiny, kde určité druhy výparoměrů jsou umístěny jen na velkých meteorologických stanicích. Z toho vyplývá, že použití výpočtů je častější než přímé měření, zvláště u evapotranspirace.



## 2. Literární přehled

### 2.1. Druhy výparu

#### 2.1.1. Evaporace

Vypařování neboli evaporace je proces, při kterém voda přechází z kapalného či pevného skupenství do skupenství plynného. Na výpar můžeme pohlížet, buď jako na objem vody vypařené za určitý časový interval [ $\text{m}^3$ ], nebo jako na výšku určité vrstvy vody vypařené za určitý časový interval [mm].

V meteorologických a hydrologických disciplínách se zpravidla zvlášť rozlišuje výpar potencionální a výpar reálný. Potencionální výpar se definuje jako schopnost vzduchu odnímat vodu povrchům, které jsou dokonale a nepřetržitě zásobované vodou (např. vodní hladina). Výpar reálný se definuje jako množství vody, která se skutečně vypaří do ovzduší z různých reálných povrchů v přírodních podmínkách. Předností potencionálního výparu je možnost ho přímo stanovit pomocí výparoměrů, naproti tomu reálný výpar je jen obtížně měřitelný nákladnými přístroji. (Klapzuba, 2004).

Výpar se dělí na několik jednotlivých druhů (Hrádek, 2008):

- výpar z volné hladiny (nebo přímo ze sněhu či ledu, takový výpar nazýváme sublimací)
- výpar z holé půdy
- výpar z půdy porostlé vegetací (neboli evapotranspirace)
- výpar ze zarostlé vodní plochy a na transpiraci rostlin.

Výpar je jednou ze základních složek oběhu vody v přírodě. Jde o složitý fyzikální proces, který probíhá na všech vlhkých površích v závislosti na množství dostupné energie k výparu. Vliv mají fyzikální vlastnosti povrchu, radiační bilance slunečního záření daná jeho transformací na tomto povrchu, vlhkost a proudění vzduchu, rostlinný pokryv apod. Tato složitost procesu výparu je příčinou, proč na rozdíl od mnoha meteorologických prvků je měření výparu svým způsobem stále problémové. (Slabá, 1972)

Do ovzduší se voda dostává výparem z vodní hladiny, z povrchu půdy, z rostlinného krytu a transpirací rostlin. Intenzita výparu čili rychlost vypařování se definuje jako hmotnostní množství vody vypařené z jednotkové plochy za jednotku času [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ]

nebo výškově [  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$  ], kde 1 mm je sloupec vody, který vytvoří 1 litr na ploše 1  $\text{m}^2$ . Většinou se vypařené množství vztahuje k delšímu časovému období (hodina, den, měsíc, rok). Velikost výparu závisí na vlastnostech ovzduší a na teplotě vody nebo odpařujícího povrchu. (Králová, 2002)

Změna stavu vody z pevného nebo kapalného stavu na páru a její šíření do atmosféry je podle tohoto odpařování. To také hraje hlavní roli ve výměně tepelné energie mezi Zemí a atmosférou, a je nezbytnou součástí hydrologického cyklu. Proces odpařování zahrnuje dodávku energie pro latentní teplo při vypařování a procesu výměny. Proces převodu je řízen turbulencí. Odpařování je nepřetržitý proces, probíhá tak dlouho, dokud je přísun energie. Vodní pára se vypařuje do atmosféry z různých povrchů, jako jsou jezera, řeky, rybníky, dešťové kapky, vlhké půdy, zvířata a rostliny, ale není tam žádný podstatný rozdíl ve fyzikálním procesu. K výparu také dochází přímo z pevného skupenství, jako je sníh a led, za předpokladu, že nastane odpovídající tlak vodní páry. (Mari, Tupper, 2004)

Výpar je proces změny kapalné vody na vodní páru a její uvolnění do atmosféry. Aby se tento jev vyskytl, musí být v prostředí kapalná voda a dostatečná energie ze slunce nebo z atmosféry. Význam výparu v hydrologickém cyklu záleží na množství vody a dostupné energii, tedy dvou faktorech určených klimatickou oblastí. V humidních mírných oblastech přispívá výpar v zimních měsících do hydrologického cyklu jen malým dílem, kvůli malému množství dostupné energie pro průběh tohoto procesu. To je pak vynahrazeno v průběhu léta, kdy je naopak přebytek energie a výpar má potenciál, aby byl nejdůležitější součástí vodní bilance. Potenciál může být limitován nedostatkem kapalné vody v průběhu suchých měsíců. Je to častý jev zejména v suchých a velmi teplých oblastech, kde je často dostatek dostupné energie pro výpar, ale velmi málo dostupné vody v kapalném stavu, která by mohla být odpařena. (Stannard, 1997)

Přítomnost nebo nedostatek vody na zemském povrchu je hlavním faktorem v definování procesu výparu. Výpar z volné hladiny (často označovaný  $E_0$ ) je výpar, který se objevuje nad hladinou vodních ploch, jako jsou jezera, vodní toky nebo oceány. Ukazuje se, že v globálním měřítku se jedná o největší podíl výparu – zejména z oceánů. Potenciální evapotranspirace (PE) je ta, která se objevuje nad zemským povrchem, nebo se může objevit pokud je zdroj vody neomezený. Toto se objevuje typicky nad vlhkou půdou. Aktuální evaporace ( $E_t$ ) je ta, která se aktuálně vyskytuje, pokud není dostatek vody, bude

nižší než potenciální. Ve velmi vlhkém prostředí (např. v průběhu srážkových událostí)  $E_t$  bude rovná PE, jinak bude nižší než PE. Hydrologové se normálně zaměřují na  $E_0$  a  $E_t$ , ale pro výpočet  $E_t$  je často potřebná hodnota PE. Všechny tyto definice se týkají výparu nad povrchem. V hydrologii se jedná buď o povrch vody (řeky, jezera, rybníky...) nebo povrch půdy. (Davie, 2006)

### 2.1.2 Transpirace

Transpirace je rostlinou regulovaný výpar vody z listů nebo jehlic. Účelem transpirace je zabránit přehřátí rostliny nad optimální teplotu fotosyntézy. Transpirace se zapíná jen v případě, kdy rostlině toto přehřátí hrozí vlivem tepla z okolí – z pohlcené sluneční radiace a/nebo z teplého vzduchu. Dojde-li k poklesu teploty rostliny – spotřebou tepla na výpar a/nebo vyzářením tepla do chladnějšího vzduchu, transpirace se vypne. Jedná se tedy o regulaci s negativní zpětnou vazbou. Pro ni je charakteristické, že regulace udržuje maximální teplotu rostliny tak, že kolísá v úzkém rozmezí asi 23 až 27°C okolo optimální hodnoty asi 25°C. (Šír a kol., 2003)

Transpirace z rostlin se objevuje jako součást fotosyntézy a respirace. Míra transpirace je ovládána pomocí otvírání a zavírání průduchů v listech rostlin. Transpiraci je možné měřit již na úrovni jedné rostliny, a to pomocí nástrojů měřících tok vody stonkem nebo kmenem rostliny. Různé druhy rostlin vypařují různé množství vody, ale základními faktory ovlivňujícími míru transpirace je dostupné množství vody v půdě, schopnost rostliny transportovat vodu z půdy do orgánů rostliny a schopnost atmosféry absorbovat vypařenou vodu. (Blight, 1999).

Většina absorbované vody rostlinami je ztracena do atmosféry. Tato ztráta vody z živých rostlin je nazývána transpirací. Voda může být vypařována z průduchů, z kutikuly nebo z lentikuly. Transpirace, která probíhá prostřednictvím průduchů se označuje jako průduchová transpirace. Maximální průduchová transpirace probíhá přes listy. Nad epidermálními buňkami listu je tenká vrstva, nazývaná pokožkou. Někdy jsou přítomny mezery mezi póry v pokožce. Ztráta vody přes tyto nedostatky se nazývá kutikulární transpirace. Póry nebo mezery na kořenech nebo stoncích jsou tzv. lentikuly, a ztráta vody přes lentikuly se nazývá lentikulární transpirace. Rychlost transpirace závisí jak na meteorologických faktorech, tak na druhu plodiny. (Mari, Tupper, 2004)

V souhrnu řečeno, transpirace rozhoduje o osudu:

(1) Slunečního záření pohlceného zemským povrchem – dělí ho na část, která je pohlcena do latentního výparného tepla prostřednictvím transpirace, a na část, která je z povrchu zpětně vyzářena do atmosféry ve formě zjevného tepla. Zjevné teplo ohřívá rostliny, půdu a atmosféru.

(2) Srážkové vody dopadající na pevninu – dělí ji na část, která odteče sítí toků z pevniny zpět do oceánu, tedy opustí malý cyklus a vrátí se do velkého, a na část, která je zpětně výparem vrácena do atmosféry, a zůstává tudíž v malém hydrologickém cyklu na pevnině. Principy a dopady chlazení krajiny pomocí výparu vody rostlinami – transpirací se zabývá tzv. makroenergetika krajiny. (Pokorný, 1997, 2000)

Průduchy se otevírají za světla a zavírají ve tmě, otevření průduchu během dne vede k transpiraci. Snížená vlhkost vede k vyššímu výparu. Rostoucí rozdíl mezi atmosférickou vlhkostí a vlhkostí listů vede k zvýšení výparu. Vlhkost nebo tlak páry jsou závislé na teplotě. Pokles teploty tlak páry v prostředí, způsobí snížení sytostního doplnku. Z toho vyplývá, že při vyšších teplotách bude vyšší transpirace. Ve větrných podmínkách, bude čerstvým suchým vzduchem nahrazen nasycený vzduch kolem rostliny, což vede ke zvýšené výparu. (Mari, Tupper, 2004)

### **2.1.3 Evapotranspirace**

Výpar ze Zemského povrchu se vyskytuje ve dvou formách – buď jako aktuální evaporace ze struktury půdy nebo transpirace z rostlin. Kombinace těchto dvou forem se označuje jako evapotranspirace, přestože termín aktuální evaporace znamená v podstatě to samé. (Blight, 1999).

Tam kde je vegetační pokryv je výpar nad tímto povrchem tvořen směsicí transpirace, evaporace z půdy a evaporace z vlhkých listů. Relativní podíl jednotlivých zdrojů závisí na stupni vývoje vegetačního pokryvu a klimatických podmínkách v dané lokalitě. Transpirace rostlin probíhá prostřednictvím výparu z malých otvorů v listech (průduchy). Některé druhy rostlin jsou velmi účinné v uzavírání průduchů při podmínkách vodního stresu, a tím mohou regulovat potřebu vody. (Kyzlík, Michálek, 1963)

## **2.2. Měření výparu**

### **2.2.1. Z vodní hladiny**

Pro přímé stanovení výparu z vodní hladiny existuje řada typů výparoměrů, všechny však vycházejí z principu stanovení změny objemu (výšky) nebo váhy vody v nádobě za danou dobu. Protože výparoměry jsou součástí vybavení jen velkých pozorovacích stanic, velmi často se výpar určuje na základě výpočtu. (Mattas, 2009)

Typy výparoměrů:

- Wildův výparoměr,
- Rónův výparoměr,
- Standardní výparoměr,
- výparoměrný bazén,
- plovoucí výparoměr (Hrádek 2008)

#### **2.2.1.1 U nás**

V naší síti meteorologických stanic, tedy v síti Českého hydrometeorologického ústavu (dále jen ČHMÚ), probíhalo měření výparu z vodní hladiny pomocí několika přístrojů. U všech byly časem zjištěny určité nedostatky, které ovlivnily celkové hodnoty výparu. V současné době je na klimatologických stanicích nejvíce zastoupen výparoměr GGI-3000. (Fišák, 1994)

S ohledem na náročnost měření výparu a jeho určité nedostatky jsou v současné době více používány vzorce pro výpočet výparu z různých povrchů, hlavně potom z povrchu rostlin, tedy evapotranspirace. (Allen a kol., 1989)

### **2.2.2. Měření lyzimetry**

Měření evaporace a transpirace porostu má význam pro studium toků vody a energie v přirozených rostlinných společenstvech a na zemědělských plochách. K měření se používá celá řada metod, v praxi se nejčastěji využívá tzv. lyzimetrů, nádob naplněných půdou, kde se pěstují zkoumané plodiny, v ekofyziologii jsou to aerodynamické metody, založené na měření profilu koncentrací vodní páry v sérii různých výšek nad porostem.

(Šantrůček, 2003)

V rámci EU existuje cca 180 lyzimetrických stanic s 3 000 lyzimetry, nejvíce se jich nachází v SRN. Nejčastěji se používá měření pod travnatým povrchem, a to u 41 % všech lyzimetrů, naopak nejméně pod lesním porostem, pouze u 1 %. Podle velikosti výparoměrné plochy se lyzimetry dělí 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. (Lanthaler, 2004)

K nejrozšířenějším patří tzv. gravitační lyzimetry, kde se stanovuje evapotranspirace, jako rozdíl množství přirozeně i uměle dodané vody a vody, která odteče z nádoby. (Muller, 1996)

Podle Böhma (2002) ideální konstrukce lyzimetru neexistuje, proto je třeba počítat s nevýhodami a limity jednotlivých zařízení. K nejperspektivnějším, ale zároveň k nejdražším patří velké lyzimetry, které jsou založené na změně hmotnosti celého bloku půdy s vegetací během výparu.

### 2.3. Energie

Hlavním zdrojem energie pro evaporaci je sluneční energie. Nemusí se nevyhnutelně jednat o formu přímé radiace, často je záření pohlceno povrchem půdy a potom vyzářena v odlišné vlnové délce. Obvyklým pojmem popisujícím množství energie přijaté povrchem je čistá radiace ( $Q^*$ ) měřená pyranometrem. Čistá radiace je součet všech různých toků tepla na povrchu, která může být popsána rovnicí:

$$Q^* = Q_S \pm Q_L \pm Q_G$$

Kde  $Q_S$  je zjevné teplo,  $Q_L$  je latentní teplo a  $Q_G$  je tok tepla v půdě

Zjevné teplo je to, které je pohlceno předměty. Zjednodušeně je možné říct, že se jedná o teplo, které cítíme. Tok zjevného tepla je míra přenosu této složky. (Barry, Chorley, 2003)

Tok tepla z půdy je teplo, které je uvolňované z půdy, kde bylo předtím zadrženo. Často je tato složka ignorována a blíží se v průběhu 24 hodin k nule a je relativně nejmenším přispívatelem k čisté radiaci.

Dopadající sluneční záření je filtrováno přes atmosféru, tudíž ne všechny vlnové délky spektra jsou pohlceny povrchem země. Dopadající záření, které dosáhne zemského povrchu je nejčastěji krátkovlnné záření: viditelné světlo a některé vlnové délky infračerveného záření.

Naopak odcházející záření může být buď odražená krátkovlnná radiace nebo energie vyzářená povrchem země. V posledně zmíněném případě se jedná obvykle o infračervené spektrum a záření s delší vlnovou délkou a je označovaná za dlouhovlnné záření. Vše probíhá podle Wienova zákonu posunu. Toto je hlavní zdroj energie pro evaporaci. (Tourula, Heikinheimo, 1998)

Existují dvě další formy dostupné energie, které mohou být za určitých podmínek důležitým zdrojem pro proces evaporace. První formou je teplo antropogenního původu z budov (např. vytápění). Tento zdroj energie může významně přispívat k celkovému objemu tepla v urbánním prostoru, zejména v zimních měsících. Druhým dodatečným zdrojem je advektivní energie. Toto je energie, která pochází odkudkoliv (jiná oblast, která může být stovky nebo tisíce kilometrů vzdálená) a je transportovaná na výparný povrch (často ve formě latentního tepla), kde se z ní stane dostupná energie ve formě zjevného tepla. Nejlepším příkladem je latentní energie, která přichází v bouřkových systémech. (Barry, Chorley, 2004)

### **2.3.1. Latentní teplo**

Dlouhodobě stabilní střední teplota povrchu Země je 288 K, což je o 33 K více, než odpovídá rovnovážné radiační teplotě 255 K, jak plyne z energetické bilance Země jako absolutně černého tělesa. (Kleidon, Lorenz, 2004)

Příčinou je skleníkový efekt atmosféry a přenos tepla a vody v atmosféře v důsledku kondenzačně evaporačního cyklu. Ten je podstatou celého hydrologického cyklu. Autoregulací se rozumí skutečnost, že střední teplota povrchu Země je udržována navzdory růstu příkonu slunečního záření (asi o 30 % za 3,4 miliardy let), a že zeměpisně nerovnoměrné oslunění spolu s denním a ročním kolísáním příkonu slunečního záření nevede k přílišným teplotním extrémům.

Typickým projevem autoregulace je skutečnost, že průměrná teplota přízemní atmosféry ve vegetační sezóně jen málo meziročně kolísá na jednom místě. Základem autoregulační funkce hydrologického cyklu je vhodné rozdělení zemským povrchem pohlcené sluneční energie na zjevné a latentní teplo. (Pokorný, 2001)

Zjevné teplo je teplo vyzářené z povrchu bezprostředně po pohlcení slunečního záření, takže okamžitě ohřívá vzduch. Časově a plošně nerovnoměrný ohřev atmosféry

zjevným teplem je jednou z příčin cirkulace atmosféry na Zemi. (Kleidon a kol., 2000)

Latentní teplo je teplo spotřebované na výpar vody. Do latentního tepla se sluneční energie „uschová“, aniž by došlo k okamžitému zvýšení teploty ovzduší. Latentní teplo se uvolní až při následné kondenzaci páry. K ní dochází na chladnějších místech na Zemi nebo v atmosféře, je-li pára spolu se vzduchem odváta z místa výparu nebo v chladnější době, např. když Země chladne v noci. V důsledku uvolnění latentního tepla se ovzduší zahřeje. Zkondenzovaná pára občas spadne jako srážka zpět na zemský povrch. Tímto mechanismem se udržuje cyklický charakter oběhu tepla a vody na Zemi v poměrně úzkém rozmezí teplot povrchu Země. Z hlediska chlazení zemského povrchu rozděluje transpirace rostlin pohlcenou sluneční energii na zjevné a latentní teplo v lepším poměru, než prostý výpar. Důkazem autoregulační funkce transpirace v hydrologickém cyklu je zvýšení produkce entropie v případě, kdy je výpar řízen rostlinami, oproti poměrům, kdy transpirace nefunguje. (Šír a kol., 2005)

Latentní teplo je teplo buď absorbované nebo naopak uvolňované při změně ledu do kapalného stavu nebo při změně kapalné vody na vodní páru. Při vypařování se jedná o negativní tok (energie se absorbuje), zatímco obrácená změna (plyn na kapalinu) vytváří pozitivní tok tepla. (Barry, Chorley, 2003)

## **2.4. Přímá mikrometeorologická měření výparu**

### **2.4.1. Vodní bilance**

Klimatická vodní bilance (KWB) je podle Ambrose (Ambros, 1993) definovaná jako rozdíl mezi srážkami (P) a potenciálním výparem, resp. potenciální evapotranspirací (PE), přičemž platí jednoduchý vztah:  $KWB = P - PE$ .

Potenciální evapotranspiraci definujeme podle Tomlaina (Tomlain, 1991) jako maximálně možný výpar při daných meteorologických podmínkách z dostatečně vlhké půdy a vegetace. Charakterizuje horní hranici evapotranspirace, pokud tato není limitovaná nedostatkem vláh v půdě.

Klimatická vodní bilance je podstatně vhodnější ukazatel než úhrn srážek. Například: srážkový úhrn 60 mm v listopadu, kdy se potenciálně může vypařit 20 mm vody,



představuje nadbytek vláhy. Avšak to stejné množství srážek v červenci, kdy se potenciálně vypaří 120 mm vody, vede k vzniku sucha. (Eimern, 1984)

#### 2.4.2. Energetická bilance

Výpočet ETA vychází z rovnice energetické bilance a stanovení Bowenova poměru (Monteith 1973):

Rovnice energetické bilance:

$$R_n = G + LE + H + P$$

Kde:

$R_n$  - radiační bilance [ $W.m^{-2}$ ]

$G$  - tok tepla do půdy [ $W.m^{-2}$ ]

$LE$  – tok tepla spotřebovaného na výpar [ $W.m^{-2}$ ]( $L$  - skupenské teplo vypařování 2 500 – 2400  $KJ.kg^{-1}$  vody v rozmezí teplot vzduchu 0 – 40°C,  $E$  - hustota toku vodní páry z vypařujícího povrchu do atmosféry, tj. intenzita ETA, [ $kg.m^{-2}.s^{-1}$ ])

$H$  - turbulentní tok tepla (pocitové teplo) [ $W.m^{-2}$ ]

$P$  - energetická hodnota fotosyntetické produkce [ $W.m^{-2}$ ], pro svoji malou hodnotu obvykle zanedbávána.

Pro výpočet  $LE$  upravíme rovnici energetické bilance s vynecháním  $P$  na tvar:

$$LE = R_n - G - H$$

v němž  $R_n$  a  $G$  jsou relativně jednoduše měřitelné, problém zůstává s určením hodnoty toku tepla  $H$ , který lze zjistit z tzv. Bowenova poměru  $\beta$ .  $\beta$  vychází z teorie turbulentní difúze a při splnění určitých předpokladů jej lze vypočítat z vertikálního gradientu teploty a koncentrace vodní páry. (Duffková, 2005)

Základní myšlenkou metody energetické bilance je, že při výpočtu množství energie potřebné pro výpar může být určena míra aktuální evaporace. Měření potřebná pro tuto metodu jsou změny v teplotě a vlhkosti, které následně určí vertikální vlhkostní gradient. Pro aplikaci této metody je potřeba předpokládat, že atmosféra je stálá a neutrální, tedy dvě podmínky, které nejsou vždy příznivé. (Rosset a kol., 1997)

U této metody je nutno připomenout nevýhodu: pro výpočet denních chodů a denních úhrnů evapotranspirace je nezbytně nutný velký počet měření (doporučuje se měření po alespoň 10 minutách), a to vzhledem ke skutečnosti, že jsou třeba průměrné hodnoty meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry. V základní rovnici je třeba si uvědomit směr toku jednotlivých složek energie: R je kladné, jestliže směřuje dolů, tj. k aktivnímu vypařujícímu povrchu, G je kladné, jestliže směřuje do půdy, H je kladné, jestliže směřuje do atmosféry. (Kohút, 2003)

### 2.4.3. Bowenův poměr

Základní Bowenovu rovnici označovanou též jako metoda Bowenova poměru lze psát ve tvaru:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{T_v - T_p}{e_v - e_p}$$

$\beta$  = Bowenův poměr

$T_v$  a  $T_p$  = teplota vzduchu a teplota porostu ( $^{\circ}\text{C}$ )

$e_v$  a  $e_p$  = absolutní vlhkost vzduchu nad porostem a v úrovni porostu vyjádřené jako tlak vodní páry (kPa)

$\gamma$  = psychrometrická konstanta ( $\approx 0,063 \text{ kPa}/^{\circ}\text{C}$ ) (Duffková, Kučera, 2005)

Pro výpočet Bowenova poměru je nezbytné znát tlak vodní páry. Ten lze vypočítat na základě teploty pomocí psychrometru nebo na základě měření relativní vlhkosti vzduchu. (Xiaofeng, a kol., 2007)

Na základě měření psychrometrem je tlak vodní páry vypočten na základě následující rovnice:

$$e = e_s - \gamma(T - T')$$

Kde:

$e$  = tlak vodní páry ve vzduchu (kPa)

$T$  = teplota suchého teploměru ( $^{\circ}\text{C}$ )

$T'$  = teplota vlhkého teploměru ( $^{\circ}\text{C}$ )

$\gamma$  = psychrometrická konstanta ( $\approx 0,063 \text{ kPa}/^{\circ}\text{C}$ )

$e_s$  = tlak nasycené vodní páry pro danou teplotu (kPa) – teplota vlhkého teploměru, který lze v obecném tvaru vypočítat podle rovnice:

$$e_s = 0,61121 \cdot \exp\left(\frac{17,502 \cdot T}{240,97 + T}\right)$$

Pro výpočet tlaku vodní páry na základě měření relativní vlhkosti vzduchu platí následující vztah:

$$e = \frac{e_s \cdot Rh}{100}$$

kde

Rh = relativní vlhkost vzduchu (%)

$e_s$  = tlak nasycené vodní páry pro danou teplotu (kPa) – teplota suchého teploměru (Ibanez, 2008)

Tato měření je potřeba průměrovat v 30 minutových intervalech pro zajištění správnosti výpočtu.

Všechny tyto způsoby přímého mikrometeorologického měření využívají sofistikované přístroje, které je obtížné nechávat dlouhodobě venku. Zároveň jsou tyto metody omezeny na měření na relativně malých plochách. Z tohoto důvodu jsou tyto metody využívány pouze na velmi omezených plochách a využívají se zejména pro kalibraci nepřímých technik. (Perez a kol., 2008)

Při aplikaci této metody je nutno měřit teplotu a vlhkost vzduchu ve dvou úrovních nad vypařujícím povrchem. Doporučuje se měřit těsně nad vypařujícím povrchem ve výšce přibližně 0,2 m a na úrovni meteorologické budky, tj. ve 2 m. Trvání měření s cílem získat průměrné hodnoty teploty a vlhkosti vzduchu by nemělo být kratší než 10 minut. Stejně jako i některých jiných metod nejslabším místem této metody je spolehlivé měření vlhkosti vzduchu. (Kohút, 2003)

#### 2.4.4. Výpočet intenzity evapotranspirace metodou turbulentní difúze (gradientová, aerodynamická metoda)

Tato metoda je založena na analýze profilů průměrných hodnot meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry.

Výpočet intenzity evapotranspirace metodou turbulentní difúze se provede podle vzorce:

$$E = \frac{\rho_a * \kappa^2 [q(z_1) - q(z)] * [u(z) - u(z_1)]}{\left[ \ln\left(\frac{z}{z_1}\right) \right]^2}$$

Kde:

$z_1, z_2$  = dvě úrovně nad vypařujícím povrchem, kde se měří obě měrné vlhkosti vzduchu  $q$  [ $\text{kg.kg}^{-1}$ ] a obě rychlosti větru  $u$  [ $\text{m.s}^{-1}$ ].

$\rho_a$  = hustota vzduchu [ $\text{kg.m}^{-3}$ ].

$\kappa$  = Kármánova konstanta,  $\kappa = 0,41$ .

Rovnici lze zjednodušit: pokud místo měrné vlhkosti vzduchu použijeme tlak vodní páry  $e$  [hPa], potom pro výšky  $z_1 = 0,2$  m a  $z_2 = 2,0$  m (výška meteorologické budky),  $\rho_a = 1,29$   $\text{kg.m}^{-3}$  a  $\kappa = 0,41$  dostaneme úhrn evapotranspirace  $E$  v  $\text{mm.hod}^{-1}$ :

$$E = 0,079 * (u_2 - u_{0,2}) * (e_{0,2} - e_2)$$

Jak bylo uvedeno výše, metoda turbulentní difúze je založena na analýze dvou profilů s průměrnými hodnotami meteorologických charakteristik v přízemní vrstvě atmosféry. Při odvození rovnice pro výpočet evapotranspirace se vychází z rovnic rozdělení vlhkosti vzduchu a rychlosti větru v přízemní vrstvě atmosféry. (Kohút, 2003)

Metoda turbulentního proudění vzduchu měří množství vodní páry nad povrchem ve spojení s vertikální rychlostí větru a teplotním profilem. Všechny tyto veličiny musí být měřeny v extrémně krátkých časových úsecích (např. mikrosekundy) pro zachycení změn v turbulentním proudění. Kvůli tomu je potřeba zajistit přístroje, které mají velmi rychlý čas reakce. Komplikací je nutnost měření nad velmi malým povrchem a následné možné problémy s rozšířením výsledků na plochu povodí. (Kar, Kumar, 2007)

Nevýhodou této metody jsou náhodné chyby, vznikající zvláště při měření vlhkosti vzduchu. Pokud bychom tuto metodu chtěli použít v praxi, je nezbytně nutné mít velká množství měření nejen vlhkosti vzduchu, ale i rychlosti větru, a to v průběhu dne v intervalech po 10 až 20 minutách. Náhodné chyby měření intenzit evapotranspirace metodou turbulentní difúze mohou být 1,5 až 2,5 krát větší než při metodě energetické bilance. (Kohút, 2003)

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

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

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

## **2.5. Nepřímá měření výparu**

### **2.5.1. Potenciální evapotranspirace**

Správné stanovení potenciální evapotranspirace je jedním ze základních úkolů nejen při bilancování zásob vláhy v půdě, a to jak pro potřeby přípravy návrhových podkladů pro závlahové stavby, tak případně i při přímém řízení závlahového režimu. Údaje o časovém a prostorovém rozložení potenciální evapotranspirace jsou důležitými vstupními údaji pro celou řadu projektových studií v lesním a vodním hospodářství, zemědělství, energetice a v ochraně životního a přírodního prostředí. (Špánik, 1997)

Pojem potenciální evapotranspirace použili pravděpodobně jako první Penman (1948) při analýze výparu z půdy nasycené vodou a Thornthwaite (1948), souvisí s problematikou klimatické rajonizace. V této koncepci se pod potenciální evapotranspirací rozumí rychlost evapotranspirace nízké zelené úrody, kompletně stínící terén, jednotné výšky, která vždy má dostatek vody" (Penman, 1948).

V průběhu času se ukázalo, že tato definice není zcela jednoznačná a může vést k různým nedorozuměním. Problém způsobuje především to, že vypařující povrch není dost přesně specifikovaný. Více autorů vztahují tuto definici k pravidelnému sekání nízkého travního porostu, který je standardním povrchem pro síť klimatologických stanic. (Matějka, Hortalová, 2005)

Z tohoto předpokladu vycházel již Penman (1948), který ve svém vztahu, navrženém pro výpočet potenciální evapotranspirace, stanovil funkci, popisující závislost intenzity výparu od rychlosti proudění vzduchu pro hustý, sekáný travní porost. Takto stanovené denní částky potenciální evapotranspirace jsou ve velmi dobré shodě s odpovídajícími výsledky měření evapotranspirace ze závlahového hustého, krátce střiženého trávníku. Existuje však několik druhů porostů, které lze charakterizovat jako "short green crop". Přitom se denní hodnoty evapotranspirace těchto porostů mohou navzájem lišit o 10 až 30 procent. (Irmak a Haman, 2003)

Dalším faktorem, který může způsobovat rozdíly v hodnotách potenciální evapotranspirace je výběr metodiky a její stanovení. Že Penman-Monteithova metoda (Monteith, 1965) je poměrně náročná z hlediska získávání potřebných vstupních dat, je celkem pochopitelná snaha zjednodušit si situaci pomocí empirických vztahů, pro které stačí mít k dispozici výsledky měření pouze jednoho nebo dvou základních meteorologických prvků. Typickým příkladem takového přístupu může být výpočet potenciální evapotranspirace metodami, které navrhly Thornthweit (1948), Blaney a Criddle (1950), Budyko (1956), Jensen a Haise (1963), Hargreaves (1974), Jensen a kol. (1990). Vzhledem k tomu, že žádná z těchto metod nezohledňuje celý komplex meteorologických faktorů, které ovlivňují potenciální evapotranspirace, výsledky získané těmito metodami se mohou navzájem značně lišit. (McKenney a Rosenberg, 1993)

Tím je umožněno počítat potenciální evapotranspiraci pro jednotlivé dny, v případě záporných teplot vzduchu se rovná potenciální evapotranspirace nule. (Mintz, Walker,

1993)

Nelze však vyloučit ani rozdíly ve výsledcích a stanovení potenciální evapotranspirace, způsobené ne zcela přesným vymezením podmínek, za kterých mají být získány vstupní údaje pro výpočet potenciální evapotranspirace. Podstata problému spočívá v tom, že často potřebujeme stanovit potenciální evapotranspirace za delší časový interval, případně i během celého roku, a to nejen v obdobích, kdy je porost dostatečně zásobený půdní vodou, ale často i v podmínkách půdního sucha. Přitom je známo, že hodnoty teploty vzduchu a sytostního doplnku nad porostem trpícím vodním stresem jsou obvykle nezanedbatelně vyšší ve srovnání se situací nad zavlažovanou porostem. (Havlík, Možný, 1990)

V souvislosti s definicí a interpretací pojmu potenciální evapotranspirace zbývá tedy dost nejasností a otevřených otázek. Toto bylo také jedním z důvodů, proč se začátkem sedmdesátých let minulého století objevily pokusy hledat k pojmu "potenciální evapotranspirace" vhodnější a jednoznačně definovanou alternativu. Jedním z výsledků těchto snah je koncepce referenční evapotranspirace. (Matejka, Hurtalová, 2005)

#### **2.5.1.1. 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. Použil ji m.j. např. i Kott (1992) k výpočtu vláhové bilance na území České republiky v letech 1974 – 1990. Vychází ze vztahu:

$$ETP = 5,625(e_{ms} - e_{mn})$$

Kde:

ETP – potenciální evapotranspirace [mm.měs<sup>-1</sup>]

$e_{mx}$  – 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 2 m, od něhož byly odečteny 2 °C [hPa] (Kott, 1992)

#### **2.5.1.2. Výpočet evapotranspirace podle Budyka a Zubenokové**

Pravděpodobně nejvíce prací vztahujících se k stanovení evapotranspirace na území Československa a zvláště Slovenska bylo vytvořeno J. Tomlainem, používajícím metodu vypracovanou Budykem a Zubenokovou. (Tomlain, 1965)

Základem je určení potenciální evapotranspirace, aktuální evapotranspirace se potom vypočítá z empirické závislosti mezi tzv. poměrnou evapotranspirací ve tvaru  $E / E_0$  a vlhkostí půdy. Jejich metoda je založena na společném řešení rovnic vodní a energetické bilance, stejně tak na experimentálním zjištění závislosti rychlosti vypařování na vlhkosti půdního pokryvu. (Budyko, 1961)

Pokud půda obsahuje dostatek vláhy (např. v zimě při sněhové pokrývce), výpar z půdy závisí jen na vnějších klimatických faktorech a skutečný výpar je tedy roven nebo téměř roven výparu potenciálnímu, tj. výparu maximálně možnému při daných klimatických podmínkách. Při vlhkosti půdy menší než je její kritická hodnota se však výpar zmenšuje úměrně s poklesem vlhkosti půdního pokryvu. Skutečnou (aktuální) evapotranspiraci získáme vynásobením potenciální hodnoty výparu poměrným číslem získaným jako poměr průměrné vlhkosti půdy ku její kritické vlhkosti v daném časovém horizontu. (Kohút, 2003)

$$E = E_0 \cdot \frac{W}{W_0}$$

Kde:

$E$  = skutečná (aktuální) evapotranspirace z povrchu půdního pokryvu [mm].

$E_0$  = potenciální evapotranspirace [mm].

$W$  = průměrná hodnota vlhkosti půdy za danou časovou jednotku neboli průměrný obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy za uvažovaný časový interval [mm].

$W_0$  = kritická hodnota vlhkosti půdy v dané časové jednotce neboli "kritický" obsah vody ve svrchní (zpravidla metrové) vrstvě půdy, který se určí jako obsah vody v kořenové zóně půdy pro hypoteticky nejvyšší kritickou vlhkost půdy rovnající se vlhkosti nasycení půdy [mm]. (Kohút, 2003)

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

$$E_0 = \rho \cdot D \cdot (q_s - q)$$



Kde:

$E_o$  - potenciální evapotranspirace [mm].

$D$  - součinitel rychlosti turbulentního přenosu mezi úrovní vypařujícího povrchu a úrovní měření v meteorologické budce neboli integrální koeficient difúze [ $m \cdot s^{-1}$ ].

$\rho$  - hustota vzduchu [ $kg \cdot m^{-3}$ ].

$q_s, q$  - měrná vlhkost vzduchu nasyceného vodní párou při teplotě vypařujícího povrchu a měrná vlhkost vzduchu ve výšce 2 m, tj. na úrovni meteorologické budky [ $kg \cdot kg^{-1}$ ].

(Budyko, 1961)

### 2.5.1.3. Výpočet evapotranspirace podle Thornthwaita

Při výpočtu evapotranspirace vychází Thornthwaite pouze z průměrné měsíční teploty vzduchu, díky čemuž je jeho metoda velmi často používána, např. při výpočtu Palmerova indexu závažnosti sucha (PDSI), anebo při studiích dlouhodobějšího kolísání hodnot potenciální evapotranspirace, kdy dostupné časové řady meteorologických údajů obsahují pouze hodnoty teploty vzduchu. Rovnice pro výpočet, tak jak ji např. uvádí (Palutikov a kol., 1994), má tvar:

$$ETP = 1,6(10t/I)_a \text{ [cm.měs}^{-1}\text{]}$$

Kde:

$t$  - průměrná měsíční teplota

$$I = \sum (T_i / 5)^{1,51}$$

$T_i$  - dlouhodobá průměrná teplota vzduchu v  $i$ -tém měsíci v roce

$$a = (0,675 \times 10^{-6})I^3 + (77,11 \times 10^{-6})I^2 + (17,921 \times 10^{-3}) + 0,49239$$

Mezi nevýhody této metody 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.

Mintz a Walker (1993) linearizovali původní Thornthwaitovu rovnici do vztahu:

$$ETP = 0,17 * (n_{max} / 12) * T_m$$

Kde:

ETP= potenciální evapotranspirace [m -1 ETP m.den]

n<sub>max</sub> = astronomicky možná délka slunečního svitu [hod]

T<sub>m</sub> = průměrná denní teplota vzduchu [°C] (Nichols a kol., 2004)

#### 2.5.1.4. Blaney-Criddleova metoda

Blaney-Criddleova Metoda byla vyvinuta pro výpočet využívání zavlažování na plodiny v západních Spojených státech. Je založena na předpokladech, že teplota vzduchu je v korelaci s integrovaným účinky čistých záření a dalších kontrol evapotranspirace a že dostupná energie je sdílena v upraveném poměru mezi zahřívání atmosféry a výparu. (Dunne a Leopold, 1978)

Blaney-Criddleova metoda je velmi podobná jiným metodám měření výparu, např. Thornwaite metoda, která vychází ze stejných předpokladů, ale nebere v úvahu rozdíly u vegetační typ jako Blaney-Criddleova metoda.

Hlavní nezávislé proměnné řídící Blaney-Criddleovu metodu jsou teplota a délka dne. Forma rovnice použité jak pro výpočet výparu , kterou používá U.S. Soil Conservation Service (1970) je:

$$E t = (0,142 T a + 1.095)( T a + 17,8)$$

Kde:

Et = potencialní evapotranspirace (cm/mo),

Ta = průměrná teplota vzduchu (°C) (když Ta je nižší než 3 °C , první termín v závorce je roven 1.38),

k = faktor plodin, který se mění s typem plodin a fáze růstu

d = měsíční úhrn počtu hodin slunečního záření (Nichols a kol., 2004)

#### 2.5.1.5. Penmanova metoda

Tato metoda byla vyvinuta pro výpočet odpařování z nasycených ploch. Je definováno Penmanem(1948) tak, aby se vypočetl stav, který nastane po důkladném smáčení půdy deštěm nebo zavlažování, když typ půdy, plodin a druhy kořenů mají malý význam. Penmanova metoda byla popisována jako doporučená rovnice pro výpočet

potenciální rychlost odpařování z měřených meteorologických veličin pro otevřenou vodní plochu. (Unland, 1998; Shuttleworth, 1993).

Založený na termodynamické argumenty pro vodní plochy, Penman byl schopen napsat:

$$A = \frac{\gamma + \Delta}{\Delta} E_t - \frac{\gamma}{\Delta} \left[ \frac{e_a^* - e_a}{e_s - e_a} \right] E_t$$

Kde:

$E_t$  = Celková evapotranspirace (W/m<sup>2</sup>),

$\Delta$  = Sklon tlaku nasycených par / teplotní křivky (kPa/°C),

$A$  = celková využitelná energie, ( $R_n - G$ ) (W/m<sup>2</sup>),

$\gamma$  = psychrometrická konstanta (kPa/°C),

$e_a^*$  = tlak nasycené vodní páry ve vzduchu (kPa),

$e_a$  = tlak vodní páry ve vzduchu (kPa),

$e_s$  = tlak vodní páry ve vzduchu přímo na povrch půdy nebo na vrchlíku listů

Problém s praktickým využitím této rovnice je, že  $e_s$  je prakticky nemožné změřit tlak vodní páry přímo na povrch půdy nebo vrchlíků listů.

Z tohoto důvodu je rovnice obvykle přepsána takto:

$$\begin{aligned} E_t &= \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} A + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \left[ \frac{e_a^* - e_a}{e_s - e_a} \right] E_t \\ &= \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} A + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} D \frac{E_t}{e_s - e_a} \end{aligned}$$

Kde:

$D$  = vodní páry deficit vzduchu na referenční výšku, ( $e_a^* - e_a$ ) (kPa).

Je dobře prokázáno, že rychlost odpařování,  $E_t$ , je přímo úměrná parnímu deficitu mezi povrchem a vzduchem ( $e_s - k_s$ ). V době, kdy Penman odvodil tyto rovnice, velikosti součinitele prostupu této metody byly v běžném používání. (Nichols a kol., 2004)

#### 2.5.1.6. Priestley Taylorova metoda

Na základě velkého počtu měření odpařování přes vodní plochy, Priestley a Taylor (1972) navrhl úpravu Penmanovi rovnice, která vyžaduje méně rozsáhlé měření. Tato metoda je převážně řízena množstvím dostupné energie a odhadem evapotranspirace a zní:

$$E_t = \alpha \frac{\Delta A}{\gamma + \Delta}$$

Kde:

$E_t$  = celková evapotranspirace ( $\text{W/m}^2$ ),

$\alpha$  = Priestley-Taylorův koeficient. (Nichols a kol., 2004)

Patří mezi kombinované metody, které vznikly kombinací metody turbulentní difúze a metody bilance energie. (Kohút,2003)

#### 2.5.1.7. McNaughton Black Methoda

$$E_t = c_p \rho D / \gamma r_c$$

Kde:

$E_t$  = celková evapotranspirace ( $\text{W/m}^2$ ),

$c_p$  = měrné teplo při konstantním tlaku ( $1005 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$ ),

$\rho$  = hustota vzduchu ( $\text{kg/m}^3$ ),

$D$  = deficit tlaku páry (kPa),

$r_c$  = povrchových odpor (s/m).

Všechny proměnné v rovnici McNaughton Black jsou snadno dostupné, s výjimkou  $r_c$ , povrchový odpor. Výpočet je ověřen, proto  $r_c$  může být definován jako:

$$r_c = \frac{c_p \rho D}{\gamma E_t}$$

#### 2.5.1.8. Penman-Monteith Methoda

Tato metoda odhaduje celkové odpařování pomocí (Monteith, 1965):

$$E_t = (\Delta A + \rho c_p D / r_a) / (\Delta + \gamma(1 + r_c / r_a))$$

Kde:

$E_t$  = celková evapotranspirace ( $\text{W/m}^2$ ),

$\Delta$  = Sklon tlaku nasycených par / teplotní křivky ( $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ),

$A$  = celková využitelná energie, ( $R_n - G$ ) ( $\text{W/m}^2$ ),

$\rho$  = hustota vzduchu ( $\text{kg/m}^3$ ),

$c_p$  = měrné teplo při konstantním tlaku ( $1005 \text{ J/kg}/^\circ\text{C}$ ),

$D$  = deficit tlaku páry ( $\text{kPa}$ ),

$\gamma$  = psychrometrická konstanta ( $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ),

$r_a$  = aerodynamický odpor ( $\text{s/m}$ ),

$r_s$  = povrchový odpor ( $\text{s/m}$ ).

Aerodynamický odpor je definován (McNaughton and Black, 1973):

$$r_a = \left( \frac{u_*^2}{u} \right)^{-1}$$

#### 2.5.1.9. Monin-Obuchova metoda

Přes ideální homogenní plochy Monin-Obuchovy teorie podobnosti (MOS) se týká změny vertikálních gradientů v rychlosti větru, teploty a koncentrace vodní páry. Podle MOS, vztah mezi teplotou a koncentrací vodní páry na povrchu  $T_s$ , a  $Q_s$  a rychlost větru,  $u$  ( $z$ ), teplota,  $T(z)$ , nebo koncentrace vodní páry,  $q(z)$ , v nulové výšce,  $z$ , v rámci vnitřní oblast (prvních pár metrů atmosféry nad povrchem) mezní vrstvy je vyjádřena jako:

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_m\left(\frac{z}{L}\right) \right]$$

$$T_s - T(z) = \frac{H}{\rho u^* k C_p} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_h\left(\frac{z}{L}\right) \right]$$

$$q_s - q(z) = \frac{LE}{\rho u^* k L_e} \left[ \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_v\left(\frac{z}{L}\right) \right]$$

Kde:

$z_0$  = hrubá délka (předpoklad jednotná pro všechny proměnné)

$H$  = účelný tepelný tok

$LE$  = latentní tok energie

$D$  = hustota vzduchu

$L_e$  = latentní teplo vypařované vody

$c_p$  = měrné teplo při konstantním tlaku

$k$  = von Karman konstanta (má hodnotu 0.40),

$u$  = třecí rychlost

$g$  = gravitační zrychlení

$Q_m$ ,  $Q_h$ , a  $Q_v$  jsou Monin-Obuchova stabilita funkce pro hybnost, teplotu, a vodní páru.

(Nichols a kol., 2004)

V případě, že Monin-Obuchova délka,  $L$ , je stabilní parametr, je definována jako:

$$L = \frac{-\rho u^{*3}}{k g \left[ \frac{H}{T c_p} - 0.61 LE \right]}$$

## 2.5.2. Referenční evapotranspirace

Potenciální evapotranspirace, sloužící jako standardní charakteristika evaporačních požadavků ovzduší, často používaná v klimatologii, není dost dobře prakticky aplikovatelná při optimalizaci vodního režimu porostů polních plodin, protože se podle své definice nevztahuje k přesně specifikovanému porostu. Proto se již od poloviny minulého století hledala k potenciální evapotranspiraci vhodná alternativa pro vyjádření evapotranspirace konkrétního referenčního porostu, dostatečně zásoben půdní vodou, takže míra jeho evapotranspirace není limitována obsahem vody v půdě. V této souvislosti se koncepce referenční evapotranspirace poprvé objevila v polovině sedmdesátých let minulého století. (Doorenbos, Pruitt, 1975)

Tento pojem byl později oficiálně znovu definovaný panelem expertů FAO a za referenční evapotranspirace se mezitím obecně pokládá " rychlost evapotranspirace nízké zelené úrody, kompletně stínící terén, jednotné výšky a vždy má dostatek vody. (Smith a kol., 1991)

V návaznosti na tento dokument byla později pro stanovení takto definované referenční evapotranspirace doporučena Penman-Monteithova metoda (Monteith, 1965), úspěšně adaptována k definovanému referenčnímu povrchu. (Allen a kol., 1998)

Výpočet a určení referenční evapotranspirace hypotetického povrchu podle metodiky FAO je obecným přístupem k řešení problematiky výparu (evaporace, evapotranspirace). Referenční evapotranspirací se v tomto smyslu rozumí evapotranspirace z hypotetického povrchu velmi podobnému standardnímu travnímu porostu, který se vyznačuje během celého kalendářního roku konstantní výškou (0,12 m), konstantním albedem (0,23), konstantním povrchovým odporem ( $70 \text{ s.m}^{-1}$ ), plným (maximálním) zápojem a optimálním zásobováním srážkovou vodou. Jinými slovy, výpočet proběhne pro den nebo jinou časovou jednotku (metodika FAO uvádí též zpracování pro časové intervaly hodina, 10 dní a měsíc) na základě vstupu základních meteorologických údajů (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, rychlost větru a trvání slunečního svitu), přičemž všechny ostatní parametry jsou nastaveny na konstantní hladinu. Tímto způsobem lze tedy relativně snadně porovnávat jednotlivé navzájem odlišné oblasti. (Kohút, 2005)

### 2.5.2.1. Referenční evapotranspirace – odvození základní rovnice

Základní rovnice pro výpočet referenční evapotranspirace hypotetického povrchu  $ET_0$  metodikou FAO vychází z originální Penman-Monteithovy kombinační rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace ve tvaru:

$$\lambda * ET = \frac{\Delta * (R_n - G) + \rho_a * c_p * \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\Delta + \gamma * \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Kde:

$ET$  = intenzita evapotranspirace [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$\lambda$  = skupenské (latentní) teplo vypařování neboli měrné teplo vypařování,

$\lambda = 2,45 \text{ MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,

$\Delta$  = derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],

$R_n$  = radiační bilance na povrch [ $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$G$  = tok tepla v půdě [ $\text{kJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ],

$\rho_a$  = hustota vzduchu při dané teplotě vzduchu a atmosférickém tlaku [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ],

$c_p$  = specifické (měrné) teplo vzduchu [ $\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],

$e_s$  = tlak nasycené vodní páry při teplotě vzduchu [ $\text{kPa}$ ],

$e_a$  = aktuální tlak vodní páry [ $\text{kPa}$ ],

Rozdíl  $e_s - e_a$  je sytostní doplněk.

$r_a$  = aerodynamický odpor (rezistence) [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ],

$r_s$  = povrchový odpor (rezistence) plodiny [ $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ],

$\gamma$  = psychrometrická konstanta [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  $\gamma = 0,66$  pro teplotu vzduchu ve  $^\circ\text{C}$  a tlak vodní páry v mb nebo hPa.

Dle rovnice (1) byl odvozen základní vzorec pro výpočet referenční evapotranspirace hypotetického povrchu metodikou FAO:

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

Kde:



$ET_0$  = referenční evapotranspirace hypotetického povrchu [ $\text{mm} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  
 $\Delta$  = derivace tlaku nasycené vodní páry podle teploty vzduchu [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  
 $R_n$  = radiační bilance na povrch plodiny [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  
 $G$  = tok tepla v půdě [ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{den}^{-1}$ ],  
 $\gamma$  = psychrometrická konstanta [ $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ],  
 $T$  = průměrná denní teplota vzduchu ve 2 m nad povrchem [ $^\circ\text{C}$ ],  
 $u_2$  = průměrná denní rychlost větru ve 2 m nad povrchem [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ],  
 $e_s$  = průměrný denní tlak nasycení vodní páry při teplotě vzduchu ve 2 m nad povrchem  
 [kPa], (Kohút, 2005)

### 2.5.3. Dálkový průzkum země (DPZ)

Dálkový průzkum Země představuje výborný nástroj pro hodnocení teplotně-vlhkostních změn krajinného krytu, výhodou je samotná plošná povaha dat, která na rozdíl od bodových měření přináší lepší představu o rozložení hodnot v krajině. Druhou výhodou je u starších družicových systémů (například Landsat 4 a 5) využití i scén, pořízených až před dvaceti lety. (Hais a kol., 2004)

Výsledky vlastního zpracování družicových dat však nemusí být konečným výstupem. V poslední době se naopak ve zvýšené míře uplatňuje využití takových výsledků v prostředí GIS, které umožňuje komplexní hodnocení krajinných funkcí či modelování procesů. (Hais a kol., 2005)

DPZ má několik zásadních výhod, je to prostorovost, kdy snímek pro celou plochu vzniká v jednom okamžiku, zpravidla existující časová řada dat a cenová dostupnost. Například jedna scéna získaná družicí Landsat 7 ETM+ zabírá plochu 180 x 180 km, při rozlišení jednoho obrazového bodu (pixelu) o hraně 30 m to znamená, že ji tvoří 36 mil. obrazových bodů. Každý bod obsahuje informaci ze sedmi spektrálních kanálů, tj. sedm primárních informací, ze kterých je možno vypočítat další charakteristiky. V jeden okamžik se získává pro snímanou plochu ca 257 mil. informací. Kdybychom chtěli tato data získat pozemním měřením, potřebovali bychom 36 mil. pracovníků s příslušným vybavením, což je nereálné.

DPZ má ale i jisté nevýhody, např. limitace počasím u pasivních družicových systémů, limitace rozlišením a velikostí vlastních dat i potřebnou odbornost pro zpracování dat a jejich interpretaci. (Hais a kol., 2006)

### **2.5.3.1. Hodnocení krajinného krytu prostřednictvím DPZ**

Metody DPZ se v zásadě člení na aktivní a pasivní. Pasivní metody se dále dělí na přímé a nepřímé. U pasivních metod přímých je zdrojem informace záření Slunce, odražené od zemského povrchu (např. letecká fotografie). U nepřímých pasivních metod je zdrojem měření záření vyzařované objekty na zemském povrchu nebo v atmosféře (např. termovize – zjišťování informací o teplotních vlastnostech objektů). (Hais a kol., 2006)

Skupina aktivních metod představuje způsoby vytváření obrazového záznamu, u kterých zdroj záření není přirozeného původu, ale záření je uměle (aktivně) vysíláno ze zdroje umístěného na nosiči. Část měření se od objektů odráží a zachycuje zpět na nosiči. Typickým příkladem aktivních metod jsou tzv. radarové systémy (Dobrovolný, 1998)

### 3. Charakteristika zájmové oblasti

#### 3.1. Jenínský potok

Povodí Jenínského potoka leží v katastrálním území obce Jenín a Horní Kaliště. Náleží do správního území obce Dolní Dvořiště. Nachází se v JV části bývalého okresu Český Krumlov, při hranicích s Rakouskem. Je vymezeno rozvodnicí Jenínského potoka. Jenínský potok je pravostranným přítokem Rybnického potoka.

Zájmové území náleží podle geomorfologického členění do provincie Česká Vysočina, subprovincie Šumavská soustava, oblasti Šumavská hornatina, celku Šumavské podhůří, podcelku Českokrumlovská vrchovina, okrsku Rožmberská vrchovina. (Demek, 1965)

Nejvyšším vrcholem povodí je Žibřidovský vrch 870,3 m n.m. v nejsevernější části povodí. Oblast moldanubika je tvořena sériemi velkého stratigrafického rozsahu. Horniny moldanubika jsou geosynklinálního původu, skalní podklad tvoří zhruba v hranicích Šumavského podhůří odděleného zlomovým pásmem od Kaplické brázdy biotiticko – muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarcitických rul. Podklad zbylé části území je tvořen převážně vyvřelinami moldanubického plutonu, především biotitickým granodioritem a křemenným dioritem. Čtvrtohorní pokryv tvoří v bezprostředním okolí vodních toků delubiofluviální, převážně písčitohlinité až hlinitopísčité sedimenty (Svoboda a kol., 1964).

Řešené území leží v nadmořské výšce 637 – 870,3 m n. m., podle Quitta (1971) v klimatické oblasti MT3, podle Köppena podtyp podnebí listnatých lesů mírného pásma Cfb, podle Atlasu podnebí ČSR 1958 v oblasti B3 mírně teplá, mírně vlhká s mírnou zimou, pahorkatinová. Klima mírně teplého okrsku MT3 je charakterizováno krátkým létem (20 – 30 letních dnů), mírným až mírně chladným (průměrná červencová teplota 16 – 17°C), suchým až mírně suchým (úhrn srážek ve vegetačním období 350 – 450 mm). Mírné jaro i podzim (duben i říjen 6 až 7°C). Zima je normálně dlouhá (40 – 50 ledových dnů, 130 – 160 mrazových dnů), mírná až mírně chladná (leden -3 až -4°C), suchá až mírně suchá (suma srážek mimo vegetační období 250 až 300 mm). Sněhová pokrývka trvá normálně až krátce (60 – 100 dní).

Sledované území náleží značně rozlehlému regionu podzemních vod s indexovým označením II-G 6, což znamená území s nejvyšší vydatností podzemních vod v období květen – červen a s nejnižší vydatností v období prosinec – únor a s průměrným specifickým odtokem 2,01 – 5,00 l/s/km<sup>2</sup>. Náleží do velké oblasti struktury puklinových

podzemních vod, která je budována převážně pozdně variskými magmatity moldanubicého plutonu. Přes tyto poměrně příznivé podmínky se nevytvořily v území vydatnější zásoby podzemních vod a zvodnění v nich má pouze místní charakter (Ehrlich a kol., 1994).

Jediným hospodařícím subjektem v zájmové lokalitě je společnost ZEMAV Rybník s.r.o., se sídlem v Dolním Dvořišti. Zemědělská činnost se omezuje na extenzivní chov skotu bez tržní produkce mléka. V celém povodí je na pastvinách o rozloze 249 ha chováno přibližně 376 krav a 198 telat masných plemen skotu Aberdeen Angus, Masný Simentál a Charolais. Stáda jsou na pastvinách přibližně od 1.5 do 1. 11., přes zimu ustájená. Prakticky celé období pastvy je stádo na jedné pastvině, maximálně se pastvina příčně přehradí a zamezí se tak vstup do jednotlivých částí, podle potřeby.

Zájmové území náleží do Českokrumlovského bioregionu, který má vysokou biodiverzitu, místy i reliktního charakteru. Charakteristická je mozaika bioty 3. dubo-bukového až 5. jedlo-bukového stupně. V oblasti je vyvážené zastoupení lesa (především kulturní smrčiny), mezofilních i vlhkých luk. Z hlediska potenciální vegetace je možno uvažovat s acidofilními doubravami, zřejmě s poměrně silným zastoupením jedle. Nelesní náhradní vegetaci reprezentují louky a pastviny svazů *Arrhenatherion*, *Cynosurion*, *Alopecurion pratensis*, *Molinion*, *Calthion*.

Na povodí jsou instalovány dvě speciální meteorologické stanice (3, 4), které jsou umístěny v odlišných pedologických i svahových podmínkách. Stanice 3 je umístěna v odvodněné výtokové oblasti pokusného povodí v nadmořské výšce 676 m n.m, s půdním typem kambizem oglejená, na svahu se sklonem 7°-12°. Stanice 4 je naopak lokalizována ve zdrojové oblasti v nadmořské výšce 739 m.n.m., která není odvodněna a je zde zastoupen půdní typ kambizem rankerová a sklonitost dosahuje hodnot 3°-7° .

Stanice jsou osazeny čidly pro měření bilance krátkovlnné radiace (2x pyranometr), čidly pro měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu ve dvou výškách (0,5 a 2 m) a měřením rychlosti a směru větru.

#### 4. Metodika

Pro meteorologická sledování zájmového území je využito dvou speciálních meteorologických stanic (sestavené firmou Fiedler-Mágr, elektronika pro ekologii), osazených instrumentací. Jsou též využity mobilní staničky pro měření teploty a relativní vlhkosti (Comet Systém). Pro výpočet výparu jsme použili tyto meteorologické veličiny:

- rychlost proudění vzduchu
- teplotu ve výšce 2 metrů
- teplotu na povrchu půdy
- vlhkost ve výšce 2 metrů
- vlhkost ve výšce porostu
- dopadající globální radiace
- odražená globální radiace

Doplňkovými daty pak byla nadmořská výška, interval měření, typ substrátu, tepelná kapacita suchého vzduchu.

V této práci jsme zvolily období duben až červen roku 2010. Pro analýzu časových řad evapotranspirace byly použity metody Bowenova poměru a Penmanova metoda.

## 5. Výsledky a diskuse

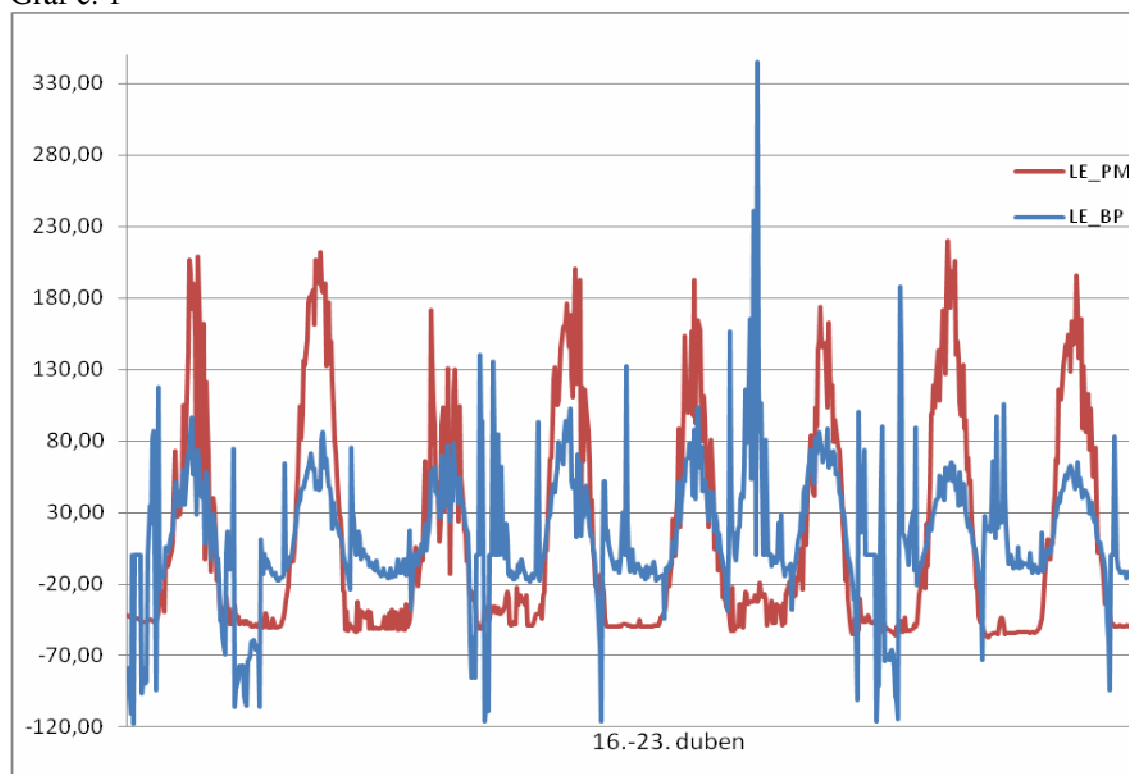
Za každý měsíc v období duben až červen 2010 jsme zvolili jeden týden jako zástupce.

V měsíci dubnu je uveden týden od 16. do 23., kde je znázorněn průběh obou křivek. Ukázalo, že denní hodnoty vykazují obdobnou dynamiku, ovšem hlavně v extrémních hodnotách mezi oběma řadami existují dosti výrazné rozdíly. Ve slunečných dnech, kdy je tok tepla do půdy vyšší, je metoda Bowenova poměru výrazně nižší, jak můžeme vidět na grafu č. 1. Penmanova metoda neobsahuje takové množství chyb výpočtu, jako námi zvolená druhá metoda.

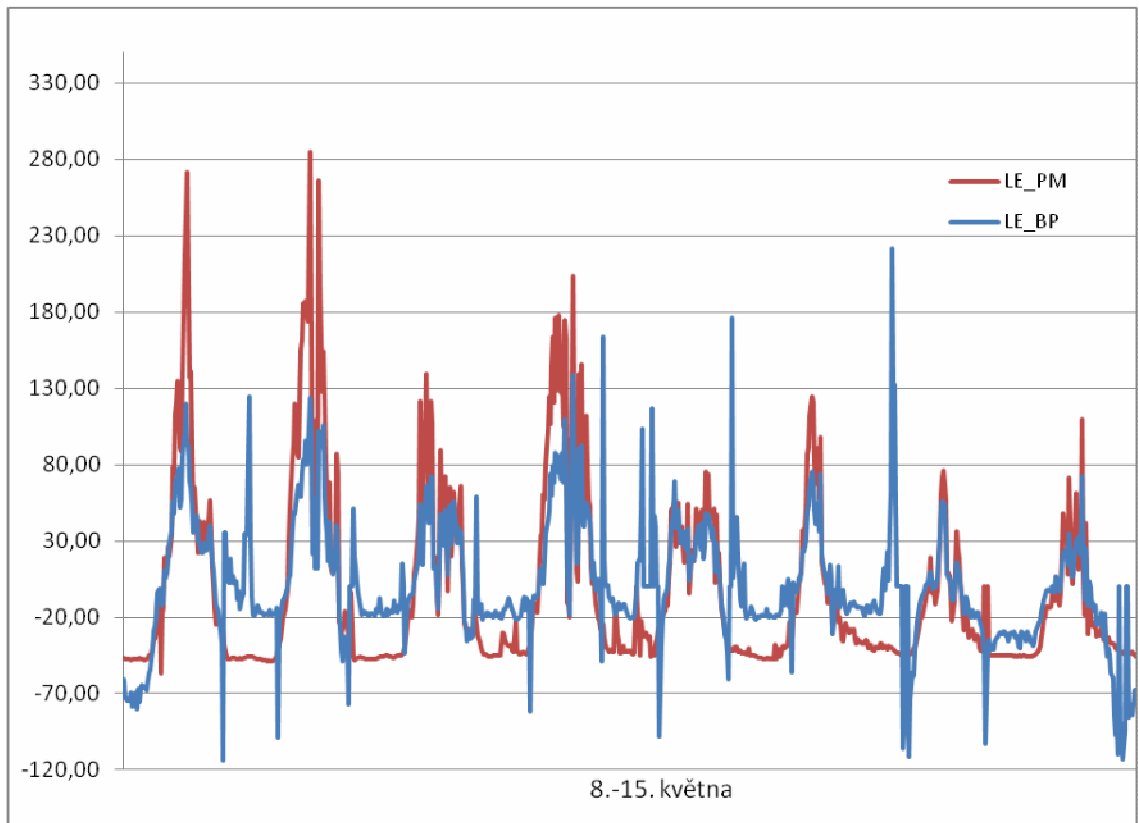
V květnu je uveden týden od 8. do 15., na konci týdne je výrazný pokles toku tepla do půdy a tím i srovnatelné hodnoty obou metod viz graf č. 2.

Na grafu č. 3. je opačný průběh, kdy na začátku týdne jsou hodnoty srovnatelné, poté ale vysvitlo slunce a obě řady se výrazně rozešly.

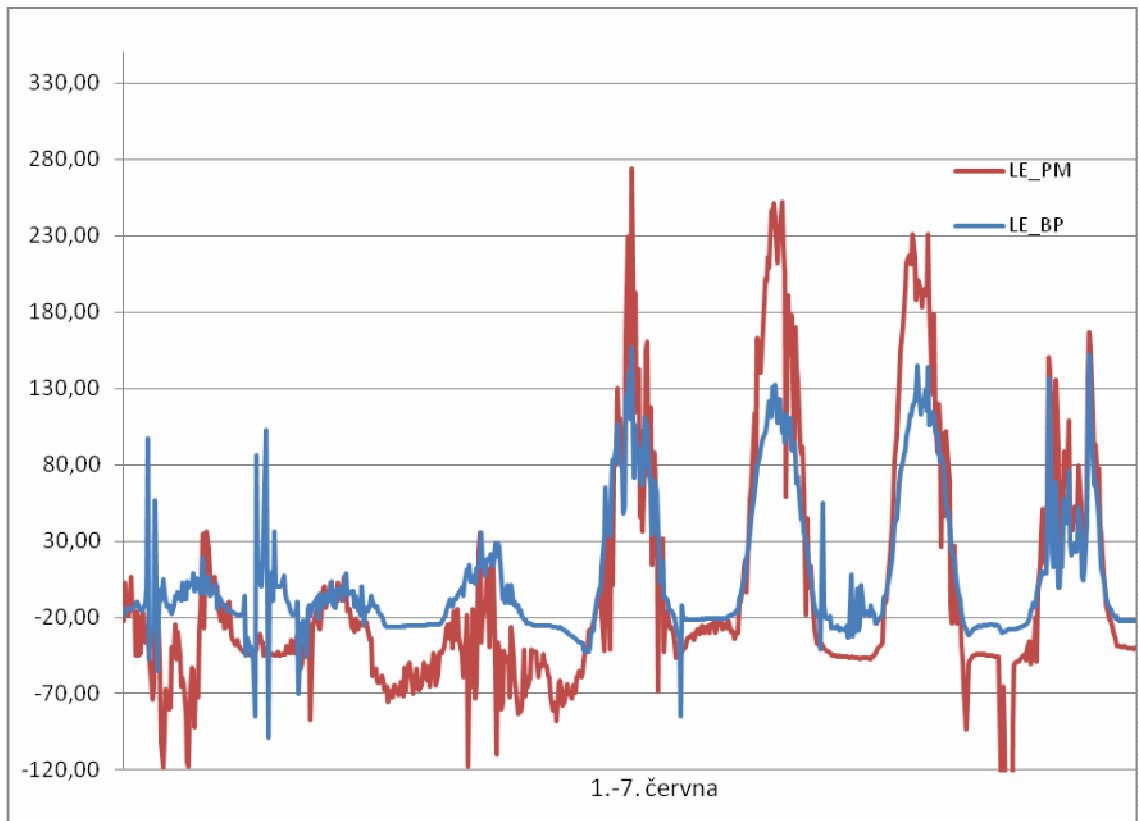
Graf č. 1



Graf č. 2



Graf č. 3



## 6. Závěr

Výpar dělíme na transpiraci, evapotranspiraci a evaporaci, což je složitý fyzikální proces změny kapalného skupenství na plynné, z různých povrchů. Transpirace je výpar z listů či jehlic rostlin, jejímž hlavním významem je regulace teploty rostliny při fotosyntéze, proto je zahájena jen při zvyšování teploty vlivem prostředí. Evapotranspirace se skládá z transpirace a evaporace.

Měření evapotranspirace je velice složité a náročně na data a techniku. Výparoměry slouží k měření výparu z volné hladiny, naopak lyzimetry jsou nádoby naplněné substrátem a porostem, systém je založen na měření profilu koncentrací vodní páry v sérii různých výšek nad porostem.

Mezi přímá mikrometeorologická měření výparu řadíme vodní bilanci, energetickou bilanci, Bowenův poměr a výpočet intenzity evapotranspirace metodou turbulentní difúze (gradientová, aerodynamická metoda) .

Další možností jsou nepřímá měření výparu, kam řadíme potenciální a referenční evapotranspiraci. K metodám měření potenciální evapotranspirace řadíme výpočet potenciální evapotranspirace podle Papadakis, podle Budyka a Zubenkové, podle Thornthwaita, podle Penmana, dále pak Priestley Taylorova metoda, McNaughton Black metoda, Penman-Monteith metoda, Monin-Obuchova metoda.

Referenční evapotranspirace je pojem vytvořený pro potřebu řešení výparu na velkých plochách referenčního porostu, který je dostatečně zásoben půdní vodou, takže evapotranspirace není limitována obsahem vody v půdě.

Výborným plošným ukazatelem hodnocení teplotně-vlhkostních změn krajinného krytu je dálkový průzkum země (DPZ). Je jím možno pořídit velké množství dat na poměrně velké ploše, které můžeme porovnat se snímky pořízenými v minulosti a sledovat změny struktury povrchu. Výhodou je také možné zpracování dat v prostředí GIS.



## 7. Literatura

- Angus D.E., Watts, P.J. (1984): Evapotranspiration - How good is the Bowen Ratio method, *Agric. Water. Management*, 8, p. 133 –150
- Allen, R.G., Pereira, L.S. Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. United Nations Food and Agriculture Organization, Irrigation and Drainage Paper 56, Rome, Italy, 300 p.
- Ambros, Z.: Kombinovaná metoda na určování vegetačního stupně a ekologických řad. *Lesnictví – Forestry*, 1993, s. 471–474.
- Barry R.G., Chorley R.J. and Chase T. *Atmosphere, weather and climate*, Routledge, 2003, eighth edition, p. 237-256
- Baumgartner A.: *Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie*. Berlin, Stuttgart, Gebrüder Borntraeger 1990. 650 p.
- Blight G. E., BLIGHT J.J., The micrometeorological technique for measuring evapotranspiration losses from a soil surface, Johannesburg, 1999, p. 23-29
- Böhm K.E. : Lysimeter – Anforderungen, Erfahrungen, technische Konzepte/Lysimeter – Davie T. J. A., Fahey B. D. and M. K. Stewart, Tussock grasslands and high water yield: a review of the evidence, *New Zealand Hydrological Society*, 2006, p. 83-93
- Demands, Experiences, Technical Concepts. *Beiträge zur Hydrogeologie*, 53, Graz, 2002, p. 115-232.
- Dobrovolný, P.: *Dálkový průzkum Země, digitální zpracování obrazu*. Brno: Masarykova univerzita, Přírodovědecká fakulta, katedra geografie, 1998, 208 s.
- Doorenbos J., Pruitt W.O., *Guidelines for predicting crop water requirements*, Irrigation and Drainage Paper 24, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 1975, 179 p.
- Duffková R., Kučera J., *Metodika analýzy vodního stresu travního porostu*, Brno, 2005, s. 59 – 66
- Eimern, J. van – Häckel, H.: *Wetter und Klimakunde*. Stuttgart, Ulmer 1984. 275 s.
- Králová H., Zvěřina Z., *Vodohospodářská meteorologie a klimatologie*, Brno: CERM, 2002. 152 s.
- Ehrlich, P. et al. (1994): *Studie o stavu hydrografické sítě v části povodí řeky Vltavy 1993 – 1994*. České Budějovice: Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha.
- Hais M., Pokorný J., *Změny teplotně-vlhkostních parametrů krajinného krytu jako důsledek rozpadu horských smrčín*, České Budějovice, 2004, s. 49-55

- Hais, Brom J., Pecharová E., Hodnocení změn v krajině s využitím dálkového průzkumu Země, České Budějovice, 2006, s.80-83
- Hais M., Králová A., Macháčková K., Vybrané metodické přístupy pro hodnocení změn v krajině metodami dálkového průzkumu země v povodí Otavy, České Budějovice, 2005, 23 s.
- Havlík, V., Možný, M., 1990: Vliv kapkové závlahy na teplotní režim v porostu kukuřice. Met. zprávy, s. 42-47.
- Heikinheimo, M. and Tourula, T., Venäläinen, A., Latent heat flux from small sheltered lakes, Bound.-Layer Meteorol. , p. 355–377
- Heilman J.L., Brittin C.L. (1989): Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. Agricultural and Forest Meteorology, 44, p. 261-273.
- Inman-Bamber N.G., Mc Glinchey. M.G. (2003): Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. Field Crops Research, 83:125-138.
- Hrádek F., Kuřík P., 2008: Hydrologie. Skriptum ČZU.
- Kar G. and Kumar A., Surface energy fluxes and crop water stress index in groundnut under irrigated ecosystem, <sup>a</sup>Agro meteorology, Water Technology Center for Eastern Region (I.C.A.R.), Bhubaneswar, India, 2007, p. 56-62
- Klapzuba J., Kožnarová V. 2004: Aplikovaná meteorologie a klimatologie. VI. díl – Voda v atmosféře, výpar, vlhkost vzduchu, půdy a materiálu. Skriptum ČZU 40s. Praha.
- Kleidon A., Lorenz R. D., Entropy production by Earth system processes. In: Kleidon A., 78 p.
- Kleidon A., Fraedrich K., Heimann M., 2000: A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. Climatic Change, 44, p. 471–493.
- Kohút M., Rožnovský, J., Litschmann, T.: Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace, Brno, 2003, s. 172-186
- Kohút M., Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed): Seminář „Evaporace a evapotranspirace“, Brno, 2005, s. 25 - 38
- Kott I.: Vláhová bilance na území České republiky v letech 1974 – 1990. Sborník prací ČHMÚ, sv. 42, 1992, 125 s.
- Kyzlík L., Michálek J., Lesnická botanika, Praha, 1963, 465 s.
- Lanthaler Ch. : Lysimeter Stations and Soil Hydrology Measuring Sites in Europe – Purpose, Equipment, Research Results, Future Developments. Diploma thesis, Graz,

2004, 147 p.

Lorenz R.D. (eds.) Non-equilibrium thermodynamics and the production of entropy: life, Earth and beyond. Springer Verlag, Heidelberg, 2004, 327 p.

Mari H. S., Tupper G. J., Agrometeorology: principles and applications of climate studies in agriculture, Birghamton, New York, 2004, s.161-169

Matejka F., Hurtalová T., Vzťah medzi potenciálnou a referenčnou evapotranspiráciou, Brno, 2005, s. 39-47

McKenney M. S., Rosenberk N.J., 1993: Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. Agric. and Forest Meteorol., 64, 81-110.

Mintz Y., Walker G.K.: Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperatures. Journ. Appl. Meteor., 32., 1993, p. 1305-1334

Monteith, J.L., 1965. Evaporation and Environment. 19<sup>th</sup> Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19, 205-234.

Mueller J.C.: Un point sur trente ans de lysimétrie en France (1960 – 1990). Une technique, un outil pour l'étude de l'environnement. INRA, Comifer, Paris, 1996, 390 p.

Nichols J., Eichinger W., Cooper D.I., Prueger J.H., Hipps L.E., Neale C.M.U., and Bawazir A. S., Comparison of evaporation estimation methods for riparian area, University of Iowa, 2004, 44 s.

Palutikov J. P., Goodess C. M., Guo X.: Climate change, potential evapotranspiration and moisture availability in the mediterranean basin. International journal of climatology, Vol. 14, 1994, s. 853 – 869

Pauwels V.R.N., Samson R. (2006): Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. Agricultural Water Management, 82, p. 1-24

Penman H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society of London, A193: 120-146.

Perez P.J., Castellvi F., Ibanez M., Rosell J.I. (1999): Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. Agricultural and Forest Meteorology, 97: 141-150.

Perez, P.J.; Castellvi, F.; Martinez-Cob, A. A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat flux, Agricultural and Forest Meteorology, 2008, p. 25-37

Pokorný J., 2001: Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management

of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24, p. 641–645.

Pokorný, J.: Opomíjená makroenergetika krajiny. *Ekologie a společnost*, 7, 1997, s. 6–7.

Pokorný, J. – Květ, J.: Úloha mokřadů v koloběhu energie, vody, živin, uhlíku a těžkých kovů v krajině. In: Hák, T. – Rynda, I. (eds.): *Lidé a ekosystémy*. Vydavatel: Centrum pro otázky životního prostředí Univerzity Karlovy v Praze a Společnost pro trvale udržitelný život, Praha, 2000, 43 s.

Rosset, M., Riedo, M., Grub, A., Geissmann, M., Fuhrer, J. (1997): Seasonal variation in radiation and energy balances of permanent pastures at different altitudes, *Agricultural and Forest Meteorology*, 86: p. 245 – 258.

Smith, M., Allen, G.R., Momteith, G.L., Perrier, A., Perriera, L., Segeren, A., 1991: Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements. UN-FAO, Rome, 54 p.

Stannard D., Czarnecki J., Geohydrology and evapotranspiration at Franklin Lake playa, Inyo County, California, 1997, 75 s..

Svoboda, J., et al. (1964): *Regionální geologie ČSSR*. Praha: Nakladatelství Československé akademie věd. 380 s.

Šantrůček J.: Vodní režim rostlin. *Fyziologie rostlin*. Academia, Praha, 2003, s.52-88.

Šír M., Lichner L., Tesař M., 2005: Transpirace rostlin a autoregulace hydrologického cyklu. In: Šír M., Lichner L., Tesař M., Holko L. (editoři): *Hydrologie malého povodí 2005*. Vydal ÚH AV ČR, Praha, s. 299–306.

Šír, M. – Pražák, J. – Tesař, M. – Lichner, L. – Syrovátka, O.: Projev klimatické anomálie 1992 – 96 v odtokových poměrech na povodí Liz. In: *Konferencia s medzinárodnou účasťou „Hydrologia na prahu 21. storočia – vízie a realita“*, 2003, Smolenice, Slovakia, s. 468 – 480.

Špánik F. a kol.: *Aplikovaná agrometeorológia*. SPU Nitra, 1997, s. 96-120

Tattari S., Ikonen J.P., Sucksdorff Y. (1995): A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modelling. *Journal of Hydrology*, p. 1-14.

Thornhwaite C. W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geograph. Rev.*, p. 55-94.

Todd R. W., Evett S.R., Howell T.A.: The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural Forest Meteorology*, 2000, p. 335–348.

Tomlain, J.: *Charakteristika suchých a vlhkých oblastí Slovenska*. Bratislava, SHMÚ

1991. In: Zborník prác, zv. 33/I, s.173–183.

Tomlain J.: Priestorové a časové rozloženie výparu z povrchu pôdy na území ČSSR. Geografický časopis, roč. XVII, č. 3, Bratislava 1965, s. 240 – 253

Xiaofeng Guo, Hongsheng Zhang, Ling Kang, Jinlin Du, Wanbiao Li, Yuanjing Zhu. (2007) Quality control and flux gap filling strategy for Bowen ratio method: revisiting the Priestley-Taylor evaporation model. Environmental Fluid Mechanics, 2007, p. 421-437