

MASARYKOVA UNIVERZITA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
Ústav geologických věd

M U N I

**Vliv městské zástavby na infiltraci a formování
podzemní vody**

Teorie

Školitel: Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.

Brno 2019

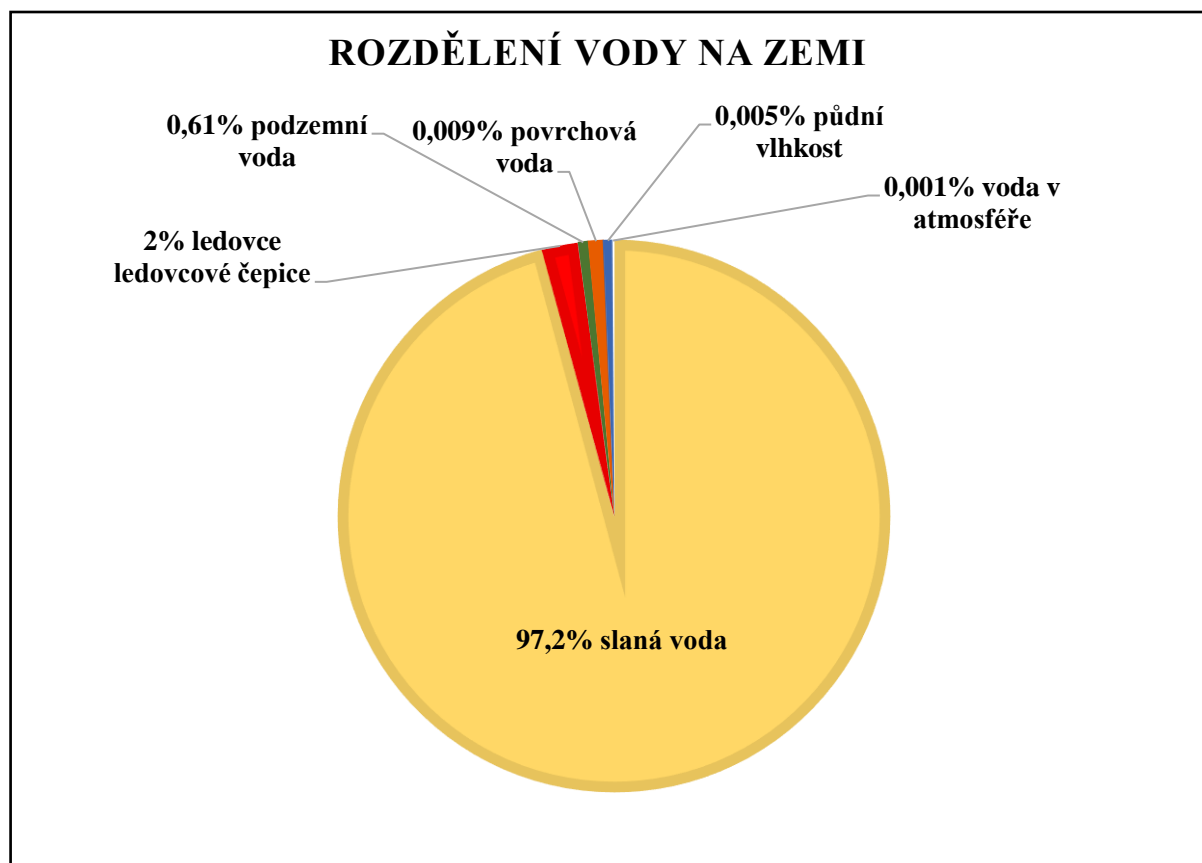
Petra Landsmannová

Obsah:

1. Rozdělení vody na Zemi	3
2. Hydrologický cyklus vody	3
3. Ovlivnění hydrologického cyklu.....	4
4. Povrchový odtok	5
4.1. Odtokový koeficient	5
4.2. Intenzita dešťových srážek	6
4.3. Plocha povodí	7
5. Ovlivnění povrchového odtoku.....	7
6. Metoda hydrologické bilance.....	8
6.1. Rovnice hydrologické bilance v rámci jednoho povodí	8
6.2. Rovnice hydrologické bilance v rámci více povodí	9
6.3. Detailní rovnice v měřítku povodí.....	9
7. Infiltrace	9
8. Evapotranspirace.....	10
8.1. Potenciální evapotranspirace	10
8.2. Skutečná evapotranspirace	12
9. Zdroje	13

1. Rozdělení vody na Zemi

Největší množství vody se nachází v oceánech v podobě slané vody, kde zásoby tvoří 97,2 % z celkového množství (obr. 1). Zbytek představuje voda sladká. Největší množství sladké vody (2,14 %) je uloženo v ledovcových čepicích a ledovcích. Podzemní voda pak tvoří 0,61 %. Na povrchu Země najdeme pouze 0,009 % sladké vody, půdní vlhkost zastupuje 0,005 % vody. V atmosféře je vázáno pouze 0,001 % z celkového množství vody (Fetter, 2001).



obr. 1 Rozdělení vody na Zemi.

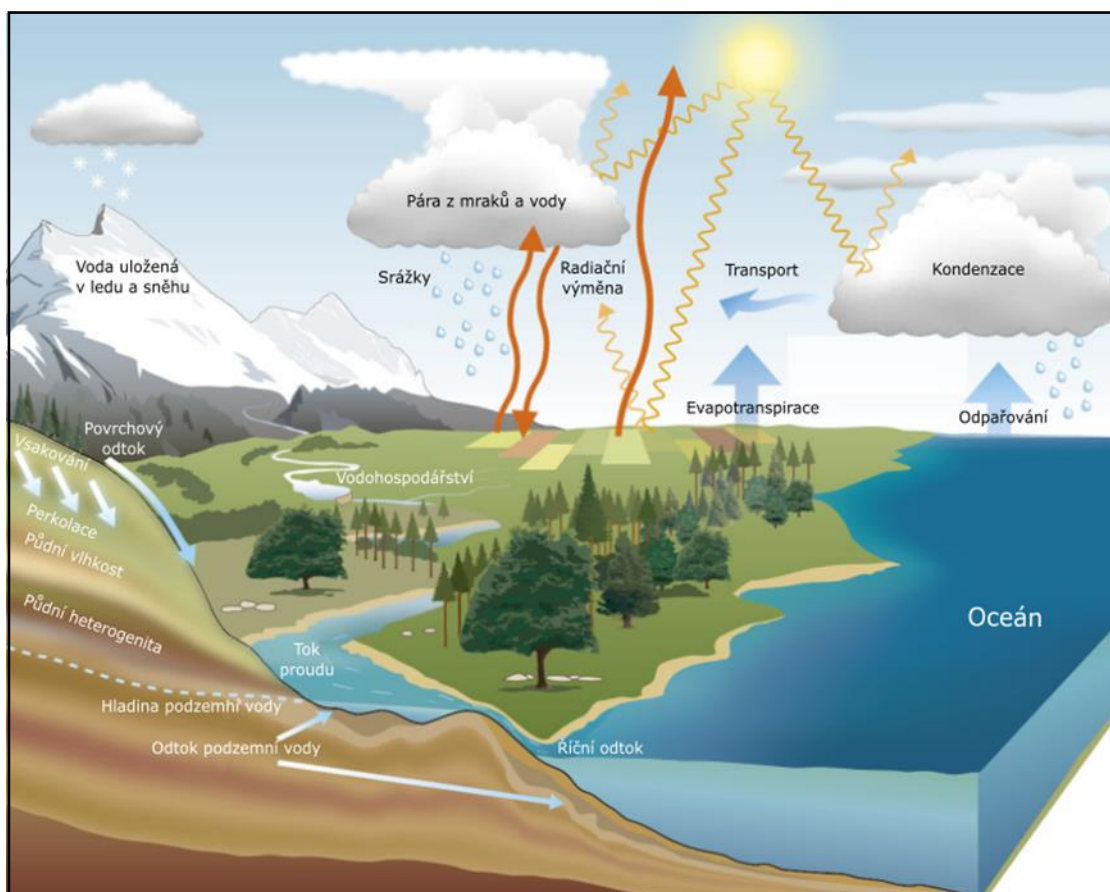
2. Hydrologický cyklus vody

Hydrologický cyklus nemá začátek ani konec, probíhá pořád dokola (obr. 2). Nejvíce vody je uloženo v oceánech. Voda, která se vypaří z povrchu oceánu, je čistá, tzn. sůl se spolu s vodou neodpaří, ale zůstává v mořích a oceánech. Vodní pára proudí atmosférou, dokud nezkondenzuje a nezformuje se do kapek. Zformované kapky mohou dopadnout buď zpět do moří a oceánů, na pevninu, nebo se mohou odpařit v atmosféře.

Srážky, které dopadnou na zemský povrch, vstupují na různé cesty hydrologického cyklu. Část vody se může dočasně uložit v podobě sněhu, ledu nebo vody např. v kalužích. Déšť nebo rozpuštěný sníh je odváděn po zemském povrchu do koryta řeky. Tento jev se nazývá nadzemní odtok. Pokud je půda porézní, může část dešťové vody nebo rozpuštěného sněhu prosáknout do podzemí procesem, který nazýváme infiltrace. Část infiltrované vody využijí rostliny pro svůj růst, čemuž říkáme transpirace. Proces, kdy infiltrovaná voda odtéká podzemím a nedosáhne hladiny podzemní vody, označujeme jako hypodermický odtok. Infiltrovaná voda se také může

vrátit zpět na povrch, kde se odpaří, nebo pomocí gravitačního odtoku prostupuje horninovým prostředím do větších hloubek, kde se dostává do saturevané zóny. V saturevané zóně mluvíme o podzemní vodě, která se v horninovém prostředí pohybuje podzemním odtokem, dokud nezačne pramenit či prosakovat do rybníků, jezer, řek a moří.

Voda uložená v rybnících, jezerech, řekách či mořích se nazývá povrchová voda. Vypařování není omezené jen na otevřené vodní hladiny, ale i na srážky zachycené na listech, nebo jiných částech rostlin. Transpirace a vypařování se souhrnně nazývá jako evapotranspirace (Fetter, 2001).



obr. 2 Hydrologický cyklus vody (Shankar, 2019)

3. Ovlivnění hydrologického cyklu

Voda je na naší planetě úzce propojena s podnebím. Každá změna klimatu způsobí změnu vodního systému a naopak. Nedochází k ovlivnění pouze moří a oceánů, ale i ke změnám místního či regionálního klimatu, dále k ovlivnění útvarů povrchových vod, jako jsou jezera, mokřady a velké řeky (Kundzewicze, 2008).

Podle Dooge (1973) je nejdůležitější zákon zachování hmoty, který řídí vodní cyklus.

$$\text{Přítok} - \text{Odtok} = \text{Změna zásoby}$$

Podle Kundzewicze (2008) jsou pro změnu klimatu charakteristické změny teploty a srážek, které ovlivňují všechny složky rovnice:

$$\text{Srážky} - \text{Evaporace} - \text{Odtok} = \text{Změna zásoby}$$

Podle Intergovernmental Panel on Climate Change (2007) vždy docházelo ke změně klimatu a k odrazu pravidelných, periodických posunů na oběžné dráze Země, ale většina pozorovaných změn klimatu je spojena s lidskou činností. Lidé svojí činností narušovali přirozené složení atmosféry zvyšováním emisí skleníkových plynů, což se děje např.: spalováním fosilních paliv (uhlí, ropa a zemní plyn), rozsáhlým odlesňováním (dochází ke snižování propadu uhlíku). V důsledku těchto činností dochází ke zvyšování koncentrace oxidu uhličitého a skleníkový efekt je mnohem intenzivnější. Dalšími činiteli jsou např.: růst populace a změny krajinného pokryvu (urbanizace, odlesňování).

Obecně se očekává, že oteplování urychlí nejen hydrologický cyklus, ale i hydrologické procesy. Vznikající teplota zvýší evapotranspiraci a intenzitu srážek. Zvýšená intenzita srážek se projeví častějšími a silnějšími srážkami nad většinou pevniny. Kromě zvýšení intenzity srážek dojde k tomu, že v subtropických a mírných oblastech bude srážek ubývat, zatímco ve vyšších zeměpisných šířkách a v oblastech tropů bude srážek přibývat. Se zvyšující se teplotou vzduchu, a tím i zvyšující se teplotou vody, se zhorší i kvalita vody. Bude docházet k rychlejšímu transportu patogenů a dalších polutantů, v pobřežních oblastech bude z důvodu zvyšující se hladiny moře docházet k intruzi slané vody do sladké vody (Kundzewicze *et al.*, 2007).

4. Povrchový odtok

V roce 1889 Kuichling vymyslel racionální metodu pro malá odtoková území v zastavěných oblastech. Racionální metoda je založená na jednoduchém vzorci, který je:

$$Q = c \times i \times A \quad [\text{m}^3/\text{s}]$$

kde:

Q = povrchový odtok [m^3/s]

c = odtokový koeficient [-]

i = intenzita dešťové srážky [m/s]

A = plocha povodí [m^2]

4.1. Odtokový koeficient

Federace pro kontrolu znečištění vod v roce 1960 experimentálně určila hodnoty odtokového koeficientu (tab. 1).

Typ oblasti	Odtokový koeficient
centrum města	0,70 – 0,95
okraj města	0,50 – 0,70
oblast s rodinnými domy	0,30 – 0,50
oblast se samostatně stojícími domy	0,40 – 0,60
oblast s řadovými domy	0,60 – 0,75

předměstí		0,25 – 0,40
sídlíště		0,50 – 0,70
oblast s lehkým průmyslem		0,50 – 0,80
oblast s těžkým průmyslem		0,60 – 0,90
parky, hřbitovy		0,10 – 0,25
hřiště		0,20 – 0,35
železnice		0,20 – 0,40
neobdělávané oblasti		0,10 – 0,30
asfaltové ulice		0,70 – 0,95
betonové ulice		0,80 – 0,95
cihlové ulice		0,70 – 0,85
silnice a chodníky		0,75 – 0,85
střechy		0,75 – 0,95
trávníky, písčité půda	rovný, 2%	0,05 – 0,10
	průměrný, 2 – 7 %	0,10 – 0,15
	strmý, 7%	0,15 – 0,20
trávníky, hlinitá půda	rovný, 2%	0,13 – 0,17
	průměrný, 2 – 7 %	0,18 – 0,22
	strmý, 7%	0,25 – 0,35

tab. 1 Hodnoty odtokového koeficientu pro různé typy oblasti (WPCF Manual of Practise No. 9 1960)

4.2. Intenzita dešťových srážek

Intenzita dešťové srážky závisí na době trvání deště a na četnosti srážkové činnosti.

Žabička v roce 2008 provedl studii, ve které se zabýval odvodněním zpevněných ploch pomocí vsakování. Počítal, jaké množství dešťové vody odečte z plochy střechy o velikosti 100 m² při různých intenzitách dešťových srážek. V tabulce můžeme vidět, že při nejvyšší intenzitě deště dojde k odtoku menšího celkového objemu vody z plochy než při denním srážkovém úhrnu. Z hodnot uvedených v tabulce je zjevné, že objem vody, která napršela na danou plochu, je větší při dlouhotrvajícím dešti než během přívalového deště (tab. 2).

plocha střechy [m ²]	100
součinitel odtoku	0,9
redukována plocha střechy [m ²]	90
intenzita 5 min deště [l/s.ha]	300
intenzita 15 min deště [l/s.ha]	150
intenzita 60 min deště [l/s.ha]	80
denní srážkový úhrn [mm/den]	70
roční srážkový úhrn [mm/rok]	650
objem 5 min. deště [m ³]	0,8
průtok potrubím [l/s]	2,7
objem 15 min deště [m ³]	1,2
průtok potrubím [l/s]	1,4
objem 60 min deště [m ³]	2,6
průtok potrubím [l/s]	0,7
objem denní srážky [m ³]	6,3
průtok potrubím [l/s] - rovnoměrný	0,1
objem roční srážky [m ³]	58,2

tab. 2 Přehled množství dešťových vod v závislosti na intenzitě deště (Žabička, 2008)

4.3. Plocha povodí

Povodí je území, z něhož odtéká voda z atmosférických srážek, voda z ledovců, voda ze sněhové pokrývky. Voda odtéká povrchovou nebo podzemní cestou do řeky či jezera (Šilar *et al.*, 1992).

Plocha povodí představuje plochu půdorysu povodí. Nejčastěji ji označujeme písmeny F , A , P nebo Sp . Vyjadřujeme ji v jednotkách km^2 (Šilar *et al.*, 1992).

5. Ovlivnění povrchového odtoku

Člověk ovlivnil povrch Země výstavbou silnic, budov a dalších uměle vytvořených staveb, které snížily schopnost dešťových srážek se infiltrovat nebo odtéct do řek a potoků. Další činnosti člověka, jako jsou např.: odstraňování vegetace a půdy, či vytváření povrchů, kterými voda nemůže proniknout, zvyšují povrchový odtok (Ather, 2019).

Ren *et al.* (2019) provedli výzkum, ve kterém se zabývali intenzitou srážek v městském prostředí. Ve své práci uvedli, že neustálá urbanizace zvyšuje nepropustnost měst, což vede ke změnám vodního cyklu ve městě. To má za následek zvýšení povrchového odtoku a častějšího výskytu městských povodní. Kromě nárůstu urbanizace sledovali, jaký vliv mají městské zelené prostory, jako např.: parky, obytné zahrady atd. Došli k závěru, že tato zelená prostranství

sníží odtok dešťových vod a hrají důležitou roli v městském ekosystému při ochraně města před povodněmi.

Camorani *et al.* (2005) studovali, zda má různé využívání půdy vliv na změny povrchového odtoku. Do své práce zahrnuli 4 druhy různě využívaných území: vinice, urbanizované oblasti, velká pole a malá pole rozdělená pruhy husté vegetace.

Alaoui *et al.* (2018) provedli studii, ve které se zabývali zhutněním půd během povodní. Alaoui *et al.* předpokládali, že během povodní dojde k zhutnění půdy, u které se změní její infiltrační vlastnosti. Během jejich experimentální studie došli k výsledkům, že k tomuto procesu opravdu dochází. Následně zjistili, že u zhutněné půdy dochází k menší infiltraci a narůstá povrchový odtok.

Hou *et al.* (2019) provedli studii, ve které studovali krátkodobé, ale silné srážky, intenzitu dešťových bouří, drenážní sítě a povrchovou teplotu. Ve své studii uvedli, že s rychle rostoucí urbanizací v Číně dochází ke zvětšování nepropustných oblastí, které zvyšují celkový povrchový odtok. To následně vede k častějším záplavám, většímu průtoku a větší povrchové teplotě ve městě. Na základě těchto klimatických změn se Čína rozhodla vybudovat tzv. houbová města. Koncept houbového města zahrnuje budování bioretenčních systémů, zelených střech na stávajících budovách s rovnou střechou, či výsadbu zeleně. Tato opatření vedou k zadržení dešťové vody na místě, ochlazení města a k záchytu škodlivých látek.

6. Metoda hydrologické bilance

Metoda hydrologické bilance představuje porovnání atmosférických srážek, odtoku, změn povrchových a podpovrchových vod na určité území, nebo v povodí některého toku. Jedná se o řešení kvantitativního rozdělení srážkové vody na jednotlivé složky hydrologické bilance (Kříž, 1983).

6.1. Rovnice hydrologické bilance v rámci jednoho povodí

Jednotlivé složky hydrologické bilance si musíme nejprve rozdělit do dvou skupin:

- vstupy (+) → atmosférické srážky
 - výstupy (-) → povrchový odtok
 - podzemní odtok
 - hypodermický odtok
 - evapotranspirace.
- } infiltrace

Ze vstupů a výstupů sestavíme obecnou rovnici:

$$P - ET - PO - D - HO (+ DP) = \Delta S$$

kde:

- P = atmosférické srážky
- ET = evapotranspirace
- PO = povrchový odtok
- D = podzemní odtok
- HO = hypodermický odtok
- DP = voda z magmatu
- ΔS = změna zásob

Z obecné rovnice po odečtení všech výstupů ze systému od vstupu = srážky, zjistíme změny zásob, resp. zda se voda doplní nebo ji do systému vstoupilo málo a nebude stačit na doplnění.

Obecnou rovnici můžeme zjednodušit, pokud bude podzemní odtok a hypodermický odtok uvažovat jako jednotný děj, který nazýváme infiltrace (*I*). Rovnice poté bude mít tvar:

$$P - ET - PO - I = \Delta S$$

6.2. Rovnice hydrologické bilance v rámci více povodí

Pokud provádíme výpočet pro oblast, která patří k více povodím, musíme do obecné rovnice uvažovat i přítok vody z jiných povodí. Je potřeba do rovnice přidat další vstupy a to povrchový přítok a podzemní přítok.

6.3. Detailní rovnice v měřítku povodí

Tato rovnice slouží pouze pro výpočet bilance podzemní vody a má tvar:

$$D + Qi - T - Qo = \Delta S$$

kde:

- D = podzemní odtok
- Qi = voda, která se infiltruje
- T = transpirace
- Qo = voda, která se odčerpává
- ΔS = změna zásob

Pokud budeme rovnici používat pro povodí využívané člověkem, musíme do rovnice přidat další člen v podobě čerpaného množství (*Qč*). Rovnice bude vypadat:

$$D + Qi - T - Qo \pm Qč = \Delta S$$

7. Infiltrace

Infiltrace se dělí na přirozenou a umělou. Břehová, neboli přirozená infiltrace je přirozené zasakování vody do břehů v okolí povrchových vodních zdrojů (např.: řeky, potoky, rybníky a

nádrže). Umělá infiltrace je způsob řízeného čištění vody. Využívá se především při přípravě pitné vody z povrchové vody (Candra & Dovolil, 1964).

Umělými zásahy se může infiltrace buď zlepšit (např.: umělou infiltrací, zavlažováním, břehovou infiltrací, orbou po vrstevnici atd.), nebo zhoršit (např.: regulací toků, zatěsněním břehů, vykácením lesů atd.) (Candra & Dovolil, 1964).

Infiltraci můžeme vypočítat z rovnice hydrologické bilance:

$$I = P - ET - PO$$

8. Evapotranspirace

Evapotranspirace je celkový výpar ze zemského povrchu do atmosféry. Celkový výpar se skládá z fyzikálního výparu = evaporace a z fyziologického výparu = transpirace.

Evaporace (= vypařování) je pojem označující přechod molekul vody z kapalné fáze do fáze plynné. Kapalina při vypařování spotřebovává teplo z okolí. Evaporace může probíhat např.: z půdy nebo z volné hladiny vodní plochy.

Transpirace označuje výdej vody povrchem rostlin, přesněji listem.

Evapotranspirace je citlivá na několik klimatických charakteristik, jako je teplota, relativní vlhkost vzduchu a rychlost větru (Kundzewicze, 2008).

Rozlišujeme potenciální evapotranspiraci *PET* a skutečnou evapotranspiraci *AET*.

8.1. Potenciální evapotranspirace

Potenciální evapotranspirace je maximální možná evapotranspirace. Uvažuje situaci, kdy je k dispozici neomezené množství půdní vody (Šráček & Kuchovský, 2003).

Pro určení potenciální evapotranspirace existuje řada empirických vzorců, např.: Thornthwaitův, Penmannův a Turcův.

8.1.1. Thornthwaitův vzorec

Pravděpodobněji nejběžnější vzorec pro výpočet potenciální evapotranspirace, který vypočteme:

$$PET = 16,2 \times \left(\frac{10 \times T_{ai}}{I}\right)^a \times F(\lambda) \quad [\text{mm/měsíc}]$$

kde:

T_{ai} = průměrná měsíční teplota vzduchu

I = roční termický index, který se spočítá: $I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{ai}}{5}\right)^{1,5}$

$F(\lambda)$ = korekční koeficient (funkce zeměpisné šířky, tab. 3)

a = koeficient, který se spočítá:

$a = 6,75 \times 10^{-7} I^3 - 7,71 \times 10^{-5} I^2 + 1,79 \times 10^{-2} I + 0,49239$ (Šráček & Kuchovský, 2003).

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
LAT. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

tab. 3 Korekční koeficient $F(\lambda)$ pro Thornthwaitův vzorec jako funkce zeměpisné šířky a měsíce v roce (Šráček & Kuchovský, 2003)

8.1.2. Penmannův vzorec

Penmanův vzorec uvažuje téměř všechny faktory ovlivňující velikost evapotranspirace. Penmanova rovnice zní:

$$PET = \frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \frac{(R_n - G)}{\lambda} + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} E_a \quad [\text{mm/den}]$$

kde:

Δ = sklon křivky tlaku nasycené vodní páry v závislosti na teplotě [kPa.°C⁻¹]

γ = psychometrická konstanta [kPa.°C⁻¹]

λ = skupenské teplo vypařování ($\lambda = 2,45 \text{ MJ.kg}^{-1}$)

R_n = radiační bilance [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$]

G = tok tepla do půdy [$\text{MJ.m}^{-2}.\text{den}^{-1}$]

E_a = empirická funkce [mm.den^{-1}] (Penman, 1948).

8.1.3. Turcův vzorec

Turcova rovnice se používá především pro výpočet potenciální evapotranspirace hustých porostů a trav.

$$PET = 0,013 \times \frac{T}{T+15} \times (Q_0 + 50) \text{ [cm/den]}$$

kde:

T = průměrná denní teplota vzduchu ve výšce $z_2 = 2,0$ m [$^{\circ}\text{C}$]

Q_0 = průměrná denní intenzita krátkovlnného záření dopadajícího na vypařující se povrch [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$] (Novák, 1995).

8.2. Skutečná evapotranspirace

K určení evapotranspirace se používají půdní lyzimetry. Jedná se o nádoby s hlínou a vegetací, která se zasadí do půdy. Změny vlhkosti se určují na základě změny váhy lyzimetru (Šráček & Kuchovský, 2003).

9. Zdroje

- Alaoui, A. – Rogger, M. – Peth, S. & Blöschl, G. (2018): Does soil compaction increase floods? A review. — *Journal of Hydrology*, **557**, 631-642. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2017.12.052
- Ather, S. B. (2019): How to Calculate Surface Runoff. — On-line: <https://sciencing.com/>, 20. 1. 2020
- Camorani, G. – Castellarin, A. & Brath, A. (2005): Effects of land-use changes on the hydrologic response of reclamation systems. — *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **30**, 8-10, 561-574. DOI: 10.1016/j.pce.2005.07.010
- Candra, J. & Dovolil, M. (1964): *Hydrogeologie pro geology*. — Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Dooge, J. C. I. (1973): *Linear Theory of Hydrologic Systems*. — United States Department of Agriculture, Washington, D.C.
- Fetter, C. W. (2001): *Applied Hydrogeology*. — Pearson Education International, United States of America, 4. vydání.
- Hou, J. – Mao, H. – Li, J. & Sun, S. (2019): Spatial simulation of the ecological processes of stormwater for sponge cities. — *Journal of Environmental Management*, **232**, 574-583. DOI: 10.1016/j.jenvman.2018.11.111
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. — Cambridge University Press, Cambridge.
- Kříž, H. (1983): *Hydrologie podzemních vod*. — Academia, Praha.
- Kuichling, E (1889): The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts. — *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, **20**, 1, 1-56.
- Kundzewicz, Z. W. – Mata, L. J. – Arnell, N. W. – Doll, P. – Kabat, P. – Jimenez, B. – Miller, K. – Oki, T. – Zekai, S. & Shiklomanov, I. (2007): Freshwater resources and their management. — *In: Parry, M. L. – Canziani, O. F. – Palutikof, J. P. – van der Linden, P. J. & Hanson, C. E. (eds.): Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*, 173-210. Cambridge.
- Kundzewicz, Z. W. (2008): Climate change impacts on the hydrological cycle. — *Ecohydrology & Hydrobiology*, **8**, 2-4, 195-203. DOI: 10.2478/v10104-009-0015-y
- Novák, V. (1995): *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. — Slovenská akadémia vied, Bratislava.

- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. — Proceedings of the Royal Society of London, **193**, 1032, 120-146.
- Ren, X. – Hong, N. – Li, L. – Kang, J. & Li, J. (2019): Effect of infiltration rate changes in urban soils on stormwater runoff proces. — Geoderma, **363**, 114-158. DOI: 10.1016/j.geoderma.2019.114158
- Shankar, A. (2019): The proces of water cycle. — On-line: <https://www.metoffice.gov.uk>, 16. 12. 2019
- Šilar, J..*et al.* (1992): Všeobecná hydrogeologie. — Karolinum, Praha, 2. vydání.
- Šráček, O. & Kuchovský, T. (2003): Základy hydrogeologie. — Masarykova univerzita, Brno.
- WPCF Manual of Practise No. 9 (1960): Design and Construction of Sanitary and Storm Sewers. – Water Pollution Control Federation, Washington D. C.
- Žabička, Z. (2008): Odvodnění zpevněných ploch vsakováním. — Český instalatér, **2008**, 2. Praha. On-line: <https://voda.tzb-info.cz/>, 20. 1. 2020