Česká zemědělská univerzita v Praze
Fakulta životního prostředí
Katedra biotechnických úprav krajiny

METODIKA NÁVRHU A REALIZACE INFILTRAČNÍCH A ZÁCHYTNÝCH OPATŘENÍ V RÁMCI OBNOVY HYDROLOGICKÝCH POMĚRŮ A ZPŮSOBŮ HOSPODAŘENÍ V KRAJINĚ

Číslo grantu: QH 92 086/2009

Zpráva za rok 2011

Koordinátor: Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc.

Listopad 2011

Česká zemědělská univerzita v Praze
Fakulta životního prostředí
Katedra biotechnických úprav krajiny

METODIKA NÁVRHU A REALIZACE INFILTRAČNÍCH A ZÁCHYTNÝCH OPATŘENÍ V RÁMCI OBNOVY HYDROLOGICKÝCH POMĚRŮ A ZPŮSOBŮ HOSPODAŘENÍ V KRAJINĚ

Číslo grantu: QH 92 086/2009

Název aktivity:

Metodika stanovení podkladů pro návrh a realizaci infiltračních a záchytných opatření a retenčních kapacit v rámci obnovy hydrologických poměrů v modelových oblastech Jizerských hor.

Číslo aktivity: A 02/11
Zahájení/ukončení aktivity: 01/01–31/12/2011

Dílčí zpráva za rok 2011

Koordinátor: Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc.

Sub-koordinátoři: doc. Ing. Jakub Štibinger, Ing. Jitka Pešková, Ing. Milan Kasl

---

Listopad 2011

Autoři zprávy:

Koordinátor: Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc.

Sub-koordinátoři: Doc. Ing. Jakub Štibinger, CSc.,
Ing. Jitka Pešková
Ing. Milan Kasl

Spolupracovníci: Ing. Darina Vaššová,
Doc. Ing. Vladimír Švihla, DrSc.

Obsah

1. CÍL METODIKY 2
2. POPIS METODIKY 3
2.1 KLIMATICKÉ A FYZICKO-GEOGRAFICKÉ PODKLADY 4
2.2 URČENÍ PODKLADŮ PRO SIMULACI POVRCHOVÉHO ODTOKU Z EXPERIMENTÁLNÍ PLOCHY NA VYBRANÉ LOKALITĚ 5
2.2.1 Určení faktorů povodí k simulaci povrchového odtoku hydrologickými modely 5
2.2.2 Metodický postup využití výsledků hydrologických modelů k návrhům ochranných protipovodňových opatření na povodích bez pozorování 6
2.3 URČENÍ PODKLADŮ PRO SIMULACI INFILTRAČNÍCH A RETENČNÍCH KAPACIT NA EXPERIMENTÁLNÍ PLOŠE VYBRANÉ LOKALITY (POMOCÍ VHODNĚ ZVOLENÝCH (VYBRANÝCH) HYDRAULICKÝCH METOD) 8
2.3.1 Určování hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) za přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV). 8
2.3.2 Určování hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) bez přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV). 10
2.3.3 Určování efektivní drenážní pórovitosti Pd (% obj.) s použitím modelu Van Genuchtena . 15
2.4 METODICKÝ POSTUP VYUŽITÍ VÝSLEDKŮ HYDROLOGICKÝCH MODELŮ PRO NÁVRH INFILTRAČNÍCH A ZÁCHYTNÝCH OPATŘENÍ A RETENČNÍCH KAPACIT NA EXPERIMENTÁLNÍ PLOŠE 17
2.5 METODICKÝ POSTUP VYUŽITÍ VYBRANÝCH HYDRAULICKÝCH METOD PROUDĚNÍ VODY V NASYCENÉ ZÓNĚ PRO STANOVENÍ RETENČNÍCH KAPACIT NA EXPERIMENTÁLNÍCH PLOCHÁCH VYBRANÝCH LOKALIT 24
2.6 VÝSLEDKY URČOVÁNÍ VYBRANÝCH HYDRO-FYZIKÁLNÍCH CHARAKTERISTIK PRO NÁVRH INFILTRAČNÍCH A ZÁCHYTNÝCH OPATŘENÍ A RETENČNÍCH KAPACIT NA EXPERIMENTÁLNÍ PLOŠE 27
2.6.1 Stanovení hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) za přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV). 27
2.6.2 Stanovení hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) bez přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV). 29
2.6.3 Stanovení efektivní drenážní pórovitosti Pd (% obj.) s použitím modelu Van Genuchtena 35
2.7 STANOVENÍ RETENČNÍCH KAPACIT NA EXPERIMENTÁLNÍCH PLOCHÁCH VYBRANÝCH LOKALIT JIZERSKÝCH HOR 36
2.7.1 Stanovení retenční kapacity povrchových vrstev v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, Lučany nad Nisou, Jizerské hory, Liberecký kraj) .. 36
2.7.2 Stanovení retenční kapacity povrchových vrstev v podmínkách nasyceného ustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, Lučany nad Nisou, Jizerské hory, Liberecký kraj) .. 39
3. EKONOMICKÉ ASPEKTY METODIKY 43
4. UPLATNĚNÍ METODIKY 44
5. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY 45

1. Cíl metodiky

Pro modelování procesů povrchových odtoků je potřebné stanovit hodnoty celé řady faktorů jako vstupních dat pro analýzu a hodnocení těchto hydrologických jevů, se zaměřením na extrémní události.

Srážky, jejich průběh, výška, doba trvání, periodicita a pravděpodobnost výskytu patří mezi nejdůležitější podklady a ukazatele, které jsou pro korektní popis výše zmiňovaných hydrologických jevů nezbytné. Určováním podkladů pro simulaci povrchového odtoku se podrobněji zabývá stejnojmenná kapitola 2.2 této metodiky.

Kvalita vstupních dat se pak přímo promítne do výsledků hydrologických modelů a tím i do návrhu protipovodňových, infiltračních a záchytných opatření, které jsou založeny na jejich použití. Metodický postup využití výsledků hydrologických modelů pro vhodný návrh protipovodňových, infiltračních a záchytných opatření je popsán v kapitole 2.4.

Jedním z hlavních cílů metodiky je tedy vzor softwarového řešení ve formě výpočtů N-letých povodňových objemů z hodnot návrhových průtoků Qn (ČHMÚ) jako podklad pro návrh základních parametrů záchytných opatření, suchých nádrží a poldrů.

Neméně důležité jsou infiltrační schopnosti a retenční kapacity povrchových vrstev, které spolu s jejími drenážními vlastnostmi mohou výrazně ovlivňovat dopady hydrologických extrémů, jako jsou přívalové srážky, záplavy, povodně, jarní tání sněhové pokrývky a další podobné jevy.

Hydro-fyzikální charakteristiky pórovitého půdního prostředí jako jsou hydraulická nasycená vodivost, efektivní drenážní pórovitost a sorptivita patří mezi nejdůležitější. V kapitole 2.3 této metodiky jsou uvedeny způsoby určování podkladů pro modelování infiltračních a retenčních kapacit, které jsou založeny právě na stanovení hodnot výše uvedených charakteristik.

Retenční kapacity povrchových vrstev, vytvořené působením drenážních systémů, hrají důležitou úlohu při zmenšování rizik negativních dopadů povrchového odtoku. V kapitole 2.5 jsou uvedeny některé postupy pro jejich stanovení v podmínkách neustáleného a ustáleného nasyceného drenážního proudění.

Dalším hlavním cílem metodiky je prezentace způsobů výpočtu retenčních kapacit povrchových vrstev, vyvolaných existencí drenážních systémů. Jako podklady pro výpočet zde slouží, mimo jiné, hydro-fyzikální vlastnosti povrchových vrstev, konkrétně hydraulická nasycená vodivost a efektivní drenážní pórovitost. V předložené metodice jsou rovněž

uvedeny některé vybrané postupy pro jejich stanovení. V metodickém návrhu jsou uplatněny výsledky a poznatky za celé období výzkumu.

2. Popis metodiky

Obsah a rozsah podkladů pro simulaci povrchového odtoku, pro modelování infiltračních a retenčních kapacit a pro návrhy záchytných opatření na povodí nebo jeho experimentální části je určen jak evropskou legislativou, tak našimi zákonnými požadavky.

Stupeň ochrany a prevence před povodněmi je dán především Rámcovou směrnicí EU pro vodní politiku (EU WFD 2000/60/ES), její transpozicí do Směrnice vyhodnocování zvládání povodňových rizik (EU 2007/60/ES), zákona 254/2001 Sb., o vodách (s dodatky), zákona 118/2008 Sb., o řízených rozlivech povodní a některých dalších. K těmto zákonům byla vydána řada prováděcích vyhlášek.

Kapitola II. uvádí z klimatických faktorů především srážky, jejich návrhové výšky a intenzity, z fyzicko-geografických faktorů fyzicko-geometrické faktory povodí. Jejich způsob určení obsahují příslušné české hydrologické a vodohospodářské normy (ČSN 75 1400, ČSN 75 2340, ČSN 75 2310, ČSN 75 2405, ČSN 75 2410, TNV 75 2415), standardy mezinárodní (např. WMO–Guide to Hydrological Practices, 2008) a četná odborná literatura (např. Beven, 2006; Ashley et al., 2007) aj.

U maximálních povodňových průtoků je důležité znát kulminační průtoky pro příslušnou periodicitu jejich výskytu p, nebo dobu opakování 1x N let, Q_N (tzv. N-leté průtoky), kdy doba opakování N je reciproční hodnotou periodicity p. K určení hodnot Q_N má v ČR autorizaci Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ), u malých povodí (do 5 km^2) mohou toto určovat experti v oboru hydrologie na základě konzultací s ČHMÚ.

Dostatečné infiltrační a retenční kapacity pórovitého půdního prostředí spolu s drenážními schopnostmi povrchových vrstev v krajině hrají významnou roli při snižování negativních dopadů hydrologických extrémů, jako jsou přívalové srážky, záplavy a povodně. V metodice je proto uveden postup pro určování vybraných hydro-fyzikálních charakteristik, jejichž hodnoty výrazně ovlivňují výše uvedenou problematiku.

Metodika je určena zejména projektantům protipovodňových opatření jako vhodný nástroj jejich projekční práce pro vytváření podkladů, nezbytných pro projektovou dokumentaci.

Zároveň může tato metodika sloužit investorům, jejich zástupcům, pozemkovým úřadů a všem souvisejícím orgánům státní správy jako vhodný materiál pro posouzení infiltračních a

retenčních kapacit na zájmových lokalitách a pro vytváření vhodných návrhů souvisejících opatření.

Metodika byla uplatněna při určování podkladů pro návrh a realizaci infiltračních a záchytných opatření a retenčních kapacit v rámci obnovy hydrologických poměrů v modelových oblastech Jizerských hor v rámci grantu Mze ČR č. QH 92 086/2009.

2.1 Klimatické a fyzicko-geografické podklady

Nejdůležitější klimatické a fyzicko-geografické podklady pro metodický návrh protipovodňových opatření jsou nesporně údaje o srážkách a povodí, zejména pak o půdách a hospodaření na povodí. Základní příčinou katastrofických lokálních i regionálních povodní jsou odtoky způsobené dešti o vysokých úhrnech (v našich podmínkách nad cca 60 mm) a vysokých intenzitách (nad cca 2 mm/min).

Druhou závažnou příčinou vzniku těchto povodní je malá retenční a akumulační schopnost půd, způsobená hlavně snížením jejich propustnosti zaviněným zhoršením půdní struktury (nedostatek oživené organické hmoty). To platí i o lesní půdě nedostatečně kryté mělkou vrstvou hrabanky a nedostatečným bylinným patrem.

Rovněž stále se rozšiřující urbanizované plochy s nepropustným povrchem v důsledku investiční výstavby satelitních měst, zpevněných komunikací, parkovišť a jiných objektů jsou příčinou zvyšujících se povrchových odtoků. Příčinu lze spatřit i ve stavu nasycení půdy v povodí vodou po předcházejících deštích, nedostatečné kapacitě tzv. kritických profilů (mostků a propustků) a omezení možností neškodných rozlivů povodňových průtoků dřívějšími regulačními zásahy do koryt vodních toků. Tyto informace, zpravidla odhalující příčiny častých povodní, jsou základem klimatických a fyzicko-geografických podkladů k řešení snižování škodlivých důsledků povodňových stavů.

Protože jsou tyto podklady nehomogenní v ploše povodí, používáme pro jejich zpracování a začlenění do návrhu protipovodňových i protierozních opatření geografické informační systémy (GIS). Tyto systémy v dnešní době představují účinný nástroj pro analýzu a vyhodnocení základních fyzicko-geografických podkladů potřebných pro srážko-odtokové modely. V podstatě je propojení GIS a hydrologických modelů jen logickým vyústěním základního principu, že jak GIS, tak i hydrologické modely pracují různým způsobem s prostorovými daty. GIS v tomto vztahu zajišťuje tzv. pre-procesing (předzpracování) a post-procesing, čili vizualizaci výstupů.

2.2 Určení podkladů pro simulaci povrchového odtoku z experimentální plochy na vybrané lokalitě

2.2.1 Určení faktorů povodí k simulaci povrchového odtoku hydrologickými modely

Zásadní vliv na kulminaci a objem povrchového odtoku mají klimatické a fyzicko-geografické faktory povodí. Z klimatických faktorů jsou to zejména atmosférické srážky, z nich potom v podmínkách malých povodí především přívalové deště, kdy rozhoduje jejich výška a doba trvání (tj. jejich intenzita).

Pro tyto účely je třeba použít výchozích hodnot, zejména hodnot srážkových úhrnů vypočítaných na základě maximálních denních srážkových úhrnů (např. Šamaj, Brázdil, Valovič, 1983) nebo jiného katalogu srážek. Pro odvození těchto maximálních úhrnů s pravděpodobností opakování *N* let podle Gumbelova rozdělení se používá metoda stanovení náhradních intenzit přívalových dešťů (Hrádek, Kovář, 1994) s využitím regionálních parametrů *a, c*.

Pro malá povodí je však třeba zpracovat přívalové srážky daleko kratší než je jeden den, a proto je nutno provést jejich redukci na dobu trvání srážky podle plochy povodí tak, aby byla delší než doba koncentrace na povodí. To znamená dobu od několika minut do několika hodin. K tomu se používá metoda redukce jednodenní srážky přes zmíněné regionální parametry *a, c* následovně:

Výška deště:

$$H_{t,N} = H_{1\mathrm{d},N} \cdot a \cdot t^{1-c} \qquad \text{(K1)}$$

Intenzita deště:

$$i_{t,N} = H_{1\mathrm{d},N} \cdot a \cdot t^{-c} \qquad \text{(K2)}$$

Průběh a charakteristiky návrhového deště jsou základním vstupem do matematického modelu extrémních srážko-odtokových procesů na malých povodích. Pro tento účel byla na základě teorie procesu povrchového odtoku na povodí bez limnigrafického pozorování sestavena a implementována modelová řešení simulace *N*-letých povodňových případů z návrhových srážek, simulace návrhových situací a simulace různých scénářů změn hospodářského využití území. V hydrologii používané modely HEC-HMS (USACE 2000), KINFIL (Kovář, 1994; Kovář, 2000; Kovář et al., 2002; Kovář, Kadlec, 2009), metodika odtokových křivek CN (USDA SCS, 1985; USDA SCS, 1986; Janeček et al., 2002) a model povodňových objemů FLOOD_V (Kovář, Pleštilová, 2009) využívají fyzicko-geometrické, hydraulické, půdní a klimatické parametry povodí, které se dají určit z měřených mapových

nebo jiných podkladů při absenci přímých hydrometrických pozorování. Zmíněné modely umožňují též zohlednit důsledky antropogenní činnosti v povodí.

Předložená metodika navrhuje postup zjišťování objemu povodňové vlny V, který je zásadní u návrhů retenčních nádrží, poldrů, případně ochranných hrází intravilánů obcí. Vychází se z hodnot Q_N zjištěných metodikou ČHMÚ. Dále se předpokládá, že tvar hydrogramu povodně bude kompatibilní s tvarem jednotkového hydrogramu určeného kulminační pořadnicí a hodnotami hlavních charakteristik povodí, tj. čísla odtokové CN křivky, hydraulické délky údolnice, jejího sklonu a plochy malého povodí. Pak lze stanovit nepravděpodobnější tvar hydrogramu a z něho i objem povodňového odtoku pro N-leté průtoky.

2.2.2 Metodický postup využití výsledků hydrologických modelů k návrhům ochranných protipovodňových opatření na povodích bez pozorování

Jednou ze základních syntetizovaných charakteristik povodí je jednotkový hydrogram (dále UH) odvozený s použitím typové S-křivky (US SCS, 1992). Metoda jednotkového hydrogramu je založena na předpokladu rovnoměrného plošného rozložení jednotkového příčinného deště vysoké intenzity a krátké doby trvání na relativně malém povodí s lineárním srážko-odtokovým procesem, kdy platí tzv. princip superpozice. Tento princip předpokládá platnost lineárního vytváření odtoku, který lze popsat soustavou „genetických“ odtokových rovnic, které mají obwecné řešení ve známém „konvolučním integrálu“ (Beven, 2006):

$$Q(t) = \int_0^t P(t) \cdot u(t-\tau)\mathrm{d}\tau \qquad \text{(K3)}$$

kde $Q(t)$ je výstupní průtoková pořadnice (m^3/s), $P(t)$ vstupní srážková pořadnice (m^3/s), $u(t-\tau)$ pořadnice jednotkového hydrogramu a τ integrační proměnná.

Pro diskrétní časovou pořadnici $t \rightarrow \Delta t$ lze obecně rovnici zapsat jako:

$$Q(i \cdot \Delta t) = \Delta t \sum_{o}^{n} \left[P(n) \cdot u(0, i-n) \right] \qquad \text{(K4)}$$

kde $u\,(0, i-n)$ je pořadnice jednotkového hydrogramu ΔtUH.

S-křivka označovaná jako $S(t)$ je součtovou čarou těchto pořadnic, když $t > t_k$, kde t_k je doba koncentrace povodí:

$$S(t) = \sum_{0}^{T} u(0, i-n) \qquad \text{(K5)}$$

Výsledný jednotkový hydrogram je pak:

$$\Delta \mathrm{tUH}(t) = S(t) - S(t - \Delta t) \tag{K6}$$

Časová translace odtoku je závislá na době dobíhání t_L. Ta je určena dle metodiky US SCS (US SCS, 1992), nebo Fergusona (1998), následně:

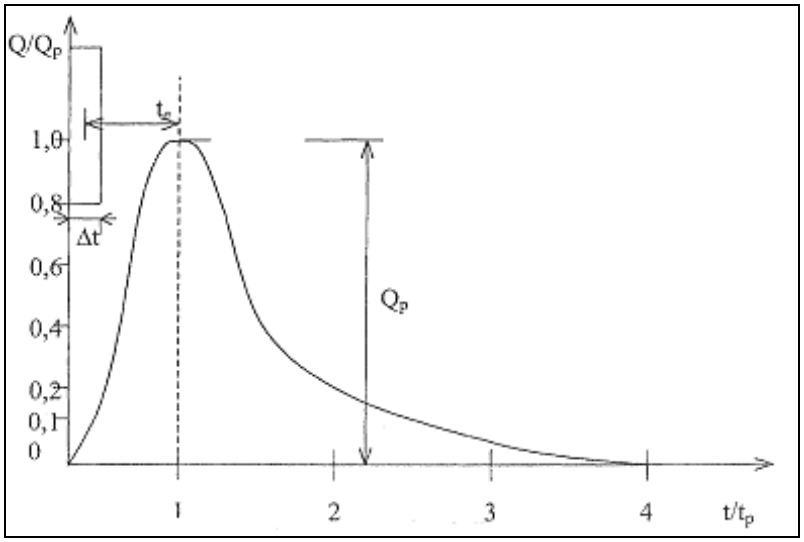
$$t_L = \frac{(3{,}28.L)^{0{,}8}.(0{,}04A+1)^{0{,}7}}{1900 J_o^{0{,}5}} \tag{K7}$$

kde L je hydraulická délka údolnice (m), J_o sklon údolnice (%), A potenciální retence povodí (mm), (pro: $50 < \mathrm{CN} < 100$).

Časová souřadnice kulminace hydrogramu *tp* (hod) je potom:

$$t_p = \frac{\Delta t}{2} t_L \tag{K8}$$

kde Δt je délka časového kroku a současně doba trvání jednotkového efektivního deště determinujícího jednotkový hydrogram (UH). Hodnota t_p není tedy časovou souřadnicí kulminace obecného srážko-odtokového případu, ale je parametrem potřebným k určení UH z bezrozměrné typové S-křivky. Typová ΔtUH a *Q*-pořadnice S-křivky jsou na obr.K2.2.1. Tyto pořadnice, uvedené s diskrétním krokem 5 %, se transformují podle skutečných parametrů povodí, tzn. v závislosti na t_L a t_p.



Obr. K2.2.1: Bezrozměrný jednotkový hydrogram

Q-pořadnice S-křivky vyplývají z úměry:

$$\frac{Q}{Q_p} = \alpha \frac{t}{t_p} \tag{K9}$$

kde α je součinitel parametrické úměry. Skutečný TUH vzniká odečtením dvou S-křivek časově posunutých o Δt.

2.3 Určení podkladů pro simulaci infiltračních a retenčních kapacit na experimentální ploše vybrané lokality (pomocí vhodně zvolených (vybraných) hydraulických metod)

Významnou úlohu při modelování infiltračních schopností a při určování retenčních kapacit půdního prostředí na vybraných experimentálních plochách v zájmových lokalitách Jizerských hor hrají hodnoty hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$), efektivní drenážní pórovitosti Pd (% objemu), sorptivity S ($M.T^{-0,5}$) a hodnoty součinitele A ($M.T^{-1}$) s rozměrem rychlosti, jenž charakterizuje vliv působení gravitace při proudění vody a který je velmi blízký hodnotě hydraulické nasycené vodivosti. Symbol M, resp. T označuje délkovou, resp. časovou jednotku.

2.3.1 Určování hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) za přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV).

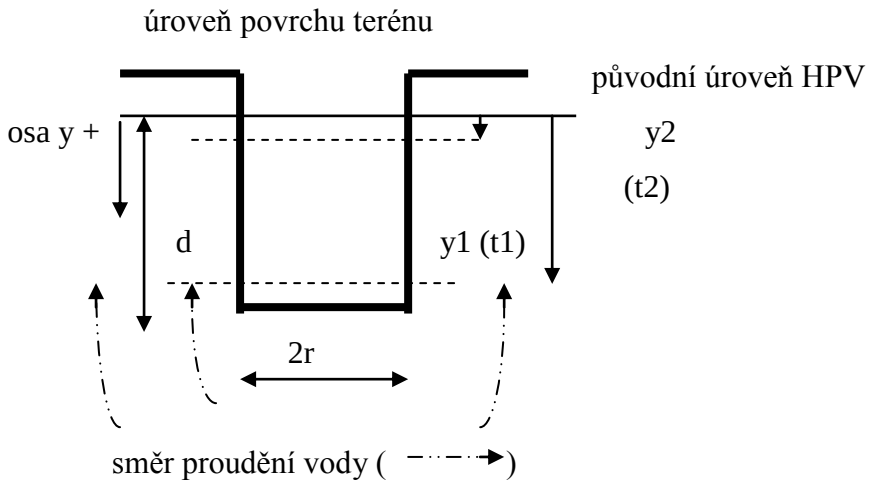
Vedle obvykle používané jednosondové metody (Ritzema 2006) v případě vysoké polohy hladiny podzemní vody je možné uplatnit i jiné způsoby stanovení hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$)

Jednosondová Hooghoudtova metoda

Při tomto testu pro určení nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) se vychází z modifikované jednosondové metodu s využitím aproximace S.B. Hooghoudta. Předpokládá se, že se jedná o homogenního, izotropního, plně saturované půdní pórovité prostředí, kdy HPV je velmi blízko povrchu anebo je přímo totožná s úrovní povrchu terénu. Úroveň nepropustného podloží je relativně ve velkých hloubkách a neovlivní terénní experimentální měření s cílem stanovit hydraulickou nasycenou vodivost K ($M.T^{-1}$).

Princip způsobu stanovení K ($M.T^{-1}$) je založen na měření úrovně stoupající HPV v sondě v čase t. Po vyhloubení sondy s určitým poloměrem r (M) a hloubkou d (M) od úrovně původní HPV na dno sondy a po vyčerpání podzemní (podpovrchové) vody ze sondy se zaznamenává nárůst úrovně hladiny vody v sondě v čase t (T).

Vodorovná srovnávací (referenční) úroveň je totožná s původní úrovní HPV v sondě před čerpáním. Po vyčerpání vody ze sondy (t=0) se měří čas a zaznamenávají se odpovídající, zvyšující se úrovně HPV v sondě (viz schéma na obr.1).



Obr.1 Schéma modifikované jednosondové metody s aproximací S.B. Hooghoudta pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti K ($M.T^{-1}$)

Při matematicko-fyzikálním popisu tohoto jevu se vychází z předpokladu, že změna průtoku Qz je rovna změně objemu vody v sondě o poloměru r (M) v čase t (M), platí tedy vztah

$$Qz = \pi r^2 \frac{dy}{dt} \tag{1}$$

kde y (M) reprezentuje vertikální osu kladnou směrem dolů.

V dalším postupu se využije Darcyho zákona a rovnice kontinuity. Hydraulický sklon I = y / L je v tomto případě vyjádřen pomocí ověřené Hooghoudtovy aproximace (Luthin 1957), která definuje předpokládanou dráhu L (M) při proudění vody empirickým vzorcem L (m) = (r.d)/0,19, ve kterém je potřeba dosazovat empirickou hodnotu 0,19 v metrech, stejně jako poloměr sondy r (m) a hloubku sondy d (m). Podle Hooghoudta pak platí I (-) = y/L = y.0,19 / r.d.

Po integraci (s využitím $-\int_a^b = \int_b^a$) a dalších úpravách obdržíme výsledný výraz pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti K ($M.T^{-1}$)

$$K = (\frac{r.d}{0{,}19})(\frac{2d}{r}+1)^{-1}.(\frac{1}{t2-t1})\ln(\frac{y1}{y2}) \tag{2}$$

kde y1 (M), y2 (M) jsou naměřené úrovně hladin vody v sondě v odpovídajících časech t1 (T), t2 (T), viz obr.1. Dosadíme-li za hodnoty r,d, a y metry a za čas t sekundy hodnota nasycené hydraulické vodivosti K bude $m.s^{-1}$. Podle rovnice (2) pak byly vyhodnoceny nasycené vodivosti z výsledků přímých měření terénních experimentů na ploše zájmové lokality Horní Maxov v modelové oblasti Jizerských hor (Štibinger, 2009).

2.3.2 Určování hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) bez přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV).

Metoda Guelphského permeametru, založená na principu Marriottovy láhve v podmínkách ustáleného proudění s konstantní úrovní volné hladiny, nebyla pro stanovení hydraulické nasycené vodivosti (Jačka 2010, Kuráž 2002) na experimentálních plochách v Jizerských horách použita.

Bylo prokázáno, že terénní experimentální testace s použitím metody Guelphského permeametru v horských a podhorských oblastech Šumavy (Jačka 2010) jsou pravděpodobně řádově mnohem výkonnější a operativnější v porovnání s tradičními metodami založenými na infiltraci výtopou.

Na základě předběžného vyhodnocení výsledků a porovnání s výsledky terénních infiltračních metod (dvouválcová, jednováleová metoda) v této oblasti je možné vznést hypotézu, že data získaná pomocí metody Guelphského permeametru budou lépe aproximovat skutečné procesy proudění v nenasycené zóně půdního pórovitého prostředí (Kuráž 2002). Porovnání prokázala, že hodnoty nasycených vodivostí získané z dat naměřených pomocí metody Guelphského permeametru a vypočtené podle odpovídajících vztahů jsou řádově stejné, nicméně hodnoty nasycených vodivostí obdržené podle Guelphského permeametru jsou zřetelně menší (Jačka 2010).

Tato skutečnost je zřejmě dána tím, že experimenty terénních infiltračních metod (dvouválcová, jednováleová metoda) předpokládají nestacionární vertikální proudění, což v některých případech nebylo možné v daných podmínkách dodržet. Naproti tomu rovnice pro určování nasycených vodivostí podle Guelphského permeametru zohledňuje radiální proudění v oblasti experimentu, které při měření vzniká (Kuráž 2002).

Předpokládá se, že po statistické analýze výsledků z měření metodou Guelphského permeametru pro stanovení hydraulické nasycené vodivosti na experimentálních plochách z oblasti Jizerských hor bude vytvořen doplněk metodiky, ve kterém budou získané výsledky dodatečně zohledněny.

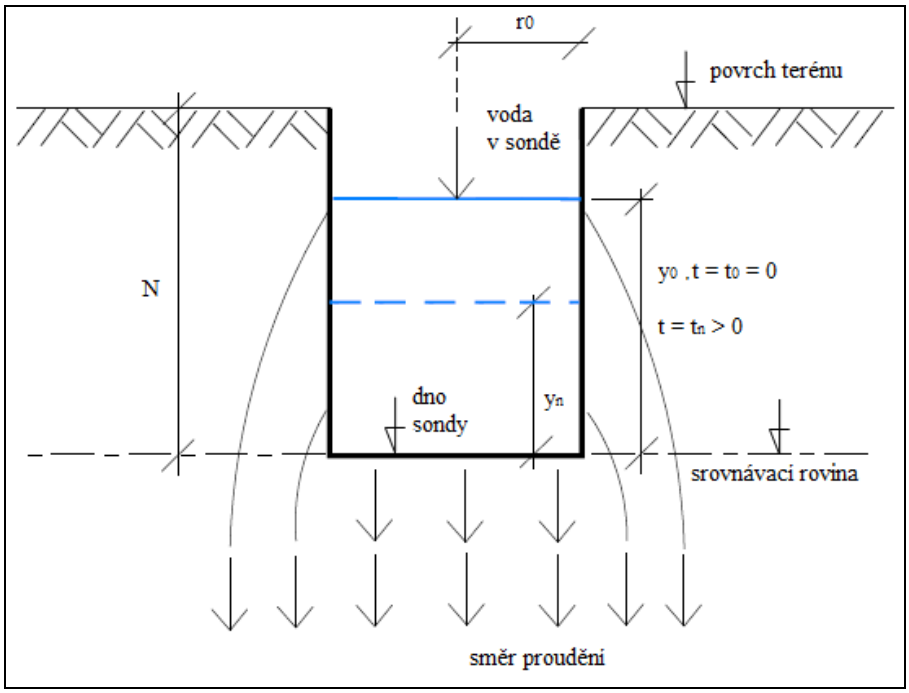
Metoda plněné sondy (MPS)

Metodu plněné sondy (MPS) s využitím aproximace jednotkového gradientu hydraulické výšky (jednotkového hydraulického spádu), ve francouzské literatuře nazývanou Porchetova metoda (Ritzema 2006), lze uplatňovat v případě zakleslé hladiny podpovrchové (podzemní) vody při určování nasycené hydraulické vodivosti K ($M.T^{-1}$).

Rovnice popisující proudění podzemní (podpovrchové) vody v nasyceném půdním prostředí byly odvozeny ze zákonitostí mechaniky podzemní vody v pórovitém prostředí s použitím axiomu kontinua a Darcyho zákona (Darcy 1856, Todd a Mays 2005), který zároveň s rovnicí kontinuity představuje základní výchozí vztahy pro další postupy.

Princip určování K ($M.T^{-1}$) je založen na měření úrovně klesající vody v sondě v čase t (T). Po vyhloubení sondy s určitým poloměrem r (M) a hloubkou N (M) od úrovně povrchu terénu ke dnu sondy, se po naplnění sondy vodou zaznamenává pokles úrovně hladiny vody v sondě v čase t (T).

Vodorovná referenční úroveň je totožná se dnem sondy, osa y (M) je kladná směrem vzhůru. Po naplnění sondy vodou ($t = 0$, $y = y0$) se měří průběžný čas a zaznamenávají se odpovídající snižování úrovní hladin vody v sondě yn (M) v časech tn (T) > 0 (viz schéma na obr. 2). Proudění je nestacionární, ve svislém směru shora dolů, tedy proti kladnému směru osy y (M).



Obr. 2 Schéma metody plněné sondy (MPS) pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti K ($M.T^{-1}$)

Stejně jako v předchozím případě, také zde se předpokládá, že změna průtoku je rovna změně objemu vody v sondě o poloměru r (M) v čase t (T). Pro vyjádření změny průtoku tedy platí vztah definovaný rovnicí (1).

S využitím Darcyho zákona, rovnice kontinuity a s uplatněním výše zmiňované aproximace jednotkového gradientu hydraulické výšky, tedy pro $I = 1$ (-), je možné formulovat výchozí diferenciální rovnici ve tvaru

$$\pi r^2 \frac{dy}{dt} = -(2\pi r y + \pi r^2)K \tag{3}$$

Po zavedení substituce Y = y + 0,5r a dY = dy, po integraci a po dalších úpravách dostáváme výsledný výraz pro stanovení nasycené hydraulické vodivosti *K* (M/T)

$$K = \left(\frac{0{,}5r}{tn}\right)\ln\left(\frac{y0 + 0{,}5r}{yn + 0{,}5r}\right) \tag{4}$$

kde *y*0 (M) a *yn* (M) jsou naměřené úrovně hladin vody v sondě v odpovídajících časech *t0 = 0* a *tn* (T), viz obr.2.

Rovnici (4) je možné také vyjádřit ve tvaru

$$[y] = \left(\frac{y0 + 0{,}5r}{\exp(\frac{K.[t]}{0{,}5r})}\right) + 0{,}5r \tag{4a}$$

kde symbol [y] reprezentující vektor poklesů hladin vody v sondě [y] = (y1, y2, y3, ….yi… yn) představuje zároveň závisle proměnnou veličinu.

Odpovídající nezávisle proměnná veličina je parametr [t], vektor časové řady odpovídajících časů, pro který platí [t] = (t1, t2, t3, ….ti… tn).

Výsledky z terénních měření metodou plněné sondy (MPS) se pak promítají do známých hodnot vektorů [y] a [t] v monotónní sestupné časové řadě, [y] = (y1, y2, y3, ….yi… yn) a [t] = (t1, t2, t3, ….ti… tn).

Neznámý parametr *K* ($M.T^{-1}$), kterým je hledaná hodnota nasycené hydraulické vodivosti K ($M.T^{-1}$) se pak odhadne pomocí nelineární regrese s využitím quasi-Newtonovy metody.

Metoda plněné sondy byla úspěšně použita při určování hydraulické nasycené vodivosti na experimentálních plochách v zájmových lokalitách „Křísák“ a „Maliník“ v oblasti Jizerských hor (Štibinger, 2010).

Dvouválcová infiltrační metoda

V půdním pórovitém prostředí bez přítomnosti hladiny podzemní vody je možné hydraulickou nasycenou vodivost K ($M.T^{-1}$) stanovit pomocí dvouválcové infiltrační metody (Dvořák, 1972).

K vlastnímu měření je třeba dvou soustředných válců, přičemž průtočná plocha vnějšího mezikruží musí být nejméně dvojnásobně větší, než je plocha vnitřního válce. Před samotným měřením je třeba upravit povrch. Ten musí být vodorovný a neporušený. Na zvolené ploše je nutné nejdříve odstranit usmyknutím horní nakypřenou vrstvu mocnou přibližně 5 cm. Stejnosměrným tlakem se osadí nejdříve vnější válec do hloubky asi 10 – 15 cm. Stejně pak dojde k osazení vnitřního válce do hloubky cca 1 – 3 cm. Dno obou válců je vhodné pokrýt hrubozrnným pískem, aby nedocházelo ke kolmataci povrchu. Připraví se odpovídající množství vody a odměrné nádoby. Větší z nich slouží k dolévání do vnějšího válce.

Na počátku měření se nalije voda současně do obou válců. Výška hladin by měla být v obou válcích stejná. Spustí se stopky. V okamžiku, kdy hladina vody ve vnitřním válci dosáhne předem určeného bodu (po odtoku známého objemu), zaznamenává se čas a současně dolévá odměřené množství vody. Ve vnějším válci je průběžně voda doplňována tak, aby rozdíl mezi hladinami v obou válcích nepřesáhl 2 cm. Měření se provádí do doby než se však prakticky ustálí.

V případě nestacionárního vertikálního proudění ve směru osy z (M) v nenasycené zóně je možné, s použitím Darcy-Buckinghamova zákona a za předpokladu zachování kontinuity proudění, prezentovat matematicko-fyzikální popis tohoto procesu Richardsovu rovnicí ve tvaru

$$\frac{\partial\left[k(H).(\partial H/\partial z)\right]}{\partial z}+\frac{\partial k(H)}{\partial z}=\frac{\partial W}{\partial t} \qquad (5)$$

Zjednodušený vztah pro vyjádření potenciálu G (M) v nenasyceném pórovitém prostředí bez volné hladiny je možné interpretovat ve tvaru G = z + H, kde z (M) je geodetická výška nad srovnávací rovinou a H (M) reprezentuje sací (negativní) tlak. Parametr k(H) /$M.T^{-1}$/ představuje hydraulickou nenasycenou vodivost, která je ale závislá na sacím tlaku H (M) a tedy i na vlhkosti W (-).

Philipův popis vertikální infiltrace založený na perturbační metodě (Philip 1957, Kutílek 1975, Kutílek – Nielsen 1994), vychází z Richardsovy rovnice (5), která se transformuje do difusního tvaru, zanedbá se vliv gravitace (z = 0 a tedy G = H) a poté se rovnice řeší s pomocí Boltzmanovy transformace.

V dalším postupu řešení se dospěje k časové řadě kumulativní infiltrace i(t) (M) vyjádřené nekonečnou řadou. Pro vyhodnocování naměřených hodnot kumulativní infiltrace $i(t)_n$ (M) s cílem stanovení hydraulické nasycené vodivosti v zájmových oblastech Jizerských hor byly použity první dva členy časové řady. Poslední člen řady $k(W_i)$ ($M.T^{-1}$) byl zanedbán.

$$i(t) = St^{1/2} + At \qquad (6)$$

Kumulativní infiltrace i(t) (M) je tak vyjádřena pomocí sorptivity S ($M.T^{-1/2}$) a součinitele A ($M.T^{-1}$) s rozměrem rychlosti, jenž charakterizuje vliv působení gravitace a který je velmi blízký hodnotě hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$).

Rychlost resp. intenzitu infiltrace v(t) ($M.T^{-1}$) lze obdržet derivací rovnice kumulativní infiltrace i(t) (M) (6) podle času t (M). Platí vztah $v(t) = \frac{di(t)}{dt}$, tedy

$$v(t) = (1/2)St^{-1/2} + A \qquad (7)$$

Rovnice (6) a (7) jenž se uplatnily při popisu infiltračních procesů a určování nasycených vodivostí v zájmových lokalitách Jizerských hor, se nazývají zkrácené Philipovy infiltrační rovnice.

Jejich použití bylo mnohokrát ověřeno ve vědecké oblasti i v inženýrské vodohospodářské praxi a je možno říci, že vhodným způsobem aproximují skutečné přírodní infiltrační procesy v nenasyceném pórovitém prostředí.

Podle J. R. Philipa, E. G. Youngse, T. Talsmy, J. Y. Parlange (Holý 1994), bylo prokázáno, že při vyhodnocování infiltračních procesů s délkou trvání větší než 60 minut je možné pro odhad hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) použít vztah A = (2/3) K, tedy K = 3a/2.

Stanovení parametrů (S, A) Philipových infiltračních rovnic

Z naměřených hodnot kumulativní infiltrace $i(t)_n$ (M) na jednotlivých vybraných experimentálních plochách v zájmových lokalitách Jizerských hor, byla pomocí rovnice (6) a s uplatněním metody Marquardtových parametrů (GraphPad Software. Inc. S755 1995 – 2001) odhadnuta sorptivita S ($M.T^{-1/2}$) a součinitel A ($M.T^{-1}$), který je blízký hydraulické nasycené vodivosti.

Hledání parametrů (S, A) v rovnici (6), kde na její levé straně budou figurovat naměřené hodnoty kumulativní infiltrace $i(t)_n$ (M), představuje úlohu nelineární regrese. Levenberg-Marquardtova metoda, či Marquardtův kompromis, proto vychází ze "spojené" metody nejstrmějšího poklesu a metody Gauss-Newtonovy. Marquardtův princip je založen na podobnosti obou metod a na možnosti formulovat soustavu náhradních lineárních rovnic z Gauss-Newtonovy metody tak, až metoda nejstrmějšího poklesu bude formálně tvořit její zvláštní případ.

Stanovení parametrů (S, A) Philipových infiltračních rovnic lze provést také pomocí linearizace, linearizací rovnice (6) získáme rovnici přímky Y = S.Tm + A.

Ze známých hodnot vektorů $Y = i(t)_n / t_n$ a $Tm = 1/ (t_n)^{0,5}$ je možné snadno určit parametry (S) a (A) přímky Y = S.Tm + A, které jsou hledané parametry Philipových infiltračních rovnic.

2.3.3 Určování efektivní drenážní pórovitosti Pd (% obj.) s použitím modelu Van Genuchtena

Efektivní drenážní pórovitost Pd (% obj.) hraje významnou úlohu při určování retenčních kapacit v půdním profilu a při pohybu podzemní vody v pórovitém půdním prostředí v podmínkách neustáleného, popřípadě transientního proudění. Cílem tohoto postupu je odhadnout zastoupení hrubých pórů (Pd) v půdním profilu, jejichž rozdělení výrazně ovlivňuje, mimo jiné, infiltraci, retenční kapacitu a redistribuci srážkových vod a srážko-odtokové poměry vůbec.

Při hodnocení pórového systému půdního prostředí se vychází z retenčních čar půdních vlhkostí zároveň s uplatněním aproximace pro vyjádření vztahu mezi sacím tlakem, resp. tlakovou výškou H (cm) a ekvivalentním poloměrem pórů r_k (cm) ve tvaru $r_k = 0{,}148 / H$.

Za účelem vyjádření procentického zastoupení hrubých pórů (Pd) v testovaném půdním vzorku, což umožňuje právě hodnota ekvivalentního poloměru kapilárních pórů r_k (M) byl zvolen následující postup.

Retenční čáry půdních vlhkostí zhotovené v laboratoři z půdních vzorků, odebraných v příslušných místech zájmové lokality (Horní Maxov, Bedřichov), byly za účelem analytického vyjádření vztahu W(H), kde W (% obj.) představuje půdní vlhkost, aproximovány modelem Van Genuchtena typu

$$W_E = 1/(1+(a_g|H|)^n)^m \qquad (8)$$

V rovnici (8) představuje W_E (-) relativní vlhkost, která je funkcí vlhkosti momentální, reziduální a vlhkosti maximální, tj. vlhkosti při úplném nasycení půdního prostředí. Symbol $|H|$ představuje absolutní hodnotu tlakové výšky H. Parametry a_g, n, m, jsou

empirické koeficienty, přibližné rozmezí jejich hodnot nabízí Kutílek a Nielsen (1994). V tomto případě byly hodnoty parametrů a_g, n, m, odhadovány pomocí nelineární regrese, s využitím tzv. Marquardtovy metody odhadu parametrů. Princip této metody je podrobněji popsán v této kapitole ve stati s názvem „Stanovení parametrů (S, A) Philipových infiltračních rovnic“.

V modelu Van Genuchtena (8) a na ose tlakových výšek H dosadíme za hodnoty H výraz H = 0,148 / r_k a obdržíme tak součtové čáry zastoupení pórů o určitém ekvivalentním poloměru r. Platí rovnice

$$W_E = 1/(1+(a_g|0{,}148/r_k|)^n)^m \qquad (9)$$

Z retenčních čar půdních vlhkostí byly vypočteny hodnoty relativních vlhkostí W_E a dále byly pomocí modelu Van Genuchtena (8) a Marquardtovy metody odhadnuty hodnoty empirických parametrů a_g, n, m.

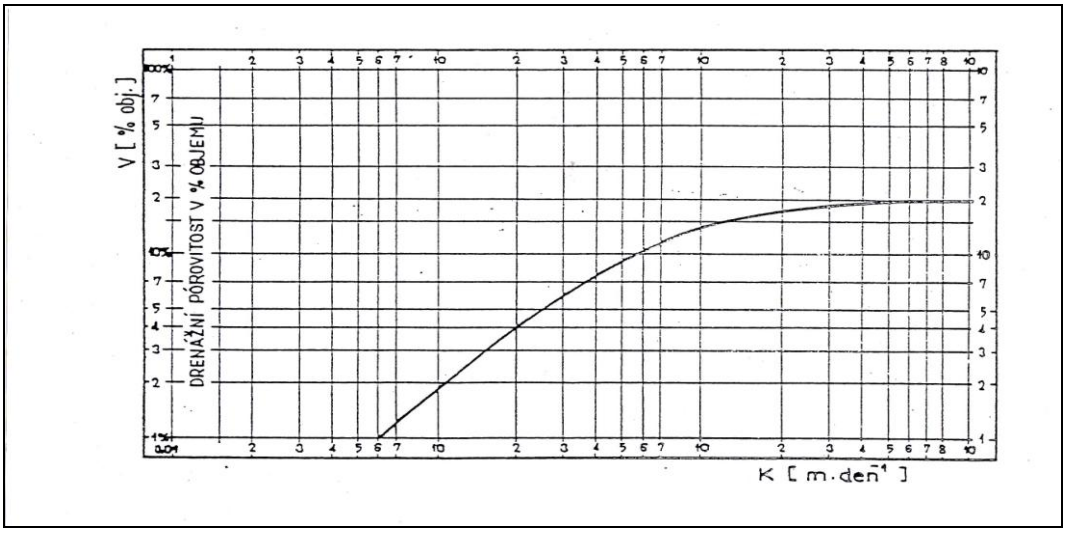
Podle Kutílka (Kutílek a Nielsen 1994) platí pro parametry a_g, n, m nerovnosti $a_g > 0$, $n > 1$, $0 < m < 1$, hodnota parametru n se pohybuje přibližně v rozmezí od 1,05 do 4, hodnota parametru a_g (cm^{-1}) mezi 10^{-3} až 10^{-2}. Dále platí m = 1 - 1/n.

Tím jsou definovány a analyticky popsány retenční čáry typu $W_E(H)$ a $W_E(r)$, charakterizující hydro-pedologicky dané půdní pórovité prostředí.

Určitý druh kapilárních pórů je charakterizován právě určitým ekvivalentním poloměrem kapilárních pórů r_k (M). Podle Smolíka a dalších platí pro makropóry, pro půdní prostředí bez kapilarity, to znamená pro efektivní drenážní pórovitost Pd (% obj.), ekvivalentní poloměr r_k = 300 mikrometrů což je r_k = 0,03 cm a hodnoty vyšší.

Dosadíme-li do rovnice (9) známé koeficienty a_g, n, m stanovené Marquardtovou metodou a hodnotu ekvivalentního poloměru r_k = 0,03 cm a vyšší, jako výsledek obdržíme hodnotu W_E, což ale reprezentuje množství příslušných makropórů, tedy hledanou efektivní drenážní pórovitost Pd (-), vztaženou k relativnímu objemu (tj. k 1,00).

Správnost tohoto postupu byla potvrzena laboratorním ověřením výsledků a nepřímým stanovením hodnot efektivních drenážních pórovitostí z grafu US. Bureau of Reclamation (Ritzema 2006)



Obr.3 Graf pro určování efektivní drenážní pórovitosti V /Pd (% obj.)/ v závislosti na nasycené hydraulické vodivosti K ($m.d^{-1}$) /U.S. Bureau of Reclamation/

2.4 Metodický postup využití výsledků hydrologických modelů pro návrh infiltračních a záchytných opatření a retenčních kapacit na experimentální ploše

Na několika experimentálních povodích Jizerských hor se porváděly simulace srážko-odtokových epizod matematickými modely (modely HEC-HMS, INFIL2 a KINFIL) po řadu let (např. Kmenice – Josefův Důl, Smědá – Bílý Potok, Černá Nisa – Uhlířská, Černá Desná – Jezdecká aj.). Pro současné příklady zjištění retenčních kapacit *N*-letých průtoků jsme si vybrali povodí Smědé, profil Bílý potok. I když jsme řešili simulace významných srážko-odtokových případů (1970–1990) na tomto povodí, pro příklad zjištění retencí *N*-letých povodní jsme si vybrali metodu zjišťování objemů povodňových vln Q_N, na základě kulminací, které jsme získali z dat ČHMÚ.

Na povodí Smědé a jejím limnigrafickém profilu Bílý Potok se prováděla měření od roku 1957. Fyzicko-geometrické charakteristiky povodí poskytuje tab. K2.4.1. Plocha povodí (profil Bílý Potok) je 26,13 km^2, srážková data jsou kontinuálně zajišťována ve stanicích

Bedřichov, Bílý Potok, Smědava a Hejnice. Hydrologické poměry a *N*-leté průtoky poskytuje tab. K2.4.2. Tabulka K2.4.3 uvádí výpočet průměrné hodnoty odtokové křivky CN_{II} = 77,5. Je to hodnota poměrně vysoká, což svědčí o poměrně malé propustnosti s většinovou hydrologickou půdní skupinou C (77 %), zbytek pak tvoří skupina B. Jedná se o půdy sorpčně málo nasycené (oligo-mezotrofní a podzolové rašelinné hnědé půdy a oglejené rašelinné půdy). Poměrné zastoupen I. zrnitostní kategorie je 20–25 %, koeficient nasycené hydraulické vodivosti K_s < 10 mm/hod. Vzhledem k třídě ulehlosti lesní hrabanky TU = 1 (hloubka < 5 cm) lze povrch zalesněné části povodí (88 %) zařadit do třídy lesních hydrologických podmínek TLHP = 2.

Tab.K2.4.1: Fyzicko-geometrické charakteristiky povodí Smědá, profil Bílý Potok

Plocha povodí	(km^2)	26,13
Délka údolnice	(km)	13,3
Sklon údolnice	(%)	6,9
Nadmořská výška	(m n. m.)	403–990
Střední šířka povodí	(km)	1,96
Sklon povodí (Herbst)	(%)	22,2

Tab. K2.4.2: *N*-leté průtoky povodí Smědé, profil Bílý Potok

N (roky)	1	2	5	10	20	50	100
Q_N (m^3/s)	22	35	53	70	81	119	144

Tab. K2.4.3: Číslo odtokové křivky (CN) pro povodí Smědá, profil Bílý potok

Kultura	% plochy	HSP	CN	Vážený průměr CN
Lesy	70	C	79	55,3
	18	B	69	12,4
Pastviny (holiny)	7	C	79	5,5
Orná půda	3	B	79	2,4
Zastavěné území	2	–	98	1,9
Celkem	100	–	–	77,5

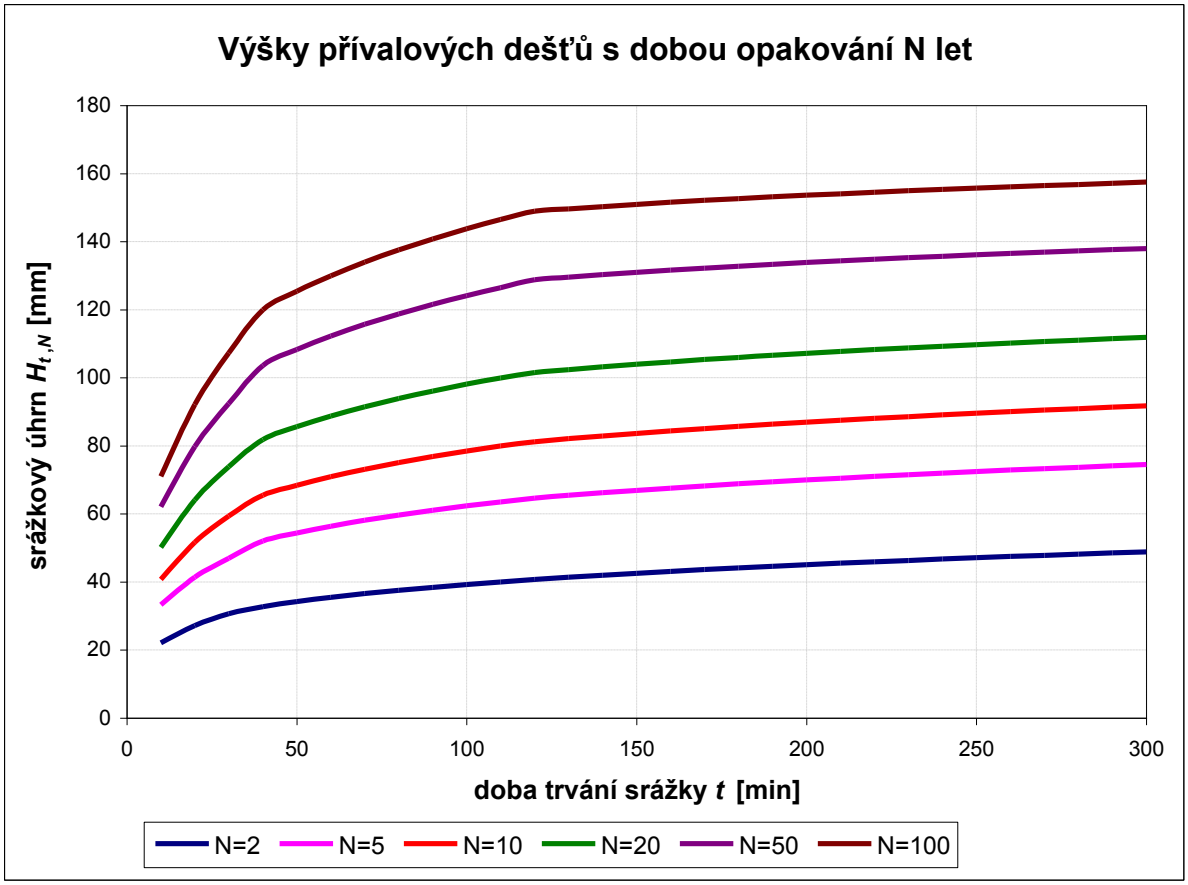
Pokud bychom vycházeli při výpočtu Q_N z návrhových dešťů, použili bychom všech čtyř stanic a jejich *N*-leté údaje redukovali z denních hodnot do hodnot krátkých přívalových dešťů pro dobu trvání 30, 60, 120 a 300 minut pro opakování *N* = 2, 5, 10, 20, 50 a 100 let – viz tab. K2.4.4 a obr. K2.4.1. K výpočtům těchto hodnot je možno použít „Metodu redukce

návrhových dešťů“ (Hrádek, Kovář, 1994), která je přístupná ve formě softwaru DES_RAIN (Vaššová, Kovář, 2011): http//fzp.czu.cz/vyzkum/software.html. Dále bychom v této alternativě modelu INFIL řešili hyetogramy efektivního deště a modelem KINFIL transformaci hyetogramů do příslušných výsledných hydrogramů pro jednotlivé doby trvání deště *t* a doby opakování *N*.

Tab. K2.4.4: Srážkové úhrny $P_{t,N}$ (mm), stanice Bílý Potok

N (roky)	doba trvání srážky *t* (min)				
	24 h	30	60	120	300
2	66,8	30,66	35,47	40,70	48,84
5	95,0	46,94	56,40	64,65	74,51
10	113,1	59,40	70,94	81,24	91,77
20	132,0	73,86	88,71	101,52	111,87
50	155,1	92,44	112,23	128,82	137,98
100	173,2	107,28	129,98	148,91	157,47

Pro přehlednost jsme však volili již zmíněný postup využití *N*-letých průtoků získaných z ČHMÚ pro doby opakování *N* = 1, 2, 5, 10, 20, 50 a 100 let (viz tab. K2.4.5). Z nich potom metodikou popsanou v kapitole 2.2 výpočetním postupem rovnicemi (K3) až (K9). Tato úloha byla algoritmizována do softwaru FLOOD_V (http//fzp.czu.cz/vyzkum/software.html) vytvořeného řešitelským týmem (Kovář, Zezulák, 2011). Tabulka K2.4.6 a obr. K2.4.2 uvádí příslušný jednotkový hydrogram povodí Smědé (Bílý Potok) a vypočtené hydrogramy *N*-letých průtoků, jejichž polochy uvádějí objemy příslušných povodňových vln, které po separaci základního odtoku mohou dobře sloužit jako údaje o **požadované retenční schopnosti** povodí pro ochranu níže ležících zastavěných území. Z nich nejžádanější je zcela evidentně intravilán obce Bílý Potok.



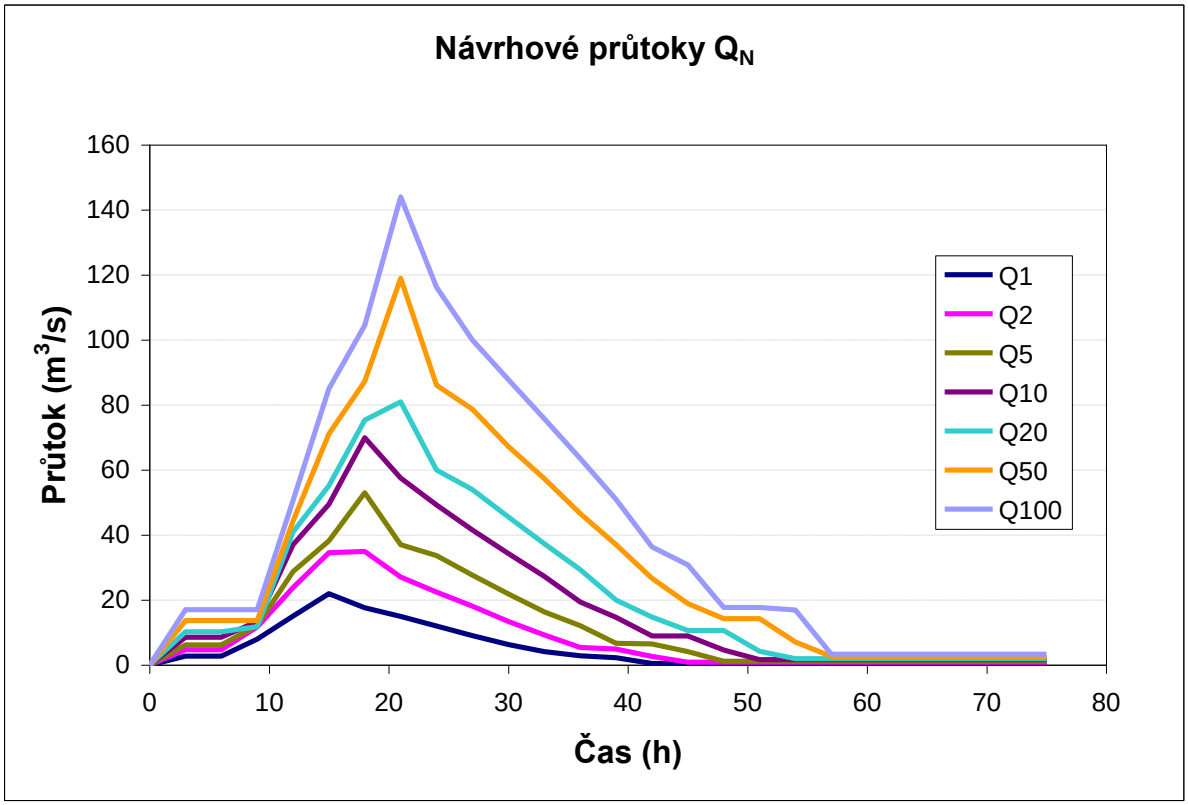
Obr. K2.4.1: Výšky přívalových dešťů s dobou opakování N let ve stanici Bílý Potok

Tab.K2.4.5: Objem povodňových vln vypočítaných programem FLOOD_V, Smědá, profil Bílý Potok

N (roky)	Q_N (m^3/s)	Objem (tis. m^3)
1	22	1360,19
2	35	2470,06
5	53	3528,03
10	70	5143,23
20	81	6477,81
50	119	9269,77
100	144	11926,90

Použití softwaru FLOOD_V je jednoduché a je možno ho využít pro obě alternativy, kdy alternativa 1 předpokládá znalost návrhových průtoků Q_N od ČHMÚ a využití těchto hodnot jako kulminačních pořadnic povodňové vlny N-letého opakování (tvar jednotkového hydrogramu). Alternativa 2 je k použití pro zkušené projektanty, který u malých povodí se silným antropogenním ovlivněním použijí návrhové deště redukované na krátké doby trvání

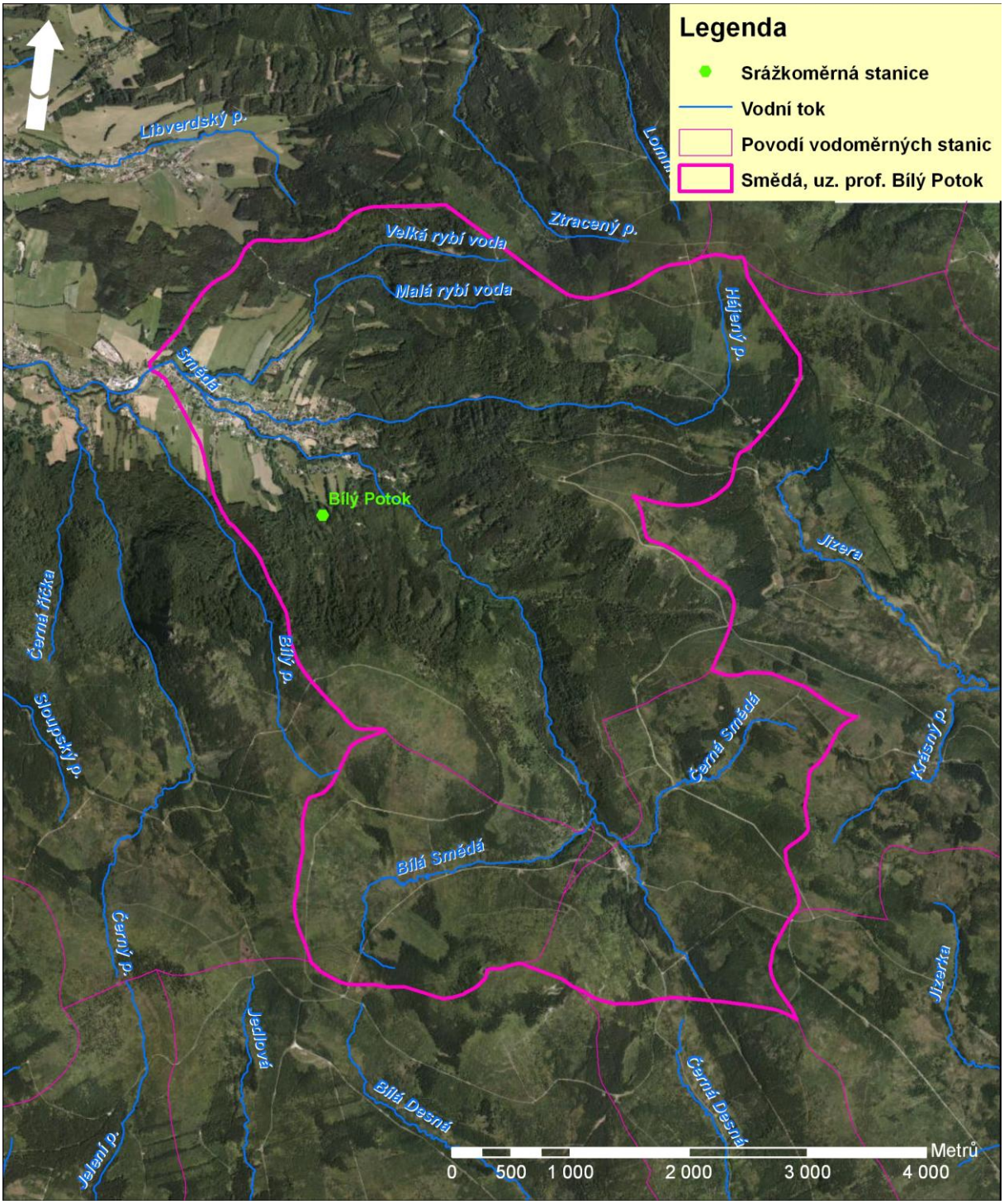
a využijí známých modelů (HEC-HMS nebo KINFIL apod.). Pro jednoduchost a méně zkušené uživatele doporučujeme alternativu 1.



Obr. K2.4.2: Vypočtené hydrogramy *N*-letých průtoků

Tab. K2.4.6: Pořadnice jednotkového hydrogramu TUH vypočtené metodikou US SCS

čas (h)	průtok (m^3/s)
0,0	0,000
0,5	0,033
1,0	0,077
1,5	0,196
2,0	0,241
2,5	0,168
3,0	0,117
3,5	0,069
4,0	0,034
4,5	0,018
5,0	0,006
5,5	0,006
6,0	0,006
6,5	0,006
7,0	0,006
7,5	0,006
8,0	0,006
8,5	0,002
9,0	0,002
9,5	0,001
10,0	0,000



Obr. K2.4.3: Ortofotomapa povodí Smědé, uzávěrový profil Bílý Potok

2.5 Metodický postup využití vybraných hydraulických metod proudění vody v nasycené zóně pro stanovení retenčních kapacit na experimentálních plochách vybraných lokalit

Pro stanovení retenčních kapacit půdních vrstev vzniklých uvolněním prostoru v důsledku snížení hladiny podzemní (podpovrchové) vody vlivem působení drenážních systémů, byly použity hydraulické metody, umožňující aproximovat tvar hladiny.

Hydraulické metody popisují proudění podzemní (podpovrchové) vody v nasyceném půdním prostředí a byly odvozeny ze zákonitostí mechaniky podzemní vody v pórovitém prostředí s použitím axiomu kontinua a Darcyho zákona (Darcy 1856, Todd a Mays 2005), který zároveň s rovnicí kontinuity představuje základní výchozí vztahy pro další postupy.

Rovnice odvozené na základě uplatnění těchto metod a použité v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění, umožňují matematicko-fyzikální popis tvaru hladiny podzemní (podpovrchové) vody, vzniklý právě v důsledku působení drenážních systémů v tomto prostředí.

Vztahy pro přímý výpočet retenční kapacity byly odvozeny v podmínkách neustáleného drenážního proudění v pórovitém nasyceném půdním prostředí, kde dochází v čase t (T) ke změnám úrovně i tvaru hladiny podpovrchové (podzemní vody) a zároveň také hodnoty drenážního odtoku jsou proměnné.

V oblastech Jizerských hor mohou tyto a obdobné situace velmi často nastat v období jarního tání, po záplavách anebo v po-povodňovém období, kdy po odtoku povrchových vod zůstává extrémně zvýšená úroveň hladiny podpovrchové (podzemní) vody.

Teorie neustáleného drenážního proudění v nasyceném půdním prostředí, ze které se vychází při řešení problematiky retenčních kapacit, je založena na následujících zjednodušujících předpokladech:

- Darcyho zákon (Darcy, 1856; Kutílek a Nielsen, 1994; Todd a Mays, 2005) platí i pro neustálené proudění a je vyjádřen Dupuitovou aproximací

- platí Dupuitovy postuláty (Dupuit, 1863; Mls, 1984), tj. při relativně malých sklonech volné hladiny jsou proudnice vodorovné a ekvipotenciály svislé, gradient potenciálu volné hladiny je určen jejím sklonem, s hloubkou pod hladinou se nemění

- Hooghoudtova transformace pro genezi „ekvivalentní“ nepropustné vrstvy platí i v podmínkách neustáleného drenážního proudění (Ritzema 2006)

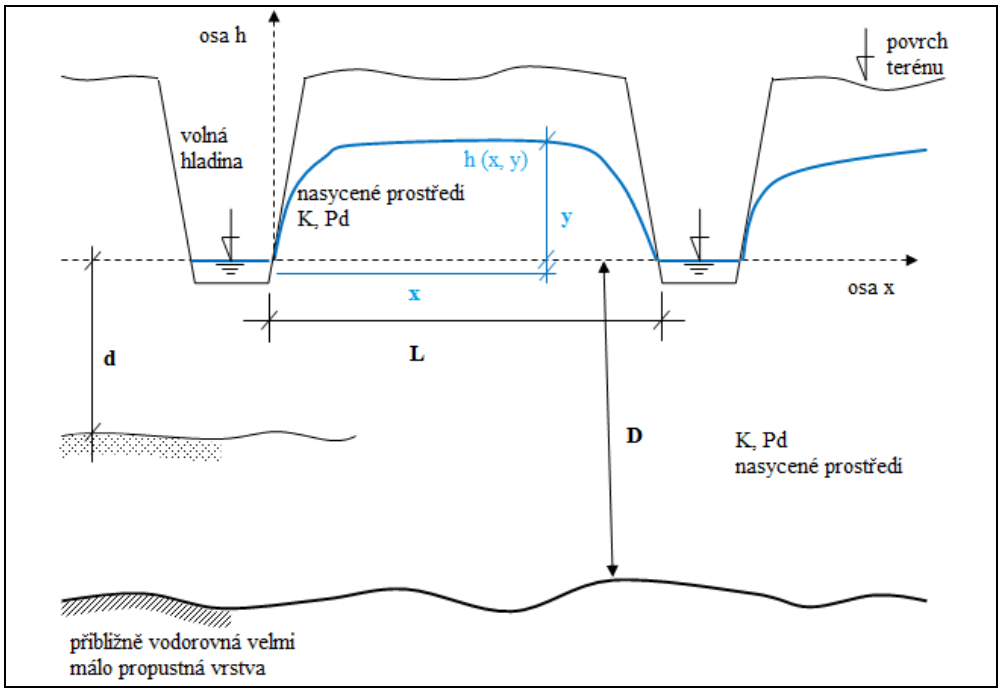
- efektivní drenážní pórovitost Pd a hydraulická nasycená vodivost K jsou v oblasti proudění konstantní, nad hladinou podzemní vody je konstantní vlhkost

- bude-li existovat proudění nad hladinou podzemní vody, pak jeho rychlost má vertikální směr a je funkcí pouze času

Za řídící výchozí vztah pro řešení problematiky neustáleného drenážního proudění v nasycené zóně půdního prostředí a pro určování retenčních kapacit, vzniklých v důsledku přítomnosti drenážních systémů, je možné považovat linearizovanou Boussinesquovu rovnici (obr.3)

$$K.H_p \frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2} = Pd \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} \qquad (10)$$

V rovnici (10) bylo při linearizaci použito substituce H_p = d + h0/4 kde H_p (M) reprezentuje průměrnou mocnost zvodnělé vrstvy ve které drenážní proces probíhá. Parametr d (M) představuje mocnost ekvivalentní „Hooghoudtovy“ vodorovné imaginární nepropustné vrstvy pod úrovní uložení drenážního systému (např. pod úrovní volné hladiny vody v drenážních příkopech).
Symbol h0 (M) je úroveň počáteční hladiny podzemní (podpovrchové) vody nad srovnávací rovinou v čase t = 0.



Obr.3 Výška vody h (x,t) = h (x,y) nad srovnávací rovinou volné hladiny v drenážních příkopech (osa x) ve vzdálenosti x > 0 od příkopu v čase t > 0 v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění.

Analytické řešení této linearizované parabolické parciální diferenciální rovnice druhého řádu podle Dumma a Glovera (Dieleman and Trafford 1976, Alterra/ILRI – WUR Wageningen 2008) za předpokladu splnění kritéria α t > 0,2 je možné vyjádřit vztahem

$$h(x,t) = \frac{4h_0}{\pi} e^{-a.t} \sin(\frac{\pi.x}{L}) \qquad (11)$$

jenž umožňuje popsat tvar hladiny podzemní (podpovrchové) vody vzniklý vlivem existence drenážních systémů v čase t (T) > 0.

h(x,t) (M) – výška hladiny vody nad srovnávací rovinou, kterou tvoří úroveň uložení drenážního systému, např. nad úrovní volné hladiny vody v drenážních příkopech, ve vzdálenosti x (M) od příkopu v čase t (T)

t (T) – čas (měřený po vzestupu hladiny vody do úrovně h0 (m), po výtopě, po závlaze)

L (M) – rozchod drénů (sběrných trubkových drénů, otevřených příkopů)

α (T^{-1}) – drenážní faktor, ukazatel drenážní intenzity, $\alpha = (\pi^2 . K . H_p) / (L^2 . P_d)$

Pomocí rovnice (11), uplatněním Darcyho zákona a rovnice kontinuity a s využitím dalších úprav byl definován výsledný výraz pro výpočet retenční kapacity Q_p (M), která byla vytvořena působením drenážního systému. Platí rovnice

$$Q_p = P_d[h_d - h_0] + h_0 P_d (1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-at}) \qquad (12)$$

kde h_d (M) je hloubka uložení drenážního systému pod povrchem půdního prostředí, pro kterou platí, že $h_d > h0$.

V případě, že je zamokření v úrovni povrchu terénu, resp. počáteční úroveň hladiny podzemní (podpovrchové) vody h0 (M) je totožná s hloubkou uložení drenážního systému h_d (M) /h_d = h0/, pro výpočet retenční kapacity Q (M) platí vztah

$$Q = h_d P_d (1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-at}) \qquad (13)$$

Retenční kapacita Q_p (M), resp. Q (M), vypočtená podle rovnic (12) resp. (13) představuje hodnotu retenční kapacity v jednotkách délky (m, mm) v určitém konkrétním čase t (T) > 0. V případě, že vynásobíme tuto hodnotu příslušnou plochou, ke které se retenční kapacita vztahuje, obdržíme retenční kapacitu v kubických jednotkách (m^3, litry).

Výpočet retenční kapacity byl odvozen pomocí popisu tvaru hladiny podzemní (podpovrchové) vody v podmínkách neustáleného drenážního proudění, v čase t (T) > 0. Bylo prokázáno, a zároveň z geneze rovnic (12) a (13) vyplývá, že je lze použít pro výpočet retenčních kapacit také při ustáleném drenážním proudění.

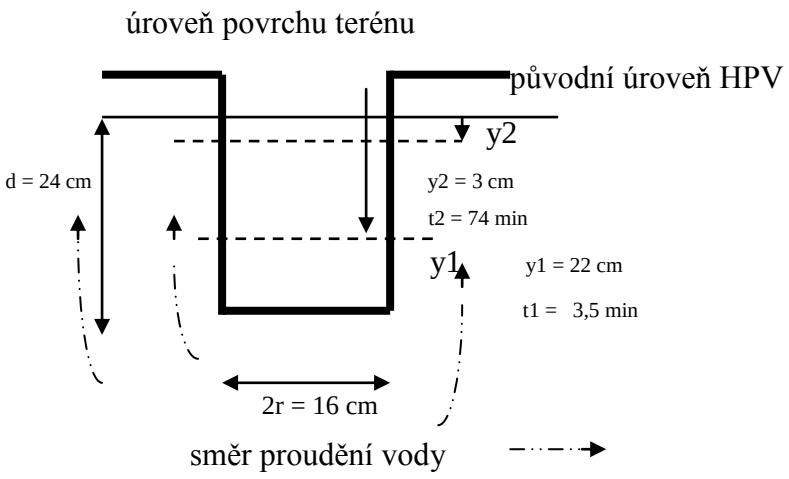
2.6 Výsledky určování vybraných hydro-fyzikálních charakteristik pro návrh infiltračních a záchytných opatření a retenčních kapacit na experimentální ploše

2.6.1 Stanovení hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) za přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV).

Jednosondová Hooghoudtova metoda

Zájmová lokalita Horní Maxov (modelové území Jizerské hory, Liberecký kraj)

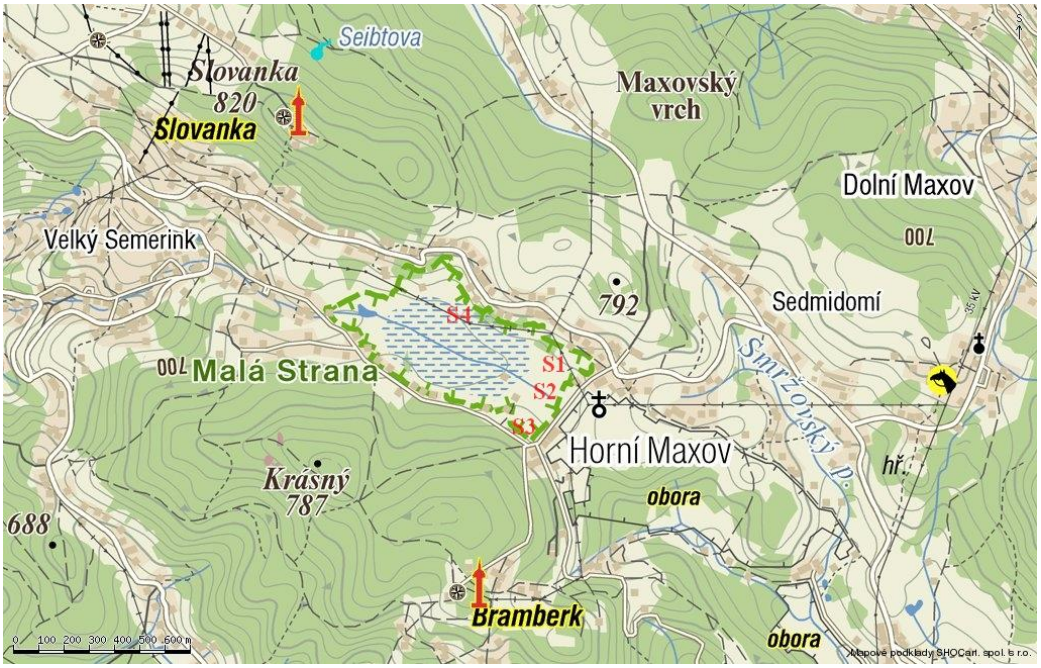
Sonda S3



r.d/0,19 = 0,101 m, 1/((2d/r)+1) = 0,142 (-), K3 = 6,75.10^{-6} m.s^{-1} = 0,58 m.d^{-1}

Obr.4 Schéma k výpočtu nasycené vodivosti K3 (m.s^{-1}) podle rovnice (2), sonda S3

Ze sondy S3 (S1,S2 a S4) byly odebrány neporušené půdní vzorky na kterých byly (hydro-pedologické laboratoře /Ing. J. Veselá/, ČVUT Praha, fakulta stavební, katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství) stanoveny vybrané hydro-fyzikální charakteristiky. Laboratorně stanovená hydraulická nasycená vodivost K (m.s^{-1}) = 1,2.10^{-6} m.s^{-1}. Odběr sond viz obr. M1.



Obr. M1. Zájmová lokalita mokřadu v obci Horní Maxov (Liberecký kraj, Jizerské Hory) s vyznačením sond S1, S2, S3 a S4

2.6.2 Stanovení hydraulické nasycené vodivosti K ($M.T^{-1}$) bez přítomnosti hladiny podzemní vody (HPV).

Metoda plněné sondy (MPS)

Zájmová lokalita Křísák (obec Lučany, Liberecký kraj)

Měření číslo 1,2,3,6 – šest hodnot, měření číslo 4,5,7,8,9,10 – sedm hodnot.

Doplňkový výpočet K podle rovnice (4): $\mathbf{K = (r/2*t_n) * (\ln((y_0+r/2)/(y_n+r/2))}$

Měření číslo 1.

Čas		Sloupec vody
t (min)	t (s)	Y (cm)
0:00	0	15,00
1:45	105	13,00
5:20	320	12,00
7:50	470	11,00
11:50	710	10,00
16:50	1010	9,00
N=19 cm r=4,5 cm y0=15 cm		

PROMĚNNÉ A JEJICH HODNOTY:

Proměnná 2: t1 – čas v sekundách. Proměnná 1: y1 - sloupec vody v cm

Závislá proměnná: y1

Proložení vlastní obecné funkce : **y1=(17,25*exp(-K*t1/2,25))-2,25**

Vlastní ztrátová funkce: Ztráta =(@OBS-@PRED)**2

Počet odhadovaných parametrů : 1, Kritérium konvergence: ,0001000

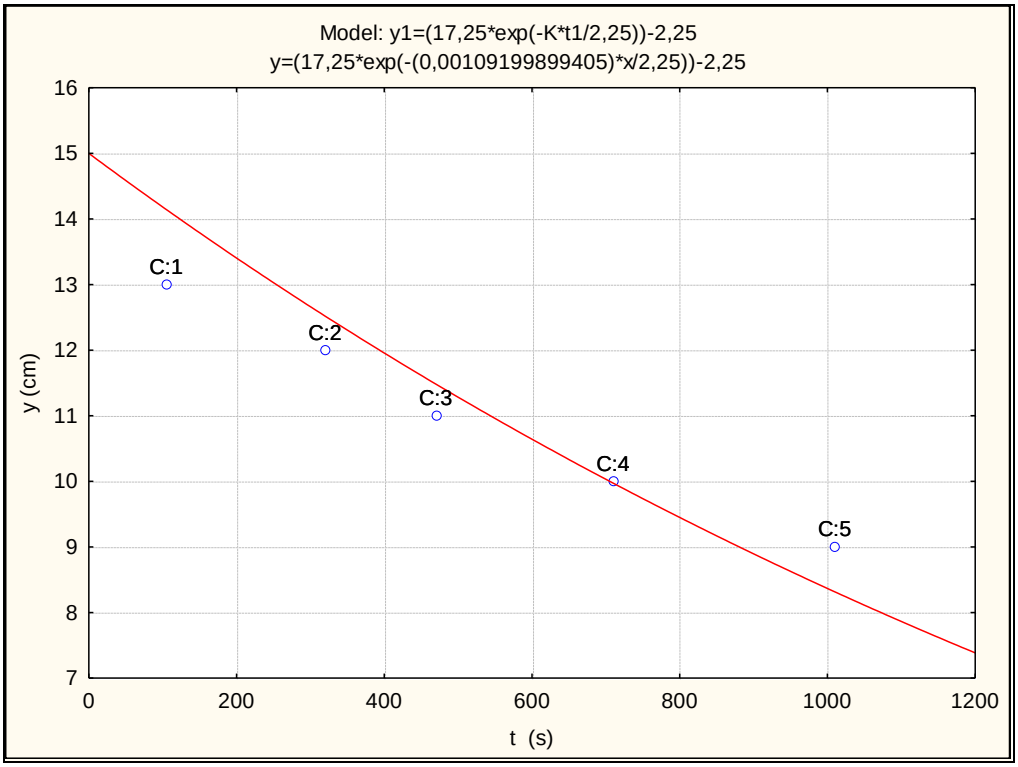
Metoda odhadu: quasi-Newton

Počáteční hodnoty: 0,100000 pro všechny parametry**.** Počáteční velikost kroku: 0,500000 pro všechny parametry. **Podíl rozptylu vysvětlený modelem: 0,772376549** (index determinace). **R = 0 ,878849560** (index korelace)

K podle rovnice (4): K = 0,000952 cm s^{-1} = $9,5.10^{-6}$ $m.s^{-1}$

K podle metody quasi – Newton: K = 0,00109 cm s^{-1} = $1,1.10^{-5}$ $m.s^{-1}$

Počet pozorování: **N=5**	Model: y1=(17,25*exp(-K*t1/2,25))-2,25 (Krisak01_10) Závisle proměnná: y1 Ztrátová funkce: (@OBS-@PRED)**2 Celková ztráta: 2,276234513 R= ,87885 Vysvětlený rozptyl: 77,238
	K (cm/s)
Odhad	0,00109
Směrodatná chyba	0,00011
T(4)	10,14261
p-hodnota	0,00053



Obr.5 Časový záznam poklesů úrovní hladin vody v sondě y(cm), MPS – Křísák, měření č.1

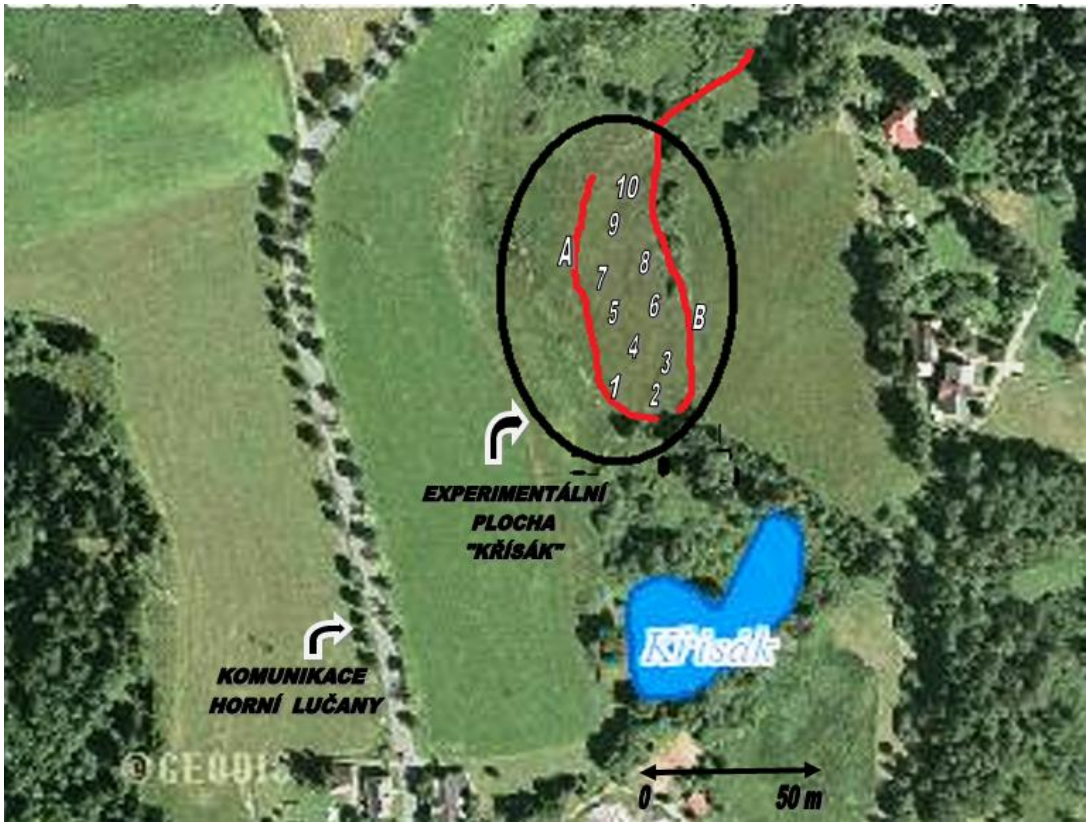
Přehled výsledků z měření č. 1 K ($m.s^{-1}$)

Nelineární regrese (quasi-Newton)	Podle rovnice (4)
$1,1x10^{-5}$ $m.s^{-1}$	$9,5x10^{-6}$ $m.s^{-1}$

Vysoké hodnoty indexů korelace (R = 0,878) a determinace (Rd = 0,772) svědčí o vhodnosti vybraného modelu (metoda plněné sondy).

Rovnice (4) pro přímý výpočet nasycené vodivosti K ($m.s^{-1}$) dává prakticky stejný výsledek jako stanovení K ($m.s^{-1}$) pomocí nelineární regrese metodou quasi-Newtona.

Terénní experimentální testy (viz obr. M2) byly ověřeny měřením vybraných hydro-pedologických charakteristik na neporušených vzorcích v laboratoři ČVUT Praha, FS, katedře hydromeliorací a krajinného inženýrství (Ing. Jana Veselá). Laboratorně stanovená hydraulická nasycená vodivost K ($m.s^{-1}$) = $7{,}2.10^{-5}$ $m.s^{-1}$



Obr. M2. Zájmová lokalita „Křísák“ v obci Horní Lučany (Liberecký kraj, Jizerské Hory) s vyznačením měřených míst

Dvouválcová infiltrační metoda

Lokalita: **Jizerské hory, Bedřichov (Liberecký kraj)** trvalý travní porost (viz obr. M3)

PROMĚNNÉ A JEJICH HODNOTY:

pořadí	množství vody (mm)	Čas (min)
1	0	0
2	10	17,8
3	20	38,2
4	30	72,5
5	40	110,0

Model je: i=S*t0,5+a*t** Závislá proměnná: i

Počet nezávislých proměnných : 1

Počet případů : 5

Počet odhadovaných parametrů :2

Konečné hodnoty ztrátové funkce : 3.34972612

R kvadrát = RSČ/CSČ (Upraveno pro průměr) = **0.99665027**

R = 0.99832373

Metoda odhadu: Levenberg-Marquardtova

Počet iterací :3 Počáteční hodnoty parametrů : 0.1, 0,1

Konečné hodnoty parametrů :

Sorptivita S = 1.90734918 $mm.min^{-0,5}$, součinitel a = 0.18531523 $mm.min^{-1}$,

charakterizuje vliv působení gravitace, je blízký hodnotě hydraulické nasycené vodivosti

K = (3/2).a = 0,278 $mm.min^{-1}$ = $6,63.10^{-6}$ $m.s^{-1}$,

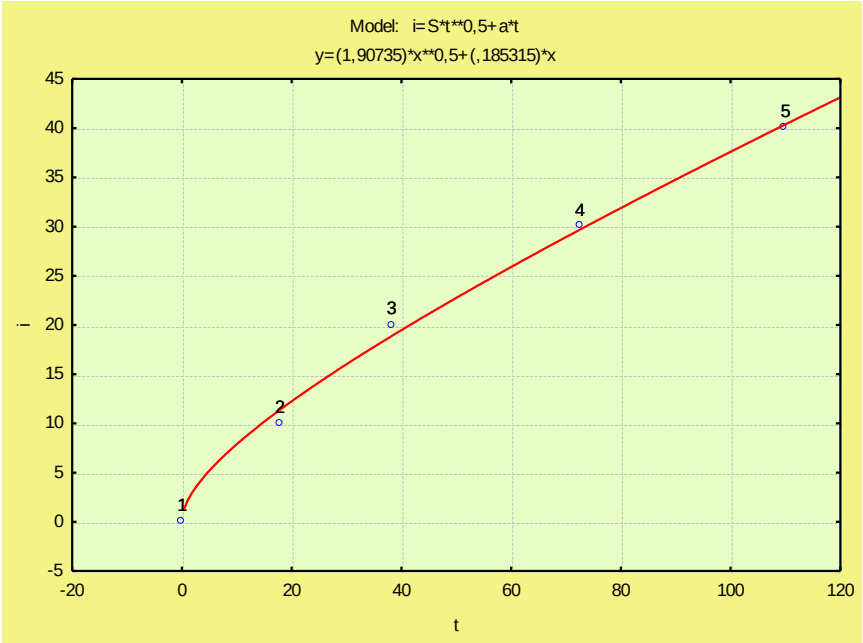
	Model je: i=S*t**0,5+a*t (Trvalý travní porost) Závisle proměnná: i Hladina spolehlivosti:95.0% (alfa =0.050)					
	Odhad	Standardní chyba	t-hodnota st. vol. = 3	p - hodnota	Dolní spol. mez	Horní spol. mez
S	1,90734	0,30643	6,22423	0,00836	0,93212	2,88257
a	0,18531	0,03421	5,41634	0,01234	0,07643	0,29420

Výsledky statistické analýzy

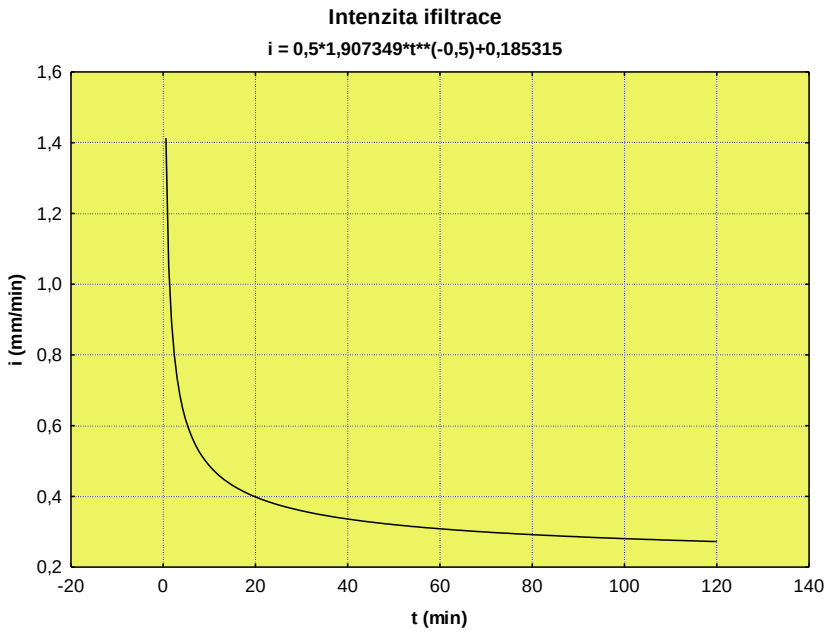
	Model je: i=S*t**0,5+a*t (Tráva) Závisle proměnná: i		
	Pozorování	Předpovědi	Rezidua
1	0,0000	0,0000	0,0000
2	10,0000	11,3457	-1,3457
3	20,0000	18,8676	1,1323
4	30,0000	29,6758	0,3241
5	40,0000	40,3891	-0,3891

	Model je: i=S*t**0,5+a*t (Tráva) Závisle.proměnná: i		
	Ztrátová funkce	S	a
1	39,5449	0,10000	0,10000
2	1,8302	1,90734	0,18531
3	1,8302	1,90734	0,18531

	Model je: i=S*t**0,5+a*t (Trvalý travní porost) Závisle proměnná: i				
Efekt	1 Součet čtverců	2 SV	3 Průměrný čtverec	4 F-hodnota	5 p-hodnota
Regrese	2996,65	2,00000	1498,32	1341,89	0,00003
Rezidua	3,350	3,00000	1,117		
Celkem	3000,00	5,00000			
Opravený součet	1000,00	4,00000			
Regrese vs. Opravený součet	2996,65	2,00000	1498,32	5,993	0,06260



Obr. 6. Průběh kumulativní infiltrace i = S.t^{0,5} + a.t



Obr. 6a. Průběh intenzity infiltrace v = 0,5.S.t$^{-0,5}$ + a

Stanovená hydraulická nasycená vodivost K = 6,63.10^{-6} m.s^{-1}

Vysoká hodnota indexu korelace (R = 0,998) svědčí o vhodnosti vybraného modelu (Philipovy infiltrační rovnice) a o vhodnosti zvolené metody vyhodnocení (nelineární regrese s použitím Levenberg-Marquardtova postupu)

Obr. M3. Zájmová lokalita trvalého travního porostu v obci Bedřichov (Liberecký kraj, Jizerské Hory) s vyznačením měřeného místa (3) pod Šámalovou chatou

2.6.3 Stanovení efektivní drenážní pórovitosti Pd (% obj.) s použitím modelu Van Genuchtena

Zájmová lokalita **Horní Maxov** (Jizerské hory, Liberecký kraj)

Sonda S3 - váleček č. 16,

Parametry a_g, n, m rovnice (8) byly odhadnuty z retenční křivky vlhkosti (obr.7) pomocí nelineární regrese s využitím metody Levenberg-Marquardta.

n = 1,13

a_g = 0,267

m = 1 - 1/n

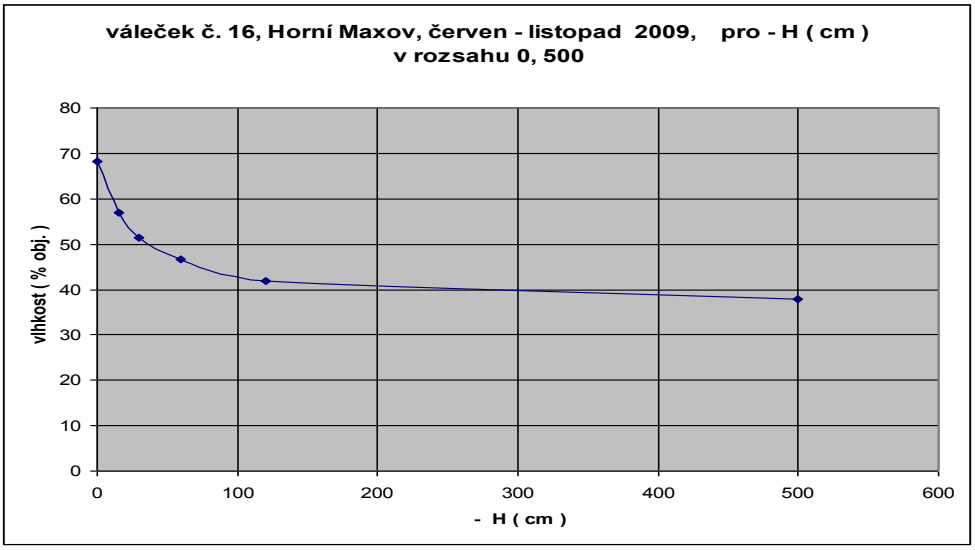
Koeficient determinace Rd = 0,948

Podle rovnice (9) pro parametry (a_g, n, m) a pro r = 0,03 cm platí W_E = 0,90574

Pd = 1 – 0,90574 = 0,094257 (-) = 9,42 % obj.

Pd = 9,42 % obj.

Podle grafu US. Byro (obr.3) pro K3 = 0,58 m.d^{-1} Pd (US. Byro) = 9,5 % obj.



Obr.7 Retenční čára vlhkosti, sonda S3

2.7 Stanovení retenčních kapacit na experimentálních plochách vybraných lokalit Jizerských hor

2.7.1 Stanovení retenční kapacity povrchových vrstev v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, Lučany nad Nisou, Jizerské hory, Liberecký kraj)

V případě jarního tání, náhlých povodní nebo záplav, zůstává po odtoku povrchových vod zamokření v úrovni povrchu terénu, půdní profil je zcela nasycen.

V souvislosti s návrhem rekonstrukce stávajících stružek „A“ a „B“ s danými parametry bude docházet na lokalitě Křísák (např. v po-povodňových obdobích) vlivem drenážního účinku obnovených stružek k postupnému vyprazdňování profilu, k postupnému snižování hladiny podzemní (podpovrchové) vody a to v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění.

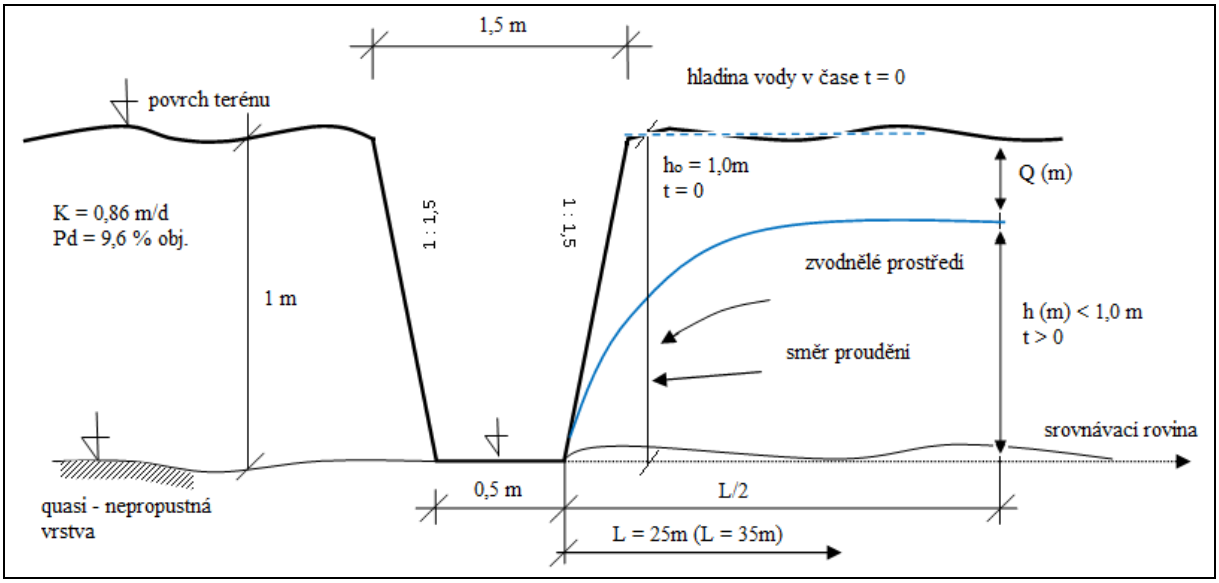
Předpokládá se, že rekonstruovaný, nově upravený příčný profil stružek bude mít tvar rovnoramenného lichoběžníka se šířkou ve dně b = 0,5 m, se sklony svahů 1:n, kde n = 0,5 a s průměrnou hloubkou dna y = 1,0 m pod úrovní povrchu terénu, s šířkou v březích B = b + 2ny = 1,5 m.

Návrh rekonstrukce stávajících stružek „A“ a „B“ počítá s existencí quasi-nepropustných, přibližně vodorovně uložených půdních vrstev v hloubce asi 1,0 m pod povrchem terénu, které budou do jisté míry limitovat drenážní účinnost nově navrhovaných opatření. Dno nově navržených stružek bude tedy totožné s prostředím těchto méně propustných vrstev (Kovář, Štibinger, 2010).

Rozchod L (M), v tomto případě průměrná vzdálenost stružek „A“ a „B“, byla uvažována ve dvou variantách, L = 25 m a L = 35 m. Průměrný sklon dna obnovených stružek pak bude větší než 5 $^{0}/_{00}$ (I > 5 $^{0}/_{00}$).

Přitom se budou vytvářet retenční prostory Q (m) v povrchových vrstvách na experimentální ploše lokality Křísák. Vzhledem k tomu, že vlivem jarního tání se výskyt zamokření předpokládá v úrovni povrchu terénu (půdní profil je zcela nasycen, h0 = hd) výpočet retenční kapacity Q (m) bude proveden podle rovnice (12).

Navržené parametry obnovených stružek umožní snižování úrovně hladiny podzemní (podpovrchové) vody h (m) v plně saturovaném profilu (h0 = hd) z úrovně h0 = 1,0 m, která odpovídá času t = 0, tedy počátku drenážního procesu, postupně na úroveň h = 0,9 , 0,8 , 0,7 ….až na h = 0,05 m (obr.8).



Obr.8 Navržené parametry na obnovu stružek v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj).

Postup výpočtu retenčních kapacit Q (m) v povrchových vrstvách na experimentální ploše lokality Křísák (Lučany nad Nisou, Liberecký kraj, Jizerské hory)

- postupně se pro h = 0,9 , 0,8 , 0,7 …. až h = 0,05 m a s pomocí vztahu **h = 1,16.h0.exp(-at)** (upravená rovnice (11) pro x=L/2) se známými parametry h0 = 1,0 m a drenážního

faktoru α = (π^2. K. H) / (L^2. P_d), kde K = 0,84 m/d, Pd = 9,6 % obj. a pro H (m) platí přibližně H = 0,5 m určí odpovídající časy t (d)

- s použitím výrazu $Q = h_0 P_d (1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-at})$ /rovnice (12)/ se známými parametry h0(m), Pd(% obj.), α (1/d) se dosazují jednotlivé časy t (d) a stanoví se tak hodnoty retenčních kapacit Q (m), které odpovídají hodnotám h (m).

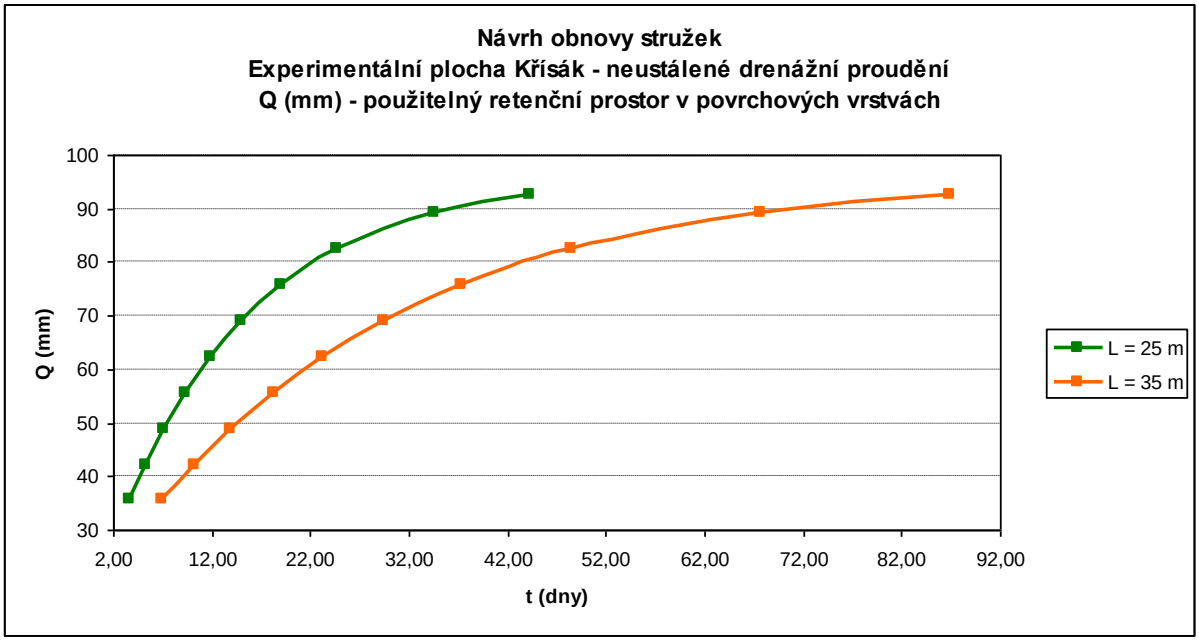
Využitelné retenční kapacity Q (m) povrchových vrstev na experimentální ploše lokality Křísák pro hodnoty h = 0,9 , 0,8 , 0,7 …. až h = 0,05 m a odpovídající časy t (d) jsou pro rozchody stružek L = 25 m a L = 35 m přehledně uvedeny v tabulkách (Tabulka 1) i zobrazeny graficky (obr.9).

Tabulka 1. Využitelné retenční kapacity povrchových vrstev Q (m) pro L = 25 m a pro L = 35 m v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj)

L_{25}	25	m
a_{25}	0,0710	d^{-1}

L_{35}	35	M
a_{35}	0,0362	d^{-1}

	L = 25 m		L = 35 m	
H (m)	**t_{25} (dny)**	**Q_{25} (mm)**	**t_{35} (dny)**	**Q_{35} (mm)**
0,9	3,57	36	7,01	36
0,8	5,23	42	10,26	42
0,7	7,12	49	13,95	49
0,6	9,29	56	18,20	56
0,5	11,85	62	23,24	62
0,4	15,00	69	29,40	69
0,3	19,05	76	37,34	76
0,2	24,76	83	48,53	83
0,1	34,53	89	67,67	89
0,05	44,29	93	86,81	93



Obr.9 Grafický záznam časové řady využitelných retenčních kapacit povrchových vrstev Q (m) pro L = 25 m a pro L = 35 m v podmínkách nasyceného neustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj)

Tak například pokles hladiny podzemní (podpovrchové) vody uprostřed obnovených stružek „A“ a „B“ při L = 25 m z úrovně plného nasycení h0 = 1,0 m o 10 cm pod úroveň povrchu terénu, tedy na hodnotu h = 0,9 m, by trval t_{25} = 3,57 dní.

V případě L = 35 m by stejný pokles trval asi týden, přesně t_{35} = 7,01 dne. Logicky by se vytvořily v obou případech v povrchových vrstvách stejné retenční kapacity Q_{25} = Q_{35} = 36 mm.

Přibližně za týden, přesně za t_{25} = 7,12 dní poklesne při L = 25 m hladina vody z úrovně plného nasycení h0 = 1,0 m o 0,30 cm, tedy na úroveň h = 0,7 m.

Stejný pokles proběhne při L = 35 m asi za dva týdny přesně za t_{35} = 13,95 dní. V obou případech se vytvoří stejný retenční prostor o hodnotě Q_{25} = Q_{35} = 49 mm.

2.7.2 Stanovení retenční kapacity povrchových vrstev v podmínkách nasyceného ustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, Lučany nad Nisou, Jizerské hory, Liberecký kraj)

Předpokládá se, že v případě realizace návrhu rekonstrukce stávajících stružek „A“ a „B“ s danými parametry může být vyvoláno v období déle trvajících srážek nasycené ustálené

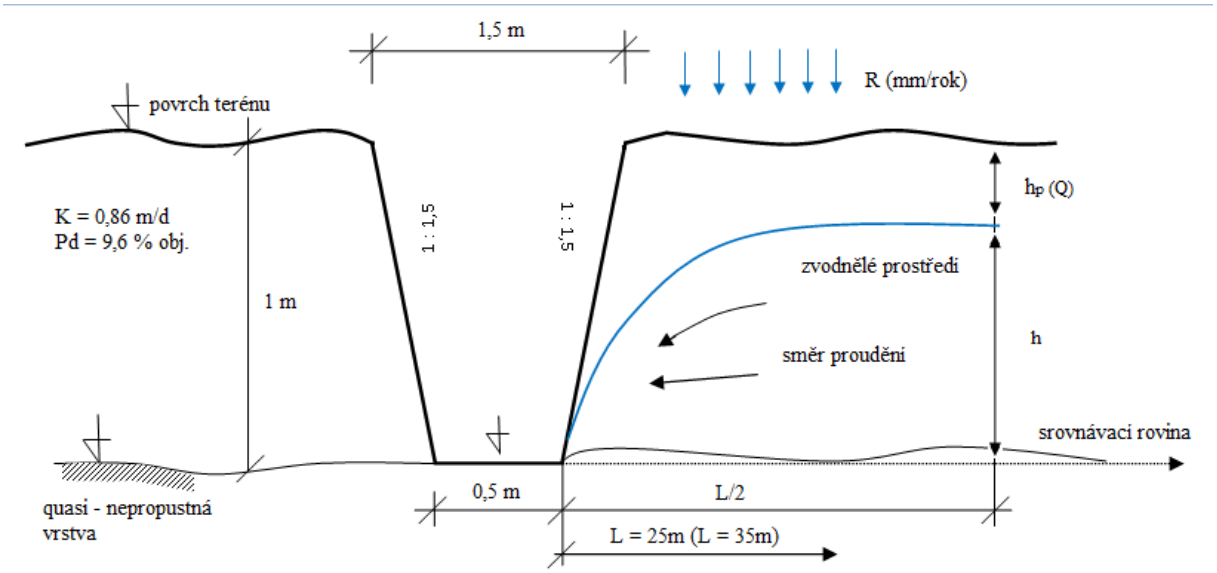
horizontální proudění podzemní (podpovrchové) vody do volné hladiny v obnovených stružkách, viz. obr. 10.

Navržené parametry obnovených stružek umožní udržet hladinu podzemní (podpovrchové) vody h (m) nad srovnávací rovinou volné hladiny vody ve stružkách, uprostřed stružek „A“ a „B“ na určité úrovni pod povrchem terénu právě v tomto období déle trvajících srážek.

Nad touto hladinou se vytvoří určité retenční kapacity Q (M), využitelné pro případně další dotace, přívalové srážky, které mohou být obtížně předvídatelné.

Období déle trvajících srážek je zde simulováno ročními srážkovými úhrny R (mm/rok) v rozsahu od R = 500 do 1 700 mm/rok.

Odhad retenčních kapacit povrchových vrstev Q (m) je založen na výpočtu h (m). Každé hodnotě h (m) totiž odpovídá určité množství (objem) drenážního odtoku Q (m), které reprezentuje využitelný prostor retenční prostor pod povrchem terénu a nad úrovní známé výšky h (m).



Obr.10 Navržené parametry na obnovu stružek v podmínkách nasyceného ustáleného drenážního proudění (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj).

Vzhledem k tomu, že se předpokládá plné nasycení půdního profilu způsobené obdobím déle trvajících srážek, dosahuje zamokření povrchu terénu a platí h0 = hd.

Proto bude, stejně tak jako v případě neustáleného nasyceného drenážního proudění, výpočet retenční kapacity Q (m) proveden podle rovnice (12).

Vzhledem k tomu, že je třeba uvažovat existenci vodorovné, velmi málo propustné (quasi-nepropustné) vrstvy 1,0 m pod povrchem terénu, dno obnovených stružek resp. srovnávací

rovina, kterou tvoří volná hladiny vody ve stružkách bude přibližně v úrovni nepropustné vrstvy.

Za tohoto předpokladu lze v podmínkách nasyceného ustáleného, převážně horizontálního drenážního proudění, vyvolaného případnou obnovou stávajících stružek „A“ a „B“, stanovit hodnoty h (m) ze vztahu $L^2 = \frac{4K.h^2}{q}$.

V podmínkách ustáleného drenážního proudění platí R = q = konstanta, kde q (M/T) reprezentuje drenážní odtok, dotace R zde představují dlouhodobé průměrné roční srážkové úhrny v rozsahu 500 – 1700 mm/rok.

Všechny parametry, vyjma ukazatele h (m), jsou dány, platí L = 25 m (L = 35 m), K = 0,86 (m/d), q = R = 500 až 1700 mm/rok a lze tedy snadno určovat pro jednotlivé varianty hodnoty h (m).

Další postup vedoucí k určování retenčních kapacit Q (m) je následující:

- určí se známé hodnoty drenážního faktoru α **= (π^2. K. H) / (L^2. P_d),** kde K = 0,86 m/d, Pd = 9,6 % obj. a pro H (m) platí přibližně H = 0,5 m

- ze vztahu **h = 1,16.h0.exp(-at)** /viz rovnice (15)/ vypočítáme pro známé parametry h0 = 1,0 m a α (1/d) pro známé hodnoty h (m) určené ze vztahu $L^2 = \frac{4K.h^2}{q}$ odpovídající časy t (d)

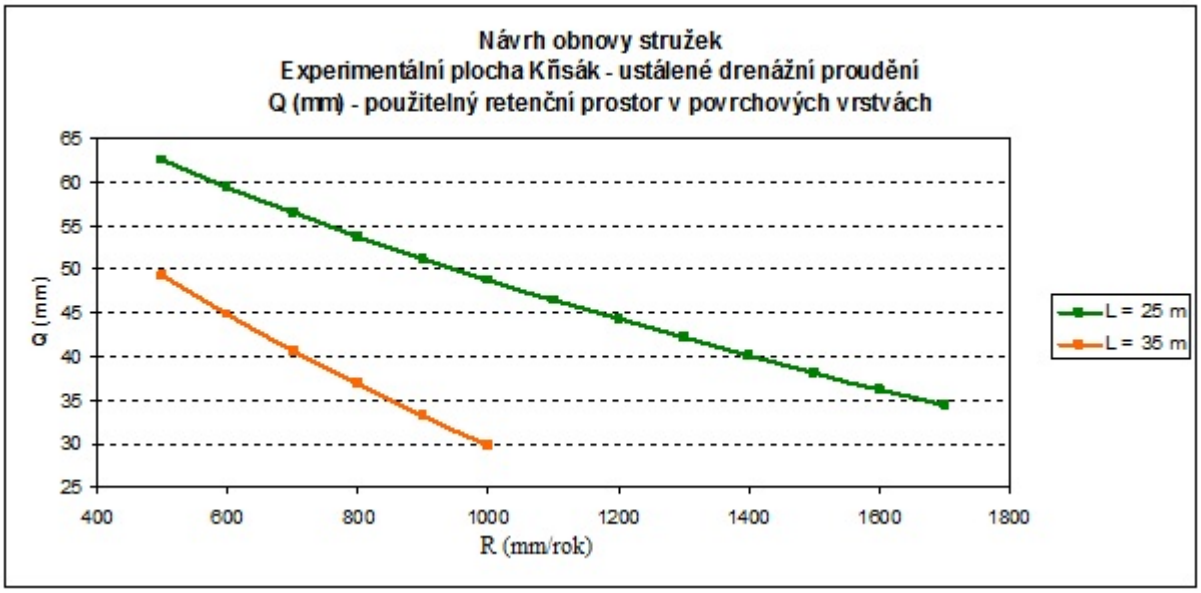
- Do výrazu $Q = h_0 P_d (1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-at})$ /rovnice (12)/ se známými parametry h0 (m), Pd (% obj.), α (1/d) se postupně dosazují jednotlivé časy t (d) a stanoví se tak hodnoty retenčních kapacit Q (m), které odpovídají hodnotám h (m).

Využitelné retenční kapacity Q (m) povrchových vrstev na experimentální ploše lokality Křísák pro roční srážkové úhrny v rozsahu R = 500 – 1700 (mm/rok) a rozchody stružek „A“ a „B“ (L = 25 m a L = 35 m) jsou přehledně uvedeny v tabulce (Tabulka 2) i zobrazeny graficky (obr. 11).

Tabulka 2. Roční srážkové úhrny R (mm/rok) a odpovídající využitelné retenční kapacity povrchových vrstev Q (m) pro L = 25 m a L = 35 m (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj)

K	1,00E-05	m/s
	0,864	m/d
Pd	9,6	% obj.

	L = 25 m			L = 35 m		
R (mm/rok)	**h_{25} (m)**	**h_{p25} (m)**	**Q_{25} (mm)**	**h_{35} (m)**	**h_{p35} (m)**	**Q_{35} (mm)**
500	0,498	0,502	63	0,697	0,303	49
600	0,545	0,455	59	0,763	0,237	45
700	0,589	0,411	56	0,824	0,176	41
800	0,63	0,37	54	0,881	0,119	37
900	0,668	0,332	51	0,935	0,065	33
1000	0,704	0,296	49	0,985	0,015	30
1100	0,738	0,262	46	/	/	/
1200	0,771	0,229	44	/	/	/
1300	0,803	0,197	42	/	/	/
1400	0,833	0,167	40	/	/	/
1500	0,862	0,138	38	/	/	/
1600	0,890	0,110	36	/	/	/
1700	0,918	0,082	34	/	/	/



Obr. 11. Graf ročních srážkových úhrnů R (mm/rok) a odpovídajících využitelných retenčních kapacit povrchových vrstev Q (m) pro L = 25 m a L = 35 m (experimentální plocha Křísák, obec Lučany nad Nisou, Liberecký kraj)

Parametr h_{35} (m) v Tabulce 2 znamená výšku hladiny podzemní (podpovrchové) vody nad srovnávací rovinou volné hladiny vody ve stružkách, uprostřed stružek „A“ a „B“, při rozchodu stružek L = 35 (m).

Parametr h_{p25} (m) v Tabulce 2 znamená výšku hladiny podzemní (podpovrchové) pod úrovní povrchu terénu, uprostřed stružek „A“ a „B“, při rozchodu stružek L = 25 (m).

Tak např. při déle trvajících srážkách, charakterizovaných hodnotou ročního úhrnu R = 1600 mm/rok, v případě že L = 25 m, budou vytvořeny retenční kapacity v povrchových vrstvách o velikosti Q = 36 mm. Přitom bude úroveň hladiny podzemní (podpovrchové) vody h_{p25} = 11 mm pod úrovní povrchu terénu (přibližně uprostřed stružek „A“ a „B“).

Při déle trvajících srážkách, charakterizovaných hodnotou ročního úhrnu R = 1100 mm/rok, budou, v případě že L = 35 m, retenční kapacity povrchových vrstev nulové.

3. Ekonomické aspekty metodiky

No co sem ????

4. Uplatnění metodiky

Předložený návrh metodických pokynů pro stanovení podkladů pro návrh a realizaci infiltračních a záchytných opatření a retenčních kapacit v rámci obnovy hydrologických poměrů v modelových oblastech Jizerských hor se uplatní všude při analýzách, návrzích a projektech souvisejících s ochranou vodního režimu, protipovodňových opatřeních, ale také při zmírňování srážkových deficitů v déle trvajícím období sucha.

Metodika pro určování podkladů k návrhu infiltračních a záchytných opatření, retenčních kapacit je nezbytná pro určování parametrů těchto zařízení a také pro stanovení způsobů jak zvyšovat a zachovávat dostatečné retenční kapacity v povrchových vrstvách krajiny Jizerských hor.

Metodika se uplatní při návrzích např. nových vodních nádrží, stružek, mokřadů či vodních ploch. Zároveň je nutná při rekonstrukcích otevřených příkopů, rybníků, při obnově starých vodohospodářských systémů a při hodnocení těchto renovací na vodní režim a vodní zdroje.

V metodice jsou uvedeny vybrané postupy pro stanovení zejména hydraulické nasycené vodivosti, dále je zde popsán způsob stanovení efektivní drenážní pórovitosti. V metodických pokynech jsou definovány postupy vedoucí ke stanovení retenční kapacity povrchových vrstev, vytvořené působením drenážních systémů a to v podmínkách neustáleného a ustáleného nasyceného drenážního proudění.

Metodika je určena zejména pro všechny projektanty protierozních a protipovodňových opatření jako vhodná pomůcka pro vytváření podkladů, nezbytných pro příslušnou projektovou dokumentaci.

Dále může tato metodika sloužit investorům, jejich zástupcům, pozemkovým úřadů a všem souvisejícím orgánům státní správy jako vhodný materiál pro posouzení vodního režimu v určitých vybraných zájmových lokalitách, pro vyhodnocení infiltračních a retenčních kapacit a pro vytváření vhodných koncepcí a návrhů souvisejících opatření.

5. Seznam použité literatury

Ashley, R., Gardin, S., Pasce, E., Vassilopoulos, A., Zevenbergen, C., 2007: *Advances in Urban Flood Management.* Tailor and Francis, London, ISBN 978-0-415-43662-5, 499 s.

Alterra/ILRI- WUR Wageningen (Štibinger, Ritzema), 2008: Materiály z „International Course on Land Drainage“, modul 3: Design, Implementation and Operation of Drainage Systems, Wageningen. The Netherlands.

Beven, K.J., 2006: *Rainfall-Runoff Modelling.* J. Wiley & Sons, Inc. 2006, ISBN 13 978-0-471-98553-2, 360 s.

Darcy H., 1856: *Les fontaines publique da la ville de Dijon.* Dalmont, Paříž, Francie

De Zeeuw J. W. a Hellinga F., 1958: *Nerslaag en afvoer.* Landbouwkundig Tijdschrift . 70 pp. 405 – 422 (v holandštině s anglickým abstraktem)

Dieleman P. J. and Trafford B. D., 1976: *Drainage testing.* Irrigation and Drainage Paper 28. FAO. Rome, Italy.

Dupuit J., 1863: *Ethudes theoretiques et pratiques sur le mouvement des eaux dam les canaux découverts et a travers les terrains permeables.* Dunod, Paris. France

Dvořák P., 1972: *Poklady pro navrhování odvodňovacích staveb.* Vydavatelství ČVUT, Praha, 218 s.

EU Flood Directive: Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks.

EU Water Framework Directive: Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council, Strasbourg, 23. 10. 2000: 96 s.

Ferguson, B.K., 1998: *Introduction to Stormwater*. J.Wiley & Sons, Inc., 1998, ISBN: 0-471-16528-X, New York, USA.¨

GraphPad Software. Inc., Statgraphic, USA, S755 1995 – 2001

Holý M., 1994: *Eroze a životní prostředí.* ISBN 80-01-01078-3. ČVUT Praha, Zikova č.4. Praha-6.

Holzmann H., Kuráž V. a kol., 2002: *Comparison and raliability of diffrent techniques for riverbed infiltration measurement.* Journal of hydromech., 50., 3., pp. 213 – 232.

Hrádek, F., Kovář, P., 1994: *Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů.* Vodní hospodářství *11: 49–53.*

Jačka, L. Pavlásek, J., 2010: *Vybrané hydropedologické charakteristiky podzolů v centrální oblasti NP Šumava.* VTEI 5/2010 (časopis Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. Masaryka, v.v.i.), Praha, ČR

Janeček, M. et al., 2007: *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. VÚMOP, ISBN 978-80-254-0973-2, 76 s.

Janeček, M., et al., 2002: *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. ISV nakladatelství Praha, ISBN 85866-85-8. 254 s.

Kovář, P., 1994: *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích*. Doktorská disertační práce (DrSc.), ČZU v Praze.

Kovář, P., 2000: *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích*. SIC ČZU, 2000, ISBN 80-213-0088-4.

Kovář, P., Cudlín, P., Heřman, M., Zemek, F., Korýtář, M., 2002: *Analysis of Flood Events on Small River Catchments using the KINFIL Model*. Journal of Hydrology and Hydromechanics 2: 157–171.

Kovář, P., Kadlec, V., 2009: *Use of the KINFIL rainfall-runoff model on the Hukava catchment*. Soil and Water Research 4(1): 1–9. ISSN 1801-5395.

Kovář, P., Pleštilová, R., 2009: Metodika odvození objemu návrhových povodňových odtoků pro určování parametrů staveb protipovodňové ochrany na malých povodích. *Konference krajinné inženýrství 2009*, ISBN 978-80-903258-8-3, ČSKI, Praha.

Kovář, P., Zezulák, J., 2010: *FLOOD_V* [počítačový program]. FŽP ČZU Praha. Dostupné z <http://fzp.czu.cz/vyzkum/software.html>. Program pro výpočet objemu povodňové vlny.

Kutílek M., 1975: *Aplikovaná hydropedologie.* Skriptum, vydavatelství: ČVUT Praha, FS, Praha-1, Husova ul., Praha, ČR.

Kutílek M. and Nielsen D. R., 1994: *Soil hydrology*. Geo-ecology textbook, Catena Verlag, 38162 Cremlingen Destedt, Germany. ISBN 3-923381-26-3, pp. 98-102.

Luthin J. N., 1957: *Drainage of Agricultural Lands.* The American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, US.Luthin J. N. 1973. Drainage Engineering. New York: Robert E. Krieger Publishing Company, Huntington, US.

Mls J., 1984: *Hydraulika podzemní vody.* Skriptum ČVUT Praha, fakulta stavební, Praha, ČR.

Philip J. E., 1957: *The theory of infiltration*: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Science 83: 345-357.

Ritzema H. P., 2006: *Subsurface flows to drains.* In: H. P. Ritzema (Ed) Drainage Principles and Applications (pp. 283-294). ILRI Publ. 16, Wageningen, The Netherlands.

Šamaj, F., Brázdil, R., Valovič, J., 1983: *Denné úhrny zrážok s mimoriadnou vydatnosťou v ČSSR v období 1901–1980*. In: Sborník práce SHMÚ. ALFA, Bratislava, 19–112.

Štibinger J., 2009: *Vymezení modelových území.* Publikováno v: Kovář P. a kol. 2009. Metodika návrhu a realizace infiltračních a záchytných opatření (zkráceno). Číslo grantu: QH 92 086/2009 (pro MZe ČR). Výroční zpráva za r. 2009. Vydavatel: ČZU Praha, FŽP, KBÚK, ČR.

Štibinger J., 2010: *Metodika návrhu a realizace infiltračních a záchytných opatření v rámci obnovy hydrologických poměrů a způsobů hospodaření v krajině.* Publikováno v: Kovář P. a kol. 2010. Metodika návrhu a realizace infiltračních a záchytných opatření (zkráceno). Číslo grantu: QH 92 086/2009 (pro MZe ČR). Výroční zpráva za r. 2009. Vydavatel: ČZU Praha, FŽP, KBÚK, ČR.

Todd D. K. and Mays L. W., 2005: *Groundwater Hydrology.* John Wiley and Sons, Inc. pp. 125-142, ISBN 0-471-45254-8 (WIE), ISBN 0-471-05937-4 (cloth), US.

US SCS, 1992: *Urban Hydrology for Small Watersheds*. U.S. Soil Conservation Service Technical Release 77, 2004, USDA Washington D.C.

USACE, 2000: *Hydrologic Modeling System HEC-HMS – Technical Reference Manual*. Hydrologic Engineering Center – US Army Corps of Engineers, Davis, CA. 155 s.

USDA SCS, 1985: *National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*. U. S. Soil Conservation Service, Washington, D.C.

USDA SCS, 1986: *Urban hydrology for small watersheds*. U. S. Soil Conservation Technical Release 55(13), Washington, D.C.

Vaššová, D., Kovář, P., 2011: *DES_RAIN* [počítačový program]. FŽP ČZU Praha. Dostupné z <http://fzp.czu.cz/vyzkum/software.html>. Program pro výpočet redukovaných výšek deště s dobou opakování N let.