

Parameterising the heterogeneity of water flow in soil

Lubomír Lichner¹, Jaromír Dušek², Karsten Schacht³, Ladislav Holko¹, Henryk Czachor⁴

¹ Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovakia

² Czech Technical University in Prague, Thákurova 7, 166 29 Prague, Czech Republic

³ Ruhr-University Bochum, Universitätsstrasse 150, 44801 Bochum, Germany

⁴ Institute of Agrophysics, Polish Academy of Sciences, ul. Doswiadczalna 4, 20 290 Lublin, Poland

Introduction

The flow pathways of water through field soils are in many cases highly irregular, as it was demonstrated by dye tracer infiltration experiments (e.g., Dohnal et al., 2009; Homolák et al., 2009). To quantify the heterogeneity of water flow in soils, Täumer et al. (2006) proposed to use the effective cross section (ECS). ECS was estimated by fitting the standard Beta function to the cumulative values of the water content change (measured with the time domain reflectometry (TDR) sensors) over a horizontal cross section at certain depth. They defined ECS as the fraction of the total area that corresponds to 90% of water content change at a given depth.

The method for estimation of ECS was later modified by Lichner et al. (2011, 2012, 2013) for conditions of dye and radioactive tracer infiltration experiments, respectively. Lichner et al. (2011, 2012, 2013) also introduced the degree of preferential flow (DPF) to quantify the heterogeneity of water flow in soils. The DPF was estimated by fitting the Beta function to the cumulative values of the water content change over the fraction of cross-sectional area. They defined DPF as the area between the Beta distribution curve and the straight line representing homogeneous water flow.

The use of ECS and DPF methods to parameterising the heterogeneity of water flow in soil during the dye and radioactive tracer infiltration experiment is presented in this contribution.

Material and methods

Dye tracer infiltration experiment

Dye tracer infiltration experiment was carried out at the study site called “Mláky II” (48°37’10” N, 16°59’50” E), located at Sekule village in the Borská nížina lowland of southwest Slovakia. Soil of this site is formed by aeolian sand, and it is classified as a Regosol (WRB, 2006) and has a sandy texture (Soil Survey Division Staff, 1993). The soil that was covered by a 10 cm thick humic layer and colonised by grasses (*Calamagrostis epigejos*, and *Agrostis tenuis*). Physical and chemical properties of the surface soil were as follows: clay/loam/sand content was 6/3/91%, CaCO₃ content <0.05%, C_{org} content 0.99%, pH (H₂O) 5.1, and pH (KCl) 3.9.

The dye tracer experiment was carried out at a 1 m x 1 m plot in the way similar to that described by Bachmair et al. (2009). The tracer (Brilliant Blue FCF with a concentration 10 g L⁻¹) was used to observe the pattern of water flow in the soil. The amounts of 20 and 70 mm of dyed water were applied manually with a watering can at two smaller subplots (0.5 m x 1 m) of the grassland plot. Thirty minutes after sprinkling, vertical sections were excavated 10 cm apart and their clean soil profiles photographed with a digital camera. The photographs have been digitally corrected and geo-referenced using standard GIS software. Detailed information of the plot, meteorological data and dye tracer techniques were published by Lichner et al. (2011).

To assess the results of dye tracer experiments, the ECS approach presented in Täumer et al. (2006) was modified (Lichner et al., 2011). The fraction of total water content change was determined from the stained area. The picture of each vertical section was divided into 10 vertical bands with a width of 10 cm, and the numbers n_j of stained 5 cm x 5 cm pixels were calculated in each band j . It was supposed that the water content change in the band is proportional to the number of stained pixels. The number of stained pixels is not an integer if the whole area of pixels is not stained. The fraction of

total water content change f_j , (the ratio between the water content change in band j and the total water content change in the vertical profile) for each band was calculated using

$$f_j = n_j / \sum_{j=1}^{10} n_j \quad \text{with} \quad \sum_{j=1}^{10} f_j = 1 \quad (1)$$

The fractions f_j were ranked in descending order and presented against the fraction of cross-sectional area (11 dots in Fig. 1b). A beta distribution

$$p(x; \alpha, \beta) = \frac{\Gamma(\alpha + \beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} x^{(\alpha-1)} (1-x)^{\beta-1} \quad (\alpha > 0, \beta > 0, 0 \leq x \leq 1) \quad (2)$$

(where Γ is the Gamma function (or Euler's integral of the second kind) and α and β are the parameters) was fitted to the data and the Levenberg-Marquardt algorithm was used to optimize the parameters α and β . According to the definition in Täumer et al. (2006), the effective cross section, ECS was then estimated as the fraction of the total area that corresponds to the 90% of water content change in vertical section (Fig. 1b). ECS equals to 0.9 for piston flow, and it decreases with an increase in the impact of preferential flow in the soil.

The degree of preferential flow, DPF, equal to the area between the beta distribution curve and the 1:1 line (the line represents the distribution of fraction of total water content change vs. fraction of cross-sectional area for a piston flow), was also used to quantify the heterogeneity of water flow in soil (Fig. 3b). The DPF was calculated from

$$\text{DPF} = \int_{x=0}^1 p(x; \alpha, \beta) - 0.5 \quad (3)$$

DPF increases with an increase of the impact of preferential flow in the soil from 0 for piston flow to almost 0.5 for the case when all the flow in the soil is realized through a narrow preferential path (e.g., a crack in heavy clay soil).

Radioactive tracer infiltration experiment

Radioactive tracer infiltration experiment was carried out in the field sown with spring barley (*Hordeum vulgare* L.) at the Experimental Station of Research Institute of Irrigation at Most pri Bratislave village (48° 08' 27'' N, 17° 14' 41'' E). The soil is a Chernozem (WRB, 2006) that has a clay loam texture (Soil Survey Division Staff, 1993). The soil profile consists of three relatively homogeneous horizons. Physical and chemical properties of the surface horizon were as follows: clay/loam/sand content was 53/46/1%, CaCO₃ content 11.2%, C_{org} content 1.9%, pH (H₂O) 8.2, and pH (KCl) 7.8.

The radioactive tracer experiment was carried out at a 1.5 m x 3.5 m plot. Eight probes (4 at each line) were placed uniformly at two 3-m lines at a distance of 1 m and inserted into the soil to a depth of 1.5 m. After the application of Na¹³¹I and NaI solution, the plot was water irrigated at a rate $v = 10 \text{ mm h}^{-1}$ for 10 hours. The irrigation was then interrupted for 12 hours to allow water and tracer redistribution within the soil profile. Following this interruption, another 100 mm of water was applied within 10 hours. The counting rates n_{mi} were measured in each probe as a function of depth z for cumulative water inputs $I = 40 \text{ mm}$, 100 mm , and 200 mm . The measurement increments were 10 cm with the exception of the surface, where the measurement at $z = 0$ was substituted with the measurement at $z = 5 \text{ cm}$. Finally, the counting rates n_{ii} and relative counting rates n_{ri} in the probe i were calculated from:

$$n_{ii} = (n_{mi} - n_b) \exp(-0.693t/T) \quad \text{with} \quad n_{ri} = n_{ii} / \sum_{z_1}^{z_N} n_{ii} \quad (4)$$

where n_b is the counting rate of the background, t is the time elapsed after the start of tracer application, T is the tracer half-life time, and N is the number of measurement increments.

The effective cross section was calculated according to the method proposed by Täumer et al. (2006). They used the soil water content change estimated from TDR measurements for the calculation of the ECS. In the present study, the ECS was calculated from the relative counting rates n_r (assumed to be

proportional to the soil water content change) measured at several depths of the soil profile. The fraction of total water content change f_i was calculated for each probe as:

$$f_i = n_{ri} / \sum_{i=1}^M n_{ri} \quad \text{with} \quad \sum_{i=1}^M f_i = 1 \quad (5)$$

where M is the number of probes. The fraction of total water content change (FTWC) is the ratio between the soil water content change in the close neighbourhood (circle with radius of about 10 cm) of the probe i and the total water content change at that depth estimated as the sum of total water content changes in all probes. The fractions f_i were ranked in descending order and presented against the fraction of cross-sectional area, FCA. The effective cross section and degree of preferential flow were calculated in a similar way to that described for the dye tracer experiment.

Numerical experiments

To assess the performance of both parameters used to quantify heterogeneity of water flow in soils, we considered different regimes of water flow that could be detected with 10 probes in a given area. First, we assumed that 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, and 90% of water, applied to this area, flowed through the macropores in the neighbourhood of one probe only. As a result, the bypassing ratio BR was 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, and 0.9, respectively. Next, we assumed that water flowed preferentially in the neighbourhood of two probes, and 15, 20, 25, 30, 35, 40, and 45% of water, applied to the area, flowed through the macropores in the neighbourhood of each of these two probes. The bypassing ratio BR was thus 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, and 0.9 for this scenario, respectively. Finally, we assumed that water flowed preferentially in the neighbourhood of three probes, and 15, 20, 25, and 30% of water, applied to the area, flowed through the macropores in the neighbourhood of each of these three probes. As a result, the bypassing ratio BR was 0.45, 0.6, 0.75, and 0.9 for the last scenario, respectively. The ECS and DPF parameters were determined for these numerical scenarios.

Results and discussion

Dye tracer infiltration experiment

During the tracer experiment, we observed that surface water pooled into small micro-depressions. For this reason, we attribute the columnar shape of the wetting front (Fig. 1a) to redistribution of applied water on the surface to the series of micro-catchments, which acted as runoff and runoff zones.

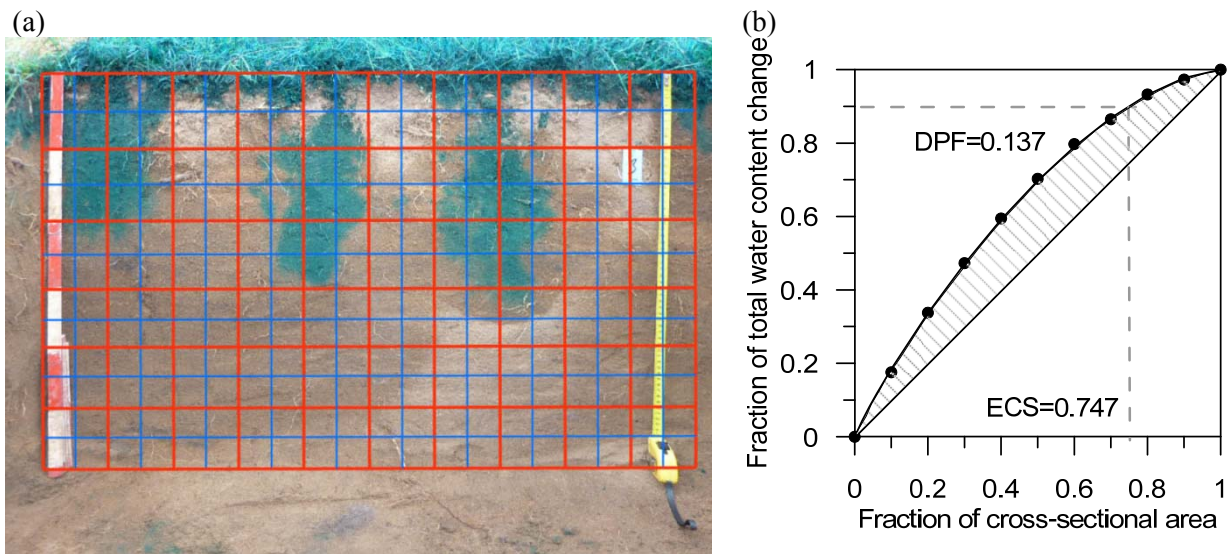


Fig. 1: Estimation of effective cross section (ECS) and degree of preferential flow (DPF) from the image of a vertical section of dyed soil, taken in the grassland soil at the distance of 30 cm from the front edge during the 2010 tracer experiment.

Notice to Fig 1: (a) The image of the vertical section with 10 cm (red lines) and 5 cm (blue lines) grids used for an estimation of the fractions of total water content change FTWC against the fractions of total cross-sectional area FCA. (b) The plot of the cumulative water content changes against the cumulative cross-sectional area (black dots), with ECS estimated as the FTWC that corresponds to the 90% of total water content change, and DPF presented as the shaded area between beta-function fitted to the data and straight line representing the piston flow.

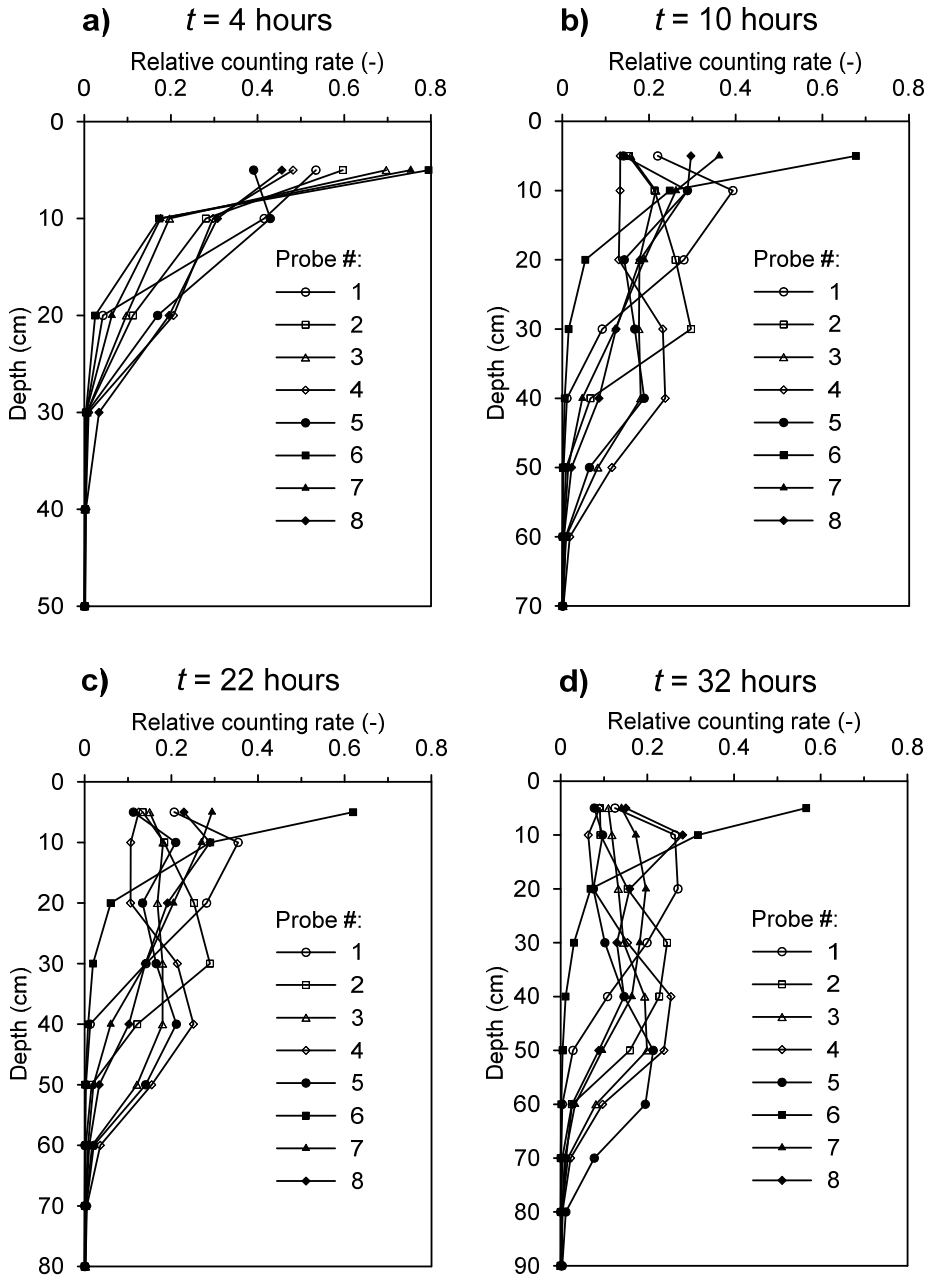


Fig. 2: The plots of the relative counting rates against depth for the experiment, measured 4 hours (a), 10 hours (b), 22 hours (c), and 32 hours (d) after the radioactive ¹³¹I tracer application.

The well-developed preferential flow at this site was evident from the values of effective cross-section, which ranged from 0.694 to 0.858, and the values of the degree of preferential flow, which ranged from 0.0464 to 0.152. The fraction of total water content change presented against the fraction of cross-sectional area at the distance of 30 cm from the front edge is shown in Fig. 1b, together with the values of ECS = 0.747 and DPF = 0.137.

Our data showed, however, the overriding effect of water repellency on these grassland soils, which had a variable cover of biological crusts. Research worldwide has shown that infiltration is substantially greater under grasses than in the interspaces (e.g., Eldridge et al., 2010). Our study, however, did not separate hydrological processes over the grass butts themselves and in the interspaces.

Radioactive tracer infiltration experiment

The relative counting rates as a function of depth, measured during the experiment, are presented in Fig. 2. Measurement variability across eight probes is evident in Fig. 2 as each probe detected different transport regime (either in the soil matrix and/or through preferential pathways and other structural soil elements). After irrigation of 200 mm of water, an increase of the counting rates was detected at 80 cm depth (Fig. 2d).

The ECS and DPF parameters at the depth of 30 cm for 4 hours and 10 hours after the tracer application are shown in Fig. 3a and Fig. 3b, respectively. The values of the ECS are similar for these two times; however, the DPF values differ notably. This is caused by different pattern of the FTWC-FCA relationship (as seen in Fig. 3a and 3b) and the fact that the ECS is defined at 90% of FTWC. Conversely, the DPF takes into account the shape of the FTWC-FCA relationship by calculating the shaded area in Fig. 3.

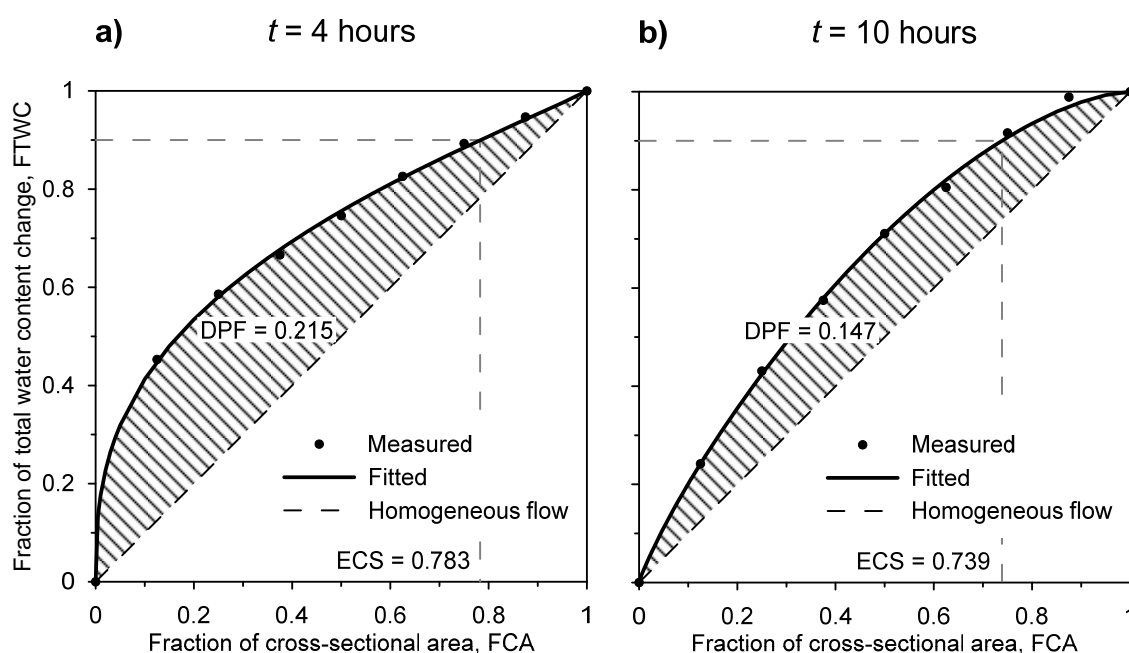


Fig. 3: The effective cross section and degree of preferential flow at the depth of 30 cm for 4 hours (a) and 10 hours (b) after the radioactive ^{131}I tracer application.

The plot of the DPF against ECS values is shown in Fig. 4a for four different measurement times (and cumulative water inputs) after the tracer application. This figure is complemented with the DPF-ECS relationship calculated for the scenario assuming preferential flow in the neighbourhood of three probes (*cf.* Fig. 4b). The trend of both relationships seems similar. The ECS values, calculated for the tracer experiment, range from 0.455 to 0.847 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ while the values of the DPF are limited in the interval from 0.068 to 0.299 (–). The values of the ECS are spread over the whole range for three times; only the ECS values pertaining to time level $t = 4$ h lie in a narrow interval (i.e., 0.685–0.847 $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$). Two outliers can be identified in Fig. 4, at about $\text{ECS} = 0.8 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ and $\text{DPF} = 0.2$ (–); these two points are characterized by relatively steep increase of the FTWC-FCA curve.

Numerical experiments

The relationship between the DPF and ECS values for three different flow regimes is depicted in Fig. 4b. The DPF-ECS relationship is non-linear, with a moderate decrease of the DPF in the 0.2 to 0.6 range of ECS followed with a steep decrease of the DPF for higher values of ECS. The results of the numerical experiments shown in Fig. 4b can be compared with the DPF-ECS relationship obtained for the radioactive tracer experiment (Fig. 4a). The steep decrease of the DPF for higher values of ECS is, however, not seen for the tracer experiment. This suggests that the flow regime during the tracer experiment was less homogeneous than the regime assumed in the numerical experiments.

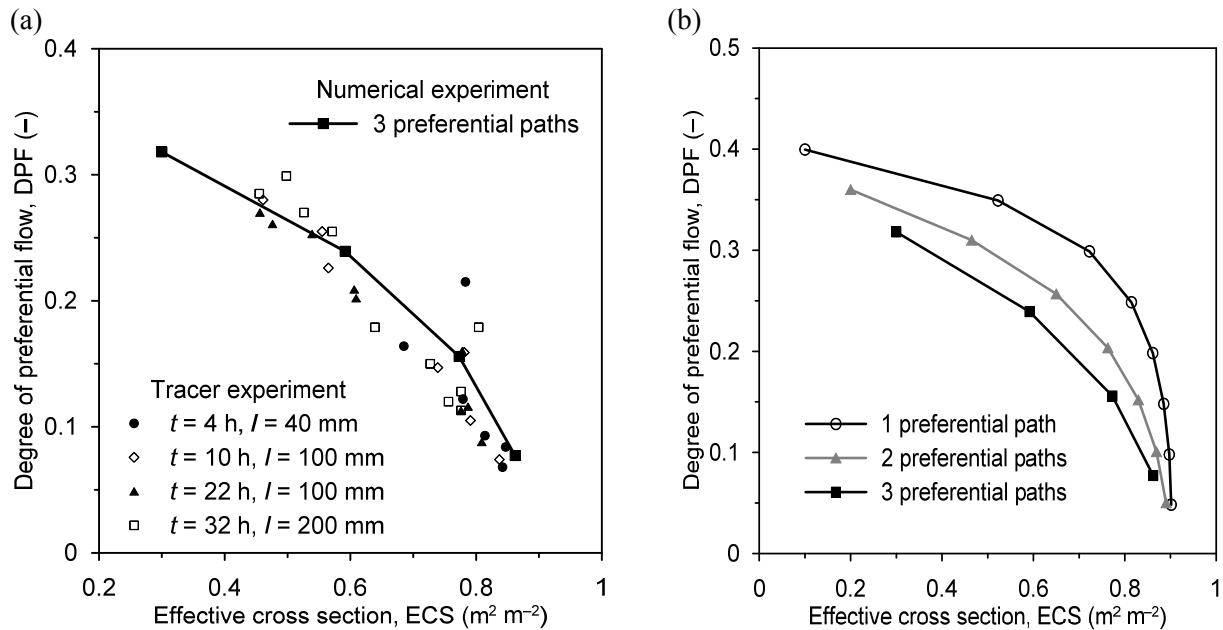


Fig. 4: (a) The plots of the degree of preferential flow against the effective cross section for both the radioactive tracer infiltration experiment as a function of water application (I) and time from the beginning of tracer application (t), and numerical simulation assuming preferential flow in 3 paths. (b) The plots of the degree of preferential flow DPF against the effective cross section ECS estimated by numerical simulation assuming different flow regimes (degree of water flow heterogeneity in the soil as a result of preferential flow in 1, 2, and 3 paths).

Conclusion

Both the effective cross section (ECS) and the degree of preferential flow (DPF) were found useful to assess the heterogeneity of water flow in the studied soil. The DPF was found to be more sensitive to different flow and transport regimes than the ECS. The plot of the DPF against ECS values calculated from the field tracer experiment was consistent with the relationship obtained by the numerical simulation assuming preferential flow in the neighbourhood of three probes. The use of the ECS and DPF parameters to evaluate field experiments with different flow regimes (ranging from homogeneous to highly heterogeneous) is recommended.

Acknowledgement

This work was supported by the Scientific Grant Agency VEGA Project No. 2/0054/14 and Slovak-Polish Project SK-PL-0006-2013. Additional support was provided by the Ministry of Education of the Czech Republic (MSM 6840770002).

References

- Bachmair, S., Weiler, M., Nützmann, G. (2009): Controls of land use and soil structure on water movement: Lessons for pollutant transfer through the unsaturated zone. *J. Hydrol.*, 369, 241–252.
- Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T., Císlarová, M., Lichner, L., Štekauerová, V. (2009): Pondered infiltration into soil with biopores – field experiment and modeling. *Biologia*, 64, 580–584.
- Homolák, M., Capuliak, J., Pichler, V., Lichner, L. (2009): Estimating hydraulic conductivity of a sandy soil under different plant covers using minidisk infiltrometer and a dye tracer experiment. *Biologia*, 64, 600–604.
- Lichner, L., Eldridge, D.J., Schacht, K., Zhukova, N., Holko, L., Šír, M., Pecho, J. (2011): Grass cover influences hydrophysical parameters and heterogeneity of water flow in a sandy soil. *Pedosphere*, 21, 719–729.
- Lichner, L., Holko, L., Zhukova, N., Schacht, K., Rajkai, K., Fodor, N., Sándor, R. (2012): Plants and biological soil crust influence the hydrophysical parameters and water flow in an aeolian sandy soil. *J. Hydrol. Hydromech.*, 60, 309–318.
- Lichner, L., Dušek, J., Dekker, L.W., Zhukova, N., Faško, P., Holko, L., Šír, M. (2013): Comparison of two methods to assess heterogeneity of water flow in soils. *J. Hydrol. Hydromech.*, 61, 299–304.
- Soil Survey Division Staff (1993): Soil survey manual. Soil Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 18, 437 pp.
- Täumer, K., Stoffregen, H., Wessolek, G. (2006): Seasonal dynamics of preferential flow in a water repellent soil. *Vadose Zone J.*, 5, 405–411.
- WRB (2006): World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome, 128 pp.

Multi-criteria assessment of stream restoration measures - Case study of the upper Blanice River basin, Bohemian Forest

Milada Matoušková, Zdeněk Kliment, Miroslav Šobr, Markéta Potůčková, Jana Hujšlová,
Kateřina Trnková

Charles University in Prague, Faculty of Science, Albertov 6, 128 43 Prague, Czech Republic

Introduction

Many river reaches exist should be restored in order to fulfil the criteria of the Water Framework Directive 2000/60/EC (WFD) European Union (2000). As regards Central European rivers, the problem is due to hydromorphological characteristics given that a significant portion of the aqueous formations was modified by human activities in the past (Feld et al., 2002). However, it still remains to be answered whether a good ecological status can be achieved through restoration measures, or what restoration measures are suitable and which ones provide a sufficient positive effect? This is why procedures have been designed to assess the success of restoration measures (e.g. Jähnig et al.; 2009, Pedersen et al., 2007; and Henry et al.; 2002).

Our study presents a multi-criteria ecohydrological middle-term survey of a restored stream and its adjacent experimental reference basins while taking into account the fluvial-morphological development of the restored stream bed, its hydromorphological, hydrochemical and hydrobiological survey.

Study Area

The study area includes the two basins of Zbytinský Brook and Tetřívčí Brook in the Blanice River head water area, Šumava (Bohemian Forest) region in Southern Bohemia, south-east of Prachatice town (see Figure 1). Considering a narrower definition, it is the restored Sviňovický Brook catchment (Figure 1, signed "B"), compared to some adjacent reference basins: to the basin of a nameless left-sided tributary (Figure 1, signed "C") of Zbytinský Brook, which represents predominantly grassland with blanket underground drainage, with a still straightened, reinforced bed of the main stream, and the forest basin of a nameless right-sided tributary of Tetřívčí Brook (Figure 1, signed "D" represented by original natural environment. Physical-geographic and hydrographic conditions of the all 3 partial reference basins are similar (Kliment et al., 2008). The area of all studied catchments is approx. 1.7 km², and the main streams are about 2 km long. The area as a whole is distinguished by its moderately inclined relief ranging between 780 – 950 m above sea level and mean inclination of the basins of ca. 10 %. Basic hydrological and morphometric channel characteristics shows Table 1. The most southern part of the study area falls in the Šumava Protected Landscape Area. The declaration of the Blanice National Natural Monument in 1989 is unique due to the presence of the most abundant population of freshwater pearl mussel (*Margaritifera margaritifera*) in Central Europe (100.000 individuals) (Absolon, Hruška, 1999).

The restoration of the Sviňovický Brook started in spring 2005. The aims of the restoration were to renew the stream habitat diversity, to increase the oxygenation of the water and to change flow velocities. The restoration was primary focused on the channel. The total length of the restoration was 1.1 km. The first stage was to remove the concrete fortification and to pre-shape the new channel. The subsurface drainage system in the upper reach remained practically unchanged. This required the channel to be deepened compared to the original situation. In the lower section of the channel below the road bridge, the subsurface drainage was partially removed and opened to the surface a few meters (3-5 m) before the outflow into the channel. The twenty newly created stone rapids in the channel which do not exceed 0.3 metres were to help to increase the stability of the stream bed. Trees were planted alongside the stream to stabilize the channel. As part of the restoration, two marsh areas were created below the village of Zbytiny in connection with the new sewage treatment plant.

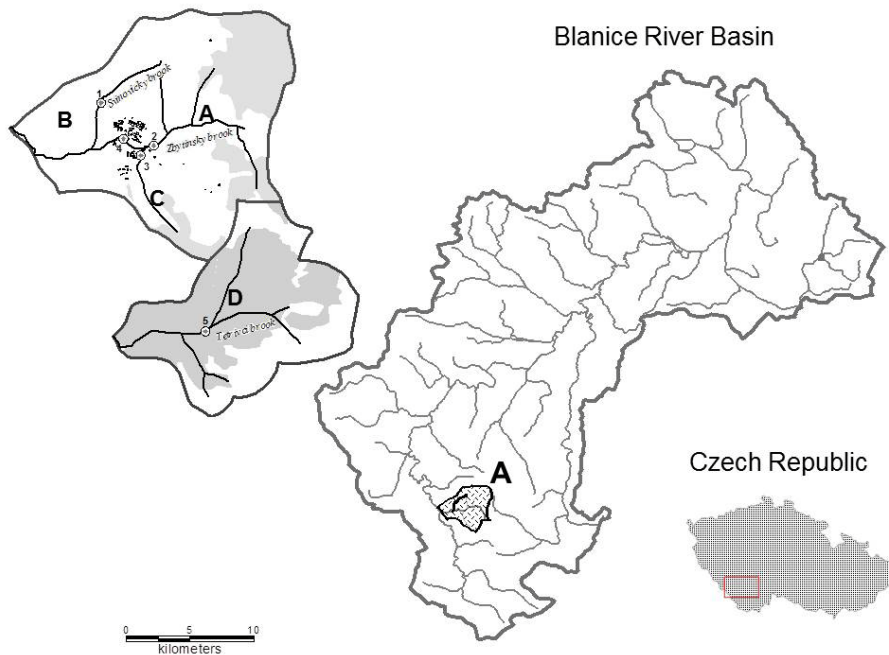


Fig. 1: Localization of the explored area and of sampling profiles of water quality in the basins of Zbytinský Brook (A), Sviňovický Brook(B), left tributary of Zbytinský Brook (C) and Tetřívčí Brook (D).

Table 1: Basic hydrological a morphometric characteristics of observed profiles.

Brook	mean Q (l.s-1)	mean velocity (m.s-1)	max channel depth (m)	max width (m)	mean channel width (m)	slope (o)	Manning roughness
Zbytinský	21,6	0,59	0,8	3,0	3,0	1,14	0,040
Tetřívčí	18,1	0,42	0,6	3,7	2,9	0,43	0,025
Sviňovický	16,1	0,40	0,9	4,1	3,1	0,86	0,025

Zbytinský Brook – Profile 3C, Tetřívčí Brook – Profile 5D, Sviňovický Brook – Profile 1B

Methods and Data Sources

A broad spectrum of ecohydrological methods was used to study the development and success of restoration process, e.g. hydrological, fluvial-morphological and ecological field and laboratory survey methods. Primary attention was paid to changes, dynamics and diversity of the physical river habitat structures and to responses of selected environmental factors. Within the geodetic survey both field and photogrammetric (remote sensing) methods were applied. As the basic method we can consider the repeated measurement of twelve cross-section profiles using the Leica total station 705 TCR in 6-month intervals spring – autumn. Images of the studied area were taken using a low-flying model plane in spring 2006 and 2008.

In 2007 and 2013 the restored channel was also hydromorphologically mapped using the method EcoRivHab (Matoušková, 2004, 2008, 2010). Water levels and rainfall amounts have been continually monitored using automatic gauging stations and automatic rain gage of the Department of Physical Geography and Geoecology, Charles University in Prague since 2006. At the same time, the quality of the surface water is monitored with respect to hydrochemical and hydrobiological factors. No water quality data were accessible before the restoration of the Sviňovický Brook occurred. The frequency of water samples was 4 times a year in the period 2006-2013 (the samples represented individual seasons). Hydrochemistry was classified in 5 quality classes (class 1 – non-polluted water; class 5 – very heavily polluted water) based on the Czech standard ČSN 75 7221 (1998). The samples were

classified based on the following indicators: COD_{Mn} , dissolved O_2 , BOD_5 , dissolved substances and undissolved substances, conductivity, $N-NH_4$, $N-NO_3$, and total phosphorus. The restored Sviňovický Brook (Profile 1, stream B) was compared to the reference catchment of the Tetřívčí Brook (Profile 5, stream D), and furthermore to the modified nameless, left-sided tributary of Zbytinský Brook (Profile 3, stream C), which shows the situation of the stream before the restoration works. Two profiles have been followed in the main stream of Zbytinský Brook, namely over Zbytiny village (Profile 2, stream A) and below Zbytiny village, below the outlet of the sewage water treatment plant (Profile 4, stream A), see Figure 1.

Hydrobiological survey was done based on macroinvertebrates sampling using the method PERLA (Kokeš, Němejcová, 2006) in the periods 2006-2007 (autum and spring) and 2009-2011. Three localities were observed: Profile 1 (stream B), Profile 3 (stream C) and Profile 5 (stream D).

Results

The immediate effect of restoration on the channel course of Sviňovický Brook was very low. The channel course differs considerably from the concreted route only in the newly designed, 200 m long reach south of the road bridge. The stream was extended by about 30 m through its release and formation of meanders, thus approximately by 2.7 % compared to the length in 1982.

The results of the total of 9 surveys provide basic information about fluvial dynamics of the restored brook. Important rainfall-runoff events in the summer of 2006, with the highest water level measured so far of 589 mm on July 12, 2006, started intensive erosion and accumulation processes. Significant erosion of the bed was manifested predominantly in the upper part of the monitored reach where the area of the flow profile of the bed increased up to three times. The instable bed deepened at places by additional more than 30 cm (especially between the profiles 1 and N1, See Figure 2). The lateral erosion at some sectional banks reached 60 cm – 100 cm (profile 4, surroundings of the profiles N7 and 8). On the contrary, some reaches were clogged with a sediment layer thick up to 30 cm and thus reached the level of the spring of 2005 or even higher (near the profile 6 and profile 10). At the end of 2007, the largest bank scours in a part of restored bed above the road bridge were stabilized using quarry stones. The lower segment of the bed was then left for spontaneous development. The surveys of 2008 to 2013 showed no marked natural changes of the bed. Nevertheless, the lack of changes of the bed confirmed that a certain stability of the channel had been achieved. The overall flow capacity of the bed does not change much, and keeps rather declining slightly compared to the maximum situation after the flood in the summer of 2006.

The overall hydromorphological condition of the water body after the restoration can be classified as being in the 2nd hydromorphological class (HC), which means low anthropogenic impact. The 1st HC has not been achieved mainly because of altered runoff (the influence of the subsurface drainage and the alterations left on the upper course of the brook), banks in some reaches reverted by scattering quarried stone, lower diversity of microhabitats and absence of group vegetation of potentially natural variety in the riparian belt. The restorations carried out have concentrated on the channel release and planting bank vegetation which was previously planted mainly in line along the banks. However, due to the instability of the banks, some trees have died. Unstable banks at the upper and middle course were later stabilized artificially. The restoration did not include planting the riparian belt in the wider surrounding of the brook. The 4th HC was recorded in only one assessed section. This is a section where the brook flows through the road bridge culvert. The alteration carried out affects the low diversity of hydromorphological mesostructures in the given reach and in the adjacent reaches. As part of the ecohydrological survey, the flow velocities were also measured in the restored sections and in the modified section. The highest velocity in the hard regulated section was about 1.25 to 1.50 higher than in the restored section, because of a different roughness.

The quality of surface water in the explored profiles is affected by peat bogs in the headwater areas. High values of humin compounds are therefore characteristic for the profiles 2 and 5 (max. 30.6 mg.l^{-1} Tetřívčí Brook, Profile 5), accompanied by high COD_{Mn} values (max. 34.88 mg.l^{-1} Tetřívčí Brook,

Profile 5 again) and Fe^{2+} , and furthermore low Ca^{2+} concentrations. Higher values of N-NO_2^- (class 4), total phosphorus (tot. P, class 3) were also determined in the Profile 4 below the Zbytiny village. The quality of water in Sviňovický Brook (Profile 1) ranges between quality classes 1 and 3 based on classification of individual indicators. COD_{Mn} , N-NO_2^- , N-NO_3^- , and tot. P correspond to quality class 3 (Figure 3). Contamination of the restored stream is caused by agricultural activities, specifically by cattle breeding in adjacent pasture areas and blanket drainage of the surrounding areas. The undertaken restoration measures thus have not had a considerable positive effect on the surface water quality in Sviňovický Brook.

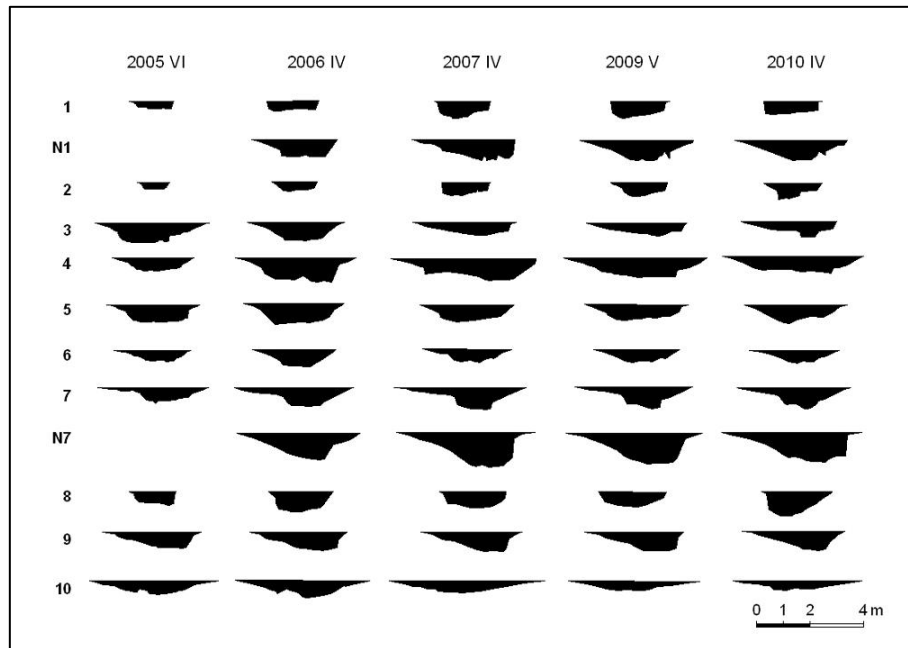


Fig. 2: Development of surveyed cross-sectional profiles of Sviňovický Brook between 2005–2010 (bankfull characteristic).

The highest ASPT index value was achieved by Tetřívčí Brook, “excellent” to “good” quality; the other two localities reached “good” and “good to moderate” quality for Zbytinský Brook. Based on BMWP score, the profile of Zbytinský Brook is classified in the “moderate” to “good” quality class, and profiles in Tetřívčí Brook and Sviňovický Brook in the “good” quality class. Based on quality evaluation using the family-level biotic index (FBI) according to the table of Hilsenhof (1987), “very good” water quality results the Sviňovický Brook reached. The macroinvertebrates has responded well to the change of the physical habitat in the restored locality, evidenced by the finding of a representative of *Cordulogaester boltoni* (*Odonata*). In terms of macroinvertebrates, the restoration effect can be from our point of view evaluated as positive. Although the Shannon-Wiener index does not provide differences between selected profiles (restored Sviňovický B. 1.96, Zbytinský B. 2.09, Tetřívčí B. 5D 1.96).

Discussion

The study of fluvial dynamics of the restored bed of Sviňovický Brook was based on repeated geodetic surveys of cross-sectional profiles and of the longitudinal profile. The most significant changes occurred also in accordance with information obtained from other studies during the first years after the restoration. The documented development of the bed was crucially affected by several facts: 1) Presence of the extreme rainfall-runoff event of July 2006, the most significant one until now, which caused intensive erosion-sedimentation processes in the not stabilized bed; 2) the undertaken restoration works were partial only; the straightened and reinforced upper stream course of the Sviňovický Brook considerably increases the velocity and leads to intensive depth and lateral erosion in the first section of restored stream; 3) repeated stabilization of the banks and bottom using quarry

stone and adaptation of the bed in the upper part of the restored stream at the end of 2007 was realized; 4) presence of the technical structures (e.g. road bridge body and culverts) affect the balancing process of the longitudinal profile of the newly formed bed. 5) The last measurements of 2009 and 2010, in spite of some more significant rainfall-runoff episodes in the summer of 2009, confirmed the stabilized condition of the bed. Continued bank erosion connected with scouring and collapsing of the banks can be identified in the lower part of the restored bed left to spontaneous development.

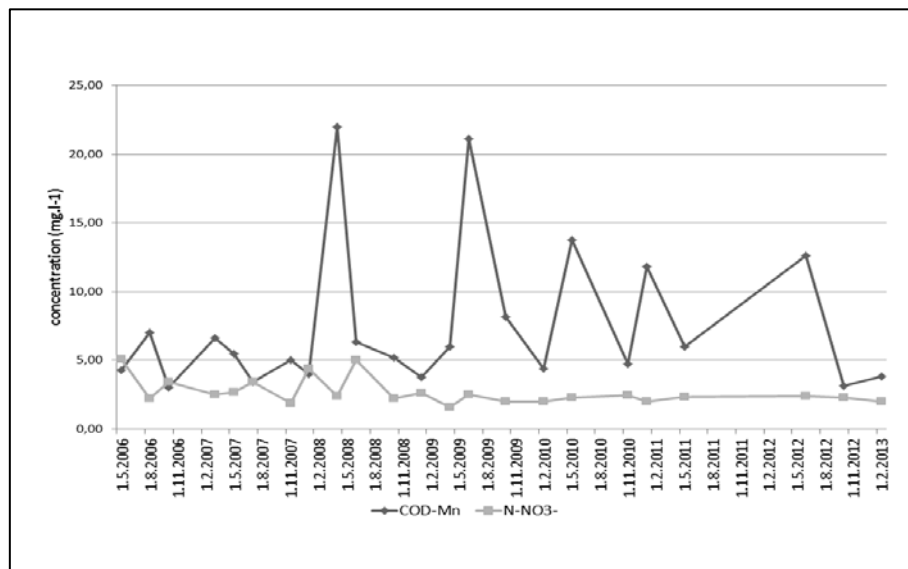


Fig. 3: Development of COD-Mn and N-NO₃⁻ parameters of the restored Sviňovický Brook in period 2006-2013.

In terms of hydromorphological characteristics of the stream bed, the original condition undoubtedly improved, which is given by increased diversity of the physical habitat of the bed (higher variability of the bed widths and depths, presence of riffles and pools, provoked erosion and accumulation processes, increased diversity of the substrate and flowing speed, etc.). The stabilizing function of the bed has been gradually assumed by bank and riparian vegetation. Increased attention should be paid to the vegetation during the first phases after restoration measures. Many trees planted in immediate vicinity of the bed died, particularly due to the scouring of the banks and insufficient follow-up care of the planted vegetation. The failure to consider the broader background of the stream bed in the vegetation planting process may be seen as a negative aspect, i.e. the preference of the so called group planting to line planting only.

Surveys of macroinvertebrates provided evidence of a slightly improved ecological status, which is in accordance with studies (Friberg et al. 1994, Biggs et al. 1998, Pedersen 2007). Further problems like eutrophication, pollution of surface water and measures for growth of biodiversity should be solved. Special attention should be paid to the restoration of the near natural riparian belt and optimal structure of the land use in the flood plain or whole sub-catchment.

Conclusions

The restoration result can be positive evaluated from the point of view of the instant increase in the habitat diversity and morphological variability but from the other side negatively because of relative high erosion and accumulation processes in the first stage after applied restoration measures. The dynamic of morphological processes potentially decrease the possibilities of assessing the short term positive effects of the restoration. The assessment of the restoration effect is also limited due to the lack of data before the restoration. A very important part of the restoration is re-vegetation of the new restored channel, especially in the short period after freeing the channel banks and bed. Especial attention should be paid to the bank and riparian vegetation. The stabilization of the fluvial dynamics

is strictly connected to the variability of rainfall and runoff regime. Complex restoration measures are a good solution for restoration in protected areas, e.g. revitalization of larger river segments or whole sub-catchments. However, time and space are the essential key factors of stream restoration. The space is a limiting factor for success of restoration measures and time is a limiting factor for assessing the success of applied measures.

Acknowledgement

This research was realized under the framework of the research projects GACR P209/12/0997 Impact of disturbance on the dynamics of fluvial processes in mountain landscape, GACR P210/13/32133S Headwaters retention potential with respect to hydrological extremes and PRVOUK43.

References

- Absolon, K., Hruška, J. (1999): Perlorodka říční (*Margaritifera margaritifera* Linnaeus, 1758) v České republice, AOPK ČR Praha, Prague, 29 p.
- Biggs, J., Corfield, A., Gron, P., Hansen, H.O., Walker, D., Whitfield, M., Williams, P., (1998): Restoration of the rivers Brede, Cole and Skerne: a joint Danish British EU-LIFE demonstration project, V-short-term impacts on the conservation value of aquatic macroinvertebrates and macrophyte assemblages. *Aquat. Conserv.* 8, 241-254.
- ČSN 75 7221 (1989): Klasifikace jakosti povrchových vod. Vydavatelství norem. Praha, 20 p.
- Friberg, N., Kronvang, B., Svendsen, L.M., Hansen, H.O., Nielsen, M.B. (1994): Restoration of a channelized reach of the river Celsaa, Denmark: effects on the macroinvertebrates community, *Aquat. Conserv.* 4, 289-296.
- Friberg, N., Carl, J.D. (Eds.). (1999): Biodiversity in Benthic Ecology. Proceedings of the Nordic Benthological Society Meeting in Silkeborg, Denmark, November 13-14, 1997. NERI Technical Report, no. 266.
- Jähnig, S., Lorenz, A., Hering, D. (2009): Restoration effects, habitat mosaics and macroinvertebrates – does channel form determine community composition? *Aquat. Conserv.* 19, 157-69.
- Hilsenhoff, W.L. (1987): An improved biotic index of organic stream pollution. *Great Lakes Entomologist* 20, 31–39.
- Henry, C.H.P., Amoros, C., Roset, N. (2002): Restoration ecology of riverine wetlands: A 5-year post-operation survey on the Rhone River, France. *Ecological engineering* 18, 543-554.
- Kliment, Z., Matoušková, M., Šobr, M., Potůčková, M., Hujšlová, J. (2008): Fluvial dynamics and selected methods of ecohydrological monitoring of restored Sviňovický brook channel. *Acta Universitatis Carolinae Geographica* 1-2, 125-144.
- Kokeš, J., Němejcová, D. (2006): Metodika odběru a zpracování vzorků makrozoobentosu tekoucích vod metodou Perla. VÚV TGM v Praze.
- Matoušková, M. (2004): Ecohydrological monitoring of the river habitat quality. *Geografie-Sborník ČGS* 109, 105-116.
- Matoušková, M. (2008): Assessment of the river habitat quality within European Water Framework Directive: Application to different catchments in Czechia, *Geografie - Sborník ČGS* 113, 223-36.
- Matoušková, M., Weiss, A., Matschullat, J. (2010): Ecological survey of river habitat diversity: trans-boundary cooperation in the Ore Mountains (Krušné hory, Erzgebirge). *Geografie - Sborník ČGS* 113, 223-36.
- Pedersen, M.L., Friberg, N., Skriver, J., Baattrup-Pedersen, A., Larsen, S.E. (2007) Restoration of Skjern River and its valley – Short-term effects on river habitats, macrophytes and macroinvertebrates. *Ecological Engineering* 30, 145-156.

Zkušenosti z instalace a provozu malého inteligentního lyzimetru SFM UMS

Svatopluk Matula¹, Markéta Miháliková¹, Arnošt Mráz², Georg von Unold³, Ayele Teressa Chala¹,
Markéta Hrkalová¹, František Doležal¹

¹ Katedra vodních zdrojů, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 Suchdol

² Ekotechnika spol. s r.o., Mokropeská 1832, 252 28 Černošice

³ UMS GmbH, Gmunder Str. 37, D-81379 München, Deutschland

Experience with installation and performance of a small smart field lysimeter SFM UMS

Abstract

Small lysimeters, equipped in a modern way, attract attention because of their lower price and versatility. This paper briefly describes the Small Field Lysimeter SMF-30 (UMS GmbH) with a 30 cm diameter, 30 cm deep, and presents the authors' experience obtained during the lysimeter installation in a loamy soil on loess under grass and during its almost yearly operation. The installation can be carried out during a single day by six or seven persons. The grass that grows in the shallow layer of soil over the lysimeter collar usually suffers from drought. Water pressure at the lysimeter bottom cannot be controlled during dry periods. However, this is not a serious drawback, because the upward movement of water in the soil is very slow at that time. The lysimeter itself is able to recover when the dry period is over. The vacuum system of the lysimeter responds to drought by quickly increasing and then decreasing the mass of the storage vessels during the daytime of a single day, probably because of pumping of water from the spaces that are not weighed. A part of water in the vacuum pump and the connecting hoses may freeze during the days of frost. The system itself is able to recover from minor events of this type. The soil temperatures in the lysimeter are somewhat higher than those in the native soil. In winter the solar panel does not provide enough electricity for lysimeter instruments. The surplus water must be manually removed from the storage vessel about three times per year. We may conclude that the lysimeter operates well, fulfils the goals for which it was acquired and brings large amount of information.

Key words: soil water balance, drought, soil water potential, vacuum pump, grass, frost

Abstrakt

Pro menší cenu a provozní náročnost se dostávají do ohniska zájmu malé moderně vybavené lyzimetry. V tomto článku je stručně představen malý inteligentní lyzimetr SMF-30 (UMS GmbH) o průměru 30 cm a hloubce 30 cm. Jsou popsány zkušenosti autorů z instalace lyzimetru v hlinité půdě na spraši pod travním porostem a z necelého roku jeho provozu. Instalace může být provedena během jediného dne cca šesti až sedmi pracovníky. Travní porost v mělké vrstvě půdy nad límcem lyzimetru obvykle strádá suchem. V době sucha nelze na dně lyzimetru udržet regulovaný tlak vody. To však není významná závada, protože vzestupný pohyb vody v půdě je v té době velmi pomalý. Lyzimetr se po skončení suchého období dokáže sám zotavit. Vakuový systém lyzimetru reaguje na sucho tak, že během dne hmotnost zásobní nádoby rychle stoupá a pak zase rychle klesá, pravděpodobně v důsledku čerpání vody z prostorů, které nejsou váženy. Během mrazových dní může zamrznout část vody ve vývěvě a spojovacích hadičkách. Z menších epizod tohoto typu se systém zotaví sám. Teploty půdy uvnitř lyzimetru jsou poněkud vyšší než v přirozené půdě. Solární panel v zimě nestačí zásobovat přístroje lyzimetru elektrickým proudem. Je nutno zhruba třikrát za rok ručně odebrat ze zásobní nádoby přebytečnou vodu. Lze konstatovat, že lyzimetr funguje dobře, plní účely, pro které byl pořízen, a přináší velké množství informací.

Klíčová slova: bilance vod v půdě, sucho, potenciál půdní vody, vývěva, tráva, mráz

Úvod

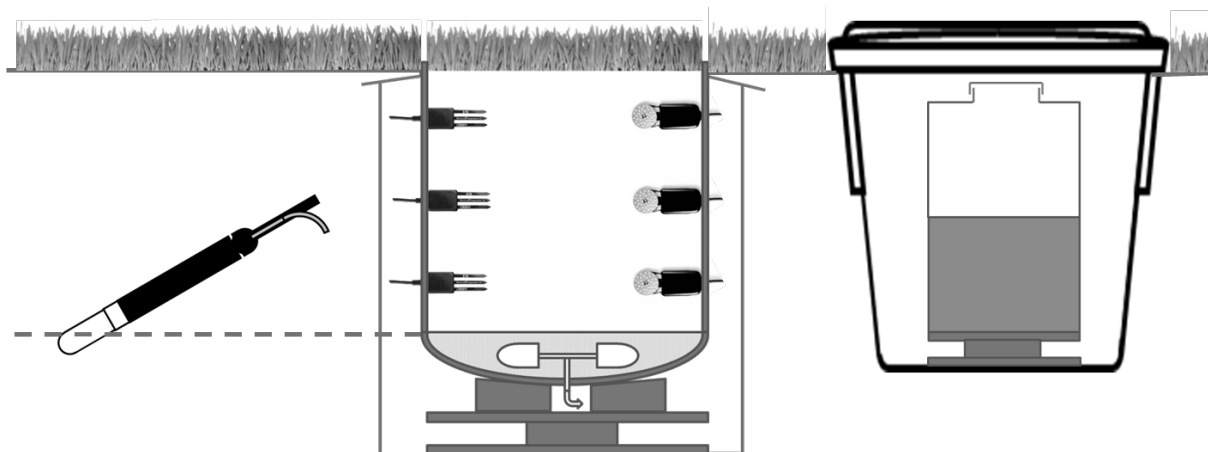
Sledování vodního režimu a bilance půdy *in situ* je velmi důležité pro pochopení a následující optimalizaci tvorby hospodářského výnosu zemědělských plodin, lesního hospodářství, ochrany přírodě blízkých ekosystémů a vodního hospodářství krajiny. Potenciálně vysoce efektivním nástrojem ke sledování vodní bilance půdního profilu je lyzimetr. První lyzimetr, pokud je známo, sestrojil Philippe de la Hire v Paříži v roce 1688 (de la Hire, 1720; cit. podle Kohnka et al., 1940). Od té doby se lyzimetry neustále vyvíjely. Moderní lyzimetry jsou konstruovány jako trvale vážené a automaticky udržované ve stejném vlhkostním stavu jako okolní půda., což umožňuje zkoumat toky půdní vody a související změny v půdním profilu v reálném čase a s maximálním přiblížením ke skutečným přírodním podmínkám.

Každý lyzimetr se skládá ze dvou základních částí, z nichž první je vlastní sledovaný půdní monolit, obvykle válcového tvaru a dnes obvykle vážený, druhou tvoří zařízení k odběru proteklé vody, k měření jejího množství a dnes většinou také k udržování adekvátního vlhkostního stavu lyzimetru, které bývá umístěno v manipulační šachtici. Vegetační kryt povrchu lyzimetru musí být stejný jako vegetace v okolí. Konkrétní technické řešení každého většího lyzimetru je navrhováno s ohledem na individuální podmínky daného stanoviště, výzkumný účel a finanční možnosti objednatele. Pro menší finanční a provozní náročnost a větší flexibilitu při použití se v poslední době dostávají do ohniska zájmu výzkumníků a jiných uživatelů menší, přitom však plně a moderně vybavené lyzimetry.

Materiál a metody

Obr. 1 představuje základní schéma malého inteligentního lyzimetru Smart Field Lysimeter SMF-30 (UMS GmbH, Mnichov, Německo; <http://www.ums-muc.de>). Vlastní půdní monolit měří 30 cm v průměru a jeho výška je také 30 cm a je umístěn ve válcové nádobě z nerezové oceli. Po stranách válce jsou otvory pro umístění čidel. Přimo do tohoto válce se odebírá neporušený půdní monolit pomocí zatlačovacího mechanismu, který pro lyzimetr pouze 30 cm hluboký může být ruční. Válec lyzimetru s půdním monolitem je usazen ve větším kontejneru, který je zcela ukryt pod povrchem. Válec je uložen na elektrické váze PL-50 (UMS GmbH.) a je tedy trvale vážen (viz obr. 1). Tlaková výška (negativní) na dně lyzimetru je udržována na stejné úrovni jako je tlaková výška ve stejné hloubce v okolní půdě, a to pomocí keramických sukčních kelímků umístěných v misce s jemně pórovitou náplní, ve kterých je příslušný podtlak udržován elektronicky řízenou vývěvou. Velikost tohoto podtlaku je měřena a zaznamenávána. Podtlak je určován čtením referenčního tenziometru T8 (UMS GmbH) umístěného v hloubce 30 cm pod povrchem v rostlé půdě ve vzdálenosti cca 1 m od lyzimetru. Takto je trvale zajišťován přibližně stejný vodní režim půdy v lyzimetru jako v rostlé půdě, s výjimkou situace, kdy je rostlá půda příliš suchá a je překonána vstupní hodnota vzduchu tenziometru a/nebo pórovitého tělesa, popř. situace, kdy je funkčnost vakuového systému narušena mrazem. Přebytečná voda ze spodku lyzimetru je odčerpávána do zásobní nádoby v dalším podzemním kontejneru, která leží na další elektrické váze PL-10 (UMS GmbH) (obr. 1). V tomto kontejneru je také umístěna vývěva. Je-li půda na spodku lyzimetru sušší, než by odpovídalo čtení referenčního tenziometru, je voda ze zásobní nádoby čerpána zpět do pórovitého tělesa na spodku lyzimetru a tím do samotného lyzimetru. Měření jsou zaznamenávána dataloggerem, např. typu dataTaker DT80M (Thermo Fisher Scientific Australia Pty Ltd, Austrálie).

Do půdního monolitu uvnitř lyzimetru jsou zabudována čidla sací výšky MPS-2 (Decagon Devices, Inc., USA) a čidla vlhkosti, teploty a zdánlivé elektrické vodivosti půdy ECH2O 5TE (Decagon) ve třech různých hloubkách. To umožňuje studovat změny těchto charakteristik ve vertikálním směru a v reálném čase. Veškeré elektrické zařízení lyzimetru je napájeno solárním panelem s akumulátorovou baterií, popř. ze sítě. Límcový kryt kontejneru s lyzimetrem, spojený s vlastním lyzimetrem poddajnou a těsnou membránou ze silikonové pryže, je uložen mělko pod povrchem půdy a přikryt drnem.



Obr. 1: Schéma malého inteligentního lyzimetru. Zleva doprava referenční tenziometr v hloubce dna lyzimetru, vlastní lyzimetr se zabudovanými čidly a se zařízením k regulaci sací výšky pod dnem (vše na váze), zásobní nádoba na váze propojená se zařízením pode dnem lyzimetru. Propojení a zařízení pro záznam a regulaci není zobrazeno.

Popsaný malý inteligentní lyzimetr SFM-30 byl osazen na stanici sledování transportních procesů a dynamiky půdní vlhkosti Katedry vodních zdrojů Fakulty agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů České zemědělské univerzity v Praze–Suchdole. Nadmořská výška, zeměpisná šířka a délka tohoto stanoviště jsou, v pořadí, 281 m n.m., 14°22'V a 50°08'S. Půda v této lokalitě je hlinitá černozem modální na spraši (Němeček, 2010, osobní sdělení) s hloubkou humusového horizontu kolem 35 cm, téměř bez skeletu (jen s ojedinělými oblázky). Podrobnější popis stanoviště uvádějí Doležal et al. (2012a, 2012b, 2013, 2014). Lyzimetr byl instalován 25. dubna 2013 a měření probíhá od té doby až dodnes. Je využíván pro sledování hydrologické bilance půdního profilu a pohybu vody v půdě v terénních podmínkách, nikoli pro sledování transportu rozpuštěných látek. Výsledky těchto výzkumů budou publikovány na jiném místě. V tomto článku podáváme pouze souhrn praktických zkušeností.

Zkušenosti z instalace

Samotná instalace lyzimetru může být při dobré organizaci provedena během jediného dne cca šesti až sedmi pracovníky, z nichž nejlépe alespoň dva jsou odborníci vyslaní dodavatelem. Prvním krokem je správný výběr reprezentativního stanoviště, nestíněného a nechráněného před větrem, s půdním profilem a porostem typickým pro danou lokalitu, s možností snadné instalace obou kontejnerů, tenziometru, solárního panelu, skříně s elektronikou a kabeláže. Poté je možno přistoupit k odběru půdního monolitu do nerezového válce, který se zatlačuje do půdy přímo v místě budoucí instalace ručním zvedákem spojeným pomocí textilních pásů s ocelovými kotvami v okolní půdě. Tření se snižuje jemným zvlhčováním stěn válce a zemina se na vnější straně válce plynule odebírá. Tím vzniká kolem válce jáma pro kontejner. Po zatlačení se spodní základna válce odřízne ocelovou deskou nebo odlomí od rostlé půdy na dně jámy, vrch válce se přikryje a válec se z jámy vyjme. Jáma se upraví pro vložení kontejneru. Do kontejneru se poté vloží váha. Je nutno pečlivě hlídat hloubku, protože ve výsledku by měl být povrch lyzimetru v jedné rovině s okolním terénem.

Monolit se otočí dnem vzhůru a k jeho očištěné a zarovnané (nikoli však uhlazené, aby se nezacpaly makropóry) spodní základně, která je nyní nahoře, se dnem vzhůru přiloží miska se sukčnými kelímky a vodou nasycenou pórovitou náplní. Pórovitá náplň je ocelovou deskou chráněna proti vysypání. Po vytažení desky se miska se pevně spojí s lyzimetrem, aby mezi oběma vznikl trvale dobrý hydraulický kontakt. Pak je možno do otvorů ve stěně válce vložit čidla, a to tak, že se pro ně v půdě nejprve připraví těsné kapsy k dosažení dobrého kontaktu. Čidla sací výšky MPS-2 se před instalací namočí a obalí mokrou půdní kaší. Rovina plochých čidel má být skloněna pod úhlem 45° k vodorovné rovině, aby se na čidlech nehromadila prosakující voda a současně aby se poněkud zmenšila tloušťka měřené vodorovné vrstvy půdy. Po zatlačení čidla do monolitu se příslušný otvor utěsní průchodnou zátkou.

Kabely od čidel, včetně váhy a snímače tlakovém výšky vody pode dnem lyzimetru, jsou sériově propojeny a čteny pomocí protokolu SDI-12 (Serial Data Interface at 1200 Baud), takže z lyzimetrického kontejneru vychází pouze jeden kabel signálu, uzemňovací kabel a vakuová hadička k vývěvě.

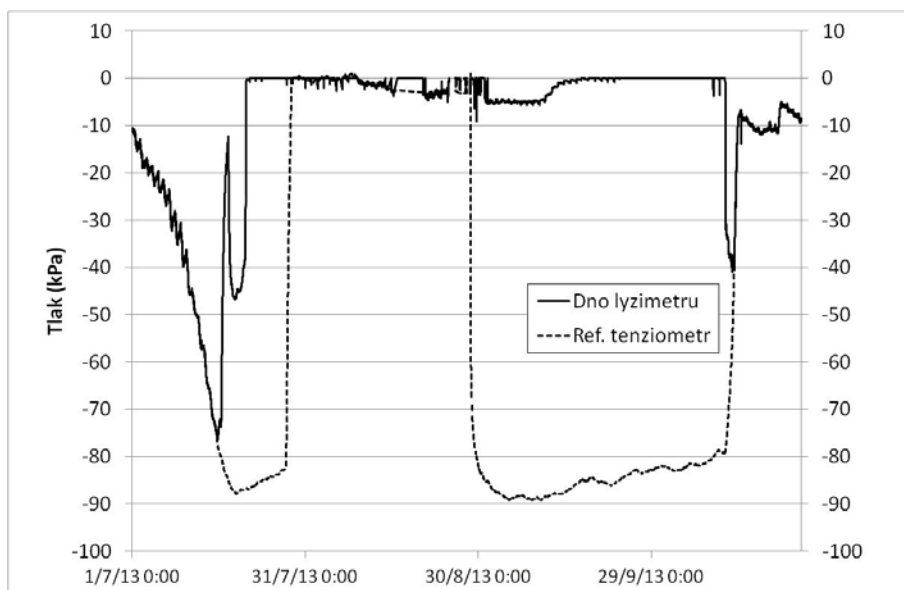
Podzemním potrubím se propojí kontejner lyzimetru s kontejnerem zásobní nádoby a vývěvy a ten se pak už jen elektrickým kabelem propojí s řídicí elektronikou v měřicí skříni na krátkém stožáru. Na váhu v lyzimetrickém kontejneru se opatrně položí lyzimetr s čidly, dnovou podtlakovou miskou, kabeláží a instalační skříňkou na boku. Kontejner je poté svrchu překryt límcem a zeminou tak, aby nakonec na povrch vyčnívala jen samotná horní základna lyzimetru porostlá vegetací (v našem případě trávou). Přítomnost lyzimetru po čase označuje jen světlý kroužek membrány spojující límec s válcem lyzimetru. Zemina v okolí lyzimetru potřebuje čas na konsolidaci a regeneraci porostu. Porost nad límcem obvykle strádá suchem a doporučuje se opatrně jej zavlažovat, např. kapkovou závlahou. Do druhého kontejneru se na elektrickou váhu vloží zásobní 10-litrová nádoba, zhruba do poloviny naplněná čistou místní vodou. Nádoba se propojí s výtokem z vývěvy a s malou nádobkou na boku, která je vážena spolu s ní a slouží k odběru menšího vzorku prosáklé vody (s její funkcí však zatím nemáme žádné zkušenosti). V nádobě samotné není podtlak.

Referenční tenziometr T8 s možností ručního odvodušňování se osadí v rostlém půdním profilu s pórovitým čidlem v hloubce 30 cm ve vzdálenosti asi 1 m od lyzimetru. Celý tenziometr s tlakovým snímačem je po instalaci skryt pod povrchem. Vrstva půdy jej chrání před vlivem kolísání teplot. Odvodušňovací trubičky jsou vedeny od tenziometru do kontejneru se zásobní nádobou, kabel signálu je veden do řídicí skříň na stožáru.

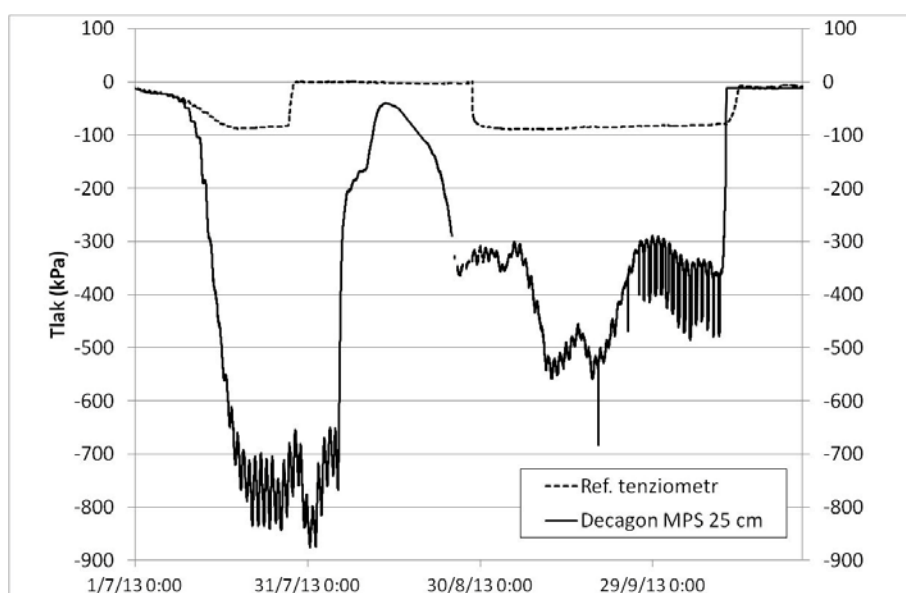
Zkušenosti z provozu

Za nejdůležitější zkušenost považujeme pozorování z loňského suchého léta, kdy tlak půdní vody v okolí lyzimetru i lyzimetru samotném klesal pod -100 kPa. Referenční tenziometr se za těchto okolností dostával mimo rozsah, ve kterém může měřit. Rovněž pórovitá náplň misky pode dnem lyzimetru a sukční kelímky se stávaly propustnými pro vzduch, takže vývěva nedokázala udržet podtlak. To však není významná závada z hlediska bilance vody v půdním profilu, protože vzestupný pohyb vody v přirozené půdě v hloubce dna lyzimetru je v době sucha velmi pomalý. Šlo o to prověřit, zda je lyzimetrem za těchto podmínek realisticky měřen sestupný pohyb vody skrze dno, pokud po suchém období přijde vydatný déšť, a zda se lyzimetr po skončení suchého období dokáže sám zotavit. Odpovědi na tyto otázky naznačují obr. 2, 3 a 4.

Během letního období roku 2013 nastalo několik suchých období, z nichž dvě jsou zachycena na obr. 2, 3 a 4. Referenční tenziometr vždy po nějakou dobu signalizoval vysoký podtlak až do -90 kPa, ale srovnání s kapacitním čidlem jasně ukazuje, že tyto hodnoty už byly falešné a potenciál vody v půdě vyjádřený v jednotkách tlaku byl ještě mnohem nižší a blížil se v jednom případě až hodnotě -900 kPa (-9 bar), přičemž výrobcem deklarovaný rozsah čidla je do -500 kPa (Decagon Devices, 2014). První období sucha bylo v srpnu přerušeno deště, které zvlhčily půdu natolik, že tlak vody v hl. 30 stoupl na dobu asi jednoho týdne na hodnotu měřitelnou tenziometrem. Referenční tenziometr byl poté odvodušněn a začal po nějakou dobu opět ukazovat tlaky kolem -90 kPa, sucho však pokračovalo a teprve v říjnu se půda zvlhčila natolik, že opakované odvodušnění referenčního tenziometru už mělo smysl a také pórovitá náplň misky pode dnem lyzimetru a sukční kelímky se nasýtily vodou, takže standardní regulace tlaku vody na dně lyzimetru mohla znovu automaticky započít, aniž by byla nutná jakákoli lidská akce (kromě odvodušnění referenčního tenziometru).

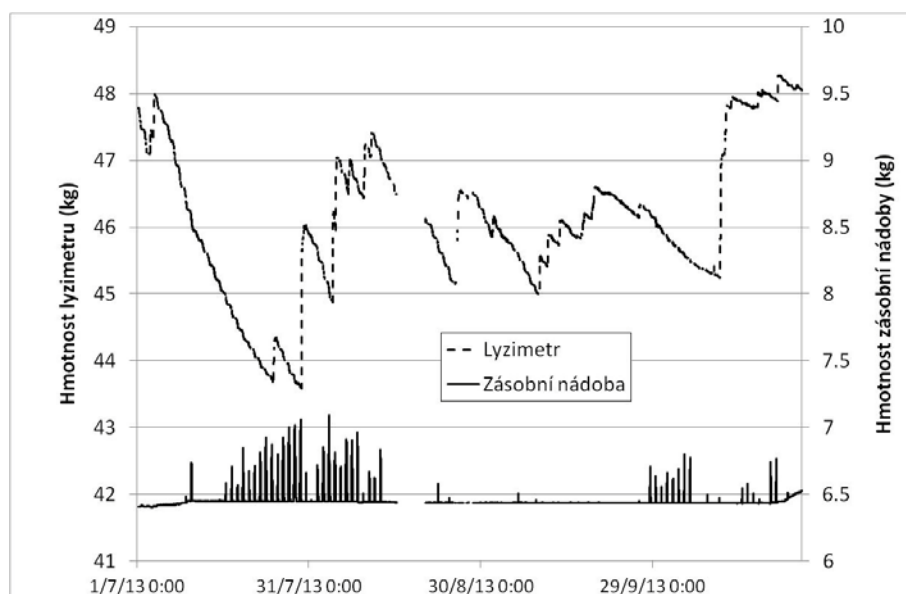


Obr. 2: Průběh tlaku půdní vody podle měření referenčním tenziometrem T8 v hl. 30 cm v přirozené půdě a tlaku ve vakuovém systému spojeném se dnem lyzimetru v době sucha od 1.7. do 24.10.2013.



Obr. 3: Průběh tlaku půdní vody podle měření referenčním tenziometrem v hl. 30 cm v přirozené půdě a kapacitním čidlem s pórovitou matricí Decagon MPS-2 v hl. 25 cm uvnitř lyzimetru v době sucha od 1.7. do 24.10.2013.

Obr. 4 názorně ukazuje rychlý pokles hmotnosti lyzimetru v důsledku evapotranspirace v době sucha i její rychlý vzrůst v důsledku dešťů uprostřed předmětného období. Hmotnost zásobní nádoby mírně stoupala na samém začátku období a také na jeho samém konci, zatímco během sucha byla hmotnost nádoby v podstatě konstantní. Občasná přerušení obou čar byla způsobena drobnými elektrickými problémy, které se podařilo vyřešit a které s podstatou funkce lyzimetru nesouvisely. Zásobní nádoba nemohla v době sucha dodávat vodu ve formě kapilárního vztlínání ze dna lyzimetru, protože hydraulické spojení mezi půdou v lyzimetru a pórovitým materiálem pode dnem lyzimetru bylo v tu dobu přerušeno. V jiných obdobích roku bylo určité kapilární vztlínání naměřeno, bylo však vždy velmi malé, řádu zlomků milimetru za den (Doležal et al., 2014). Sestupné svislé proudění vody a z něho vyplývající výtok dnem lyzimetru se koncem sledovaného období obnovily a není důvod se domnívat, že by výtok byl zkrácený na tu či na onu stranu v důsledku předchozího sucha.



Obr. 4: Hmotnosti lyzimetru a zásobní nádoby v době sucha od 1.7. do 24.10.2013.

Co jsme nečekali, byla reakce vakuového systému lyzimetru na počínající sucho. Docházelo k tomu, že občas po dobu jedné nebo několik málo hodin hmotnost zásobní nádoby rychle stoupala a pak se zase rychle vracela na původní hodnotu, aniž by se přitom jakkoli změnila hmotnost samotného lyzimetru (obr. 4). K tomuto jevu docházelo zhruba s denní periodicitou, většinou uprostřed dne. Předpokládáme, že se jedná o dočasné čerpání vody do zásobní nádoby z hadiček a jiných prostorů vakuového systému mezi lyzimemem a zásobní nádobou. Tyto prostory nejsou váženy ani jednou z obou vah a za obvyklých okolností neobsahují mnoho vody, resp. množství vody v nich je přibližně konstantní, takže nepůsobí rušivě. V době sucha se však v denní době v důsledku zvýšené evapotranspirace zvyšuje podtlak půdní vody v lyzimemem a je na nějakou dobu překonána vstupní hodnota vzduchu pórovitých materiálů pod jeho dnem. Do vakuového systému tak dočasně pronikne vzduch z lyzimetru a vývěva se snaží tento vzduch i s vodou odčerpát, přičemž voda vytéká do zásobní nádoby. Po skončení kritického denního období se hydraulické spojení s lyzimemem obnoví a voda je jím nasáta zpátky. Podobné peaky jsou pozorovatelné i na čáře tlaku pode dnem lyzimetru (obr. 2). Oba druhy peaků považujeme za artefakty a při vyhodnocení je ignorujeme.

Další mimořádnou situací je zimní mrazové období. Lyzimetr není navržen na odolnost vůči silnému mrazu a za takové situace by se musela voda z vakuového systému a ze zásobní nádoby vypustit. Zima 2013/2014 však byla velmi mírná; dostavilo se jen několik málo mrazových dní, a proto jsme zkusili zachovat plnou funkci lyzimetru i v zimě. Výsledek je vidět na obr. 5 a 6.

Vývěva a s ní spojené hadičky jsou umístěny těsně pod víkem boxu se zásobní nádobou, a jejich zamrznutí je proto snadné. Měření je tím krátkodobě narušeno. Během letošní zimy se krátkodobé zamrznutí těchto součástí (nebo jen některých míst v nich) objevilo třikrát, přičemž v jednom případě bylo nutno hadičky u vývěvy rozpojit a zbavit ledu. Zámrz je signalizován zvýšeným rozdílem mezi tlakem vody v půdě podle referenčního tenziometru a tlakem měřeným ve vakuovém systému, který by měl být spojen se dnem lyzimetru, ale v této situaci s ním spojen není. Rozdíl může směřovat na tu či na onu stranu, jak ukazuje obr. 5. Z příčin, které se nám zatím nepodařilo zjistit, přitom anomálně kolísá i čtení hmotnosti lyzimetru (obr. 6), zatímco čtení hmotnosti zásobní nádoby není ovlivněno. Je tedy vhodné vybavit box zásobní nádoby pro tento účel termostatem a v zimě jej přikrývat.

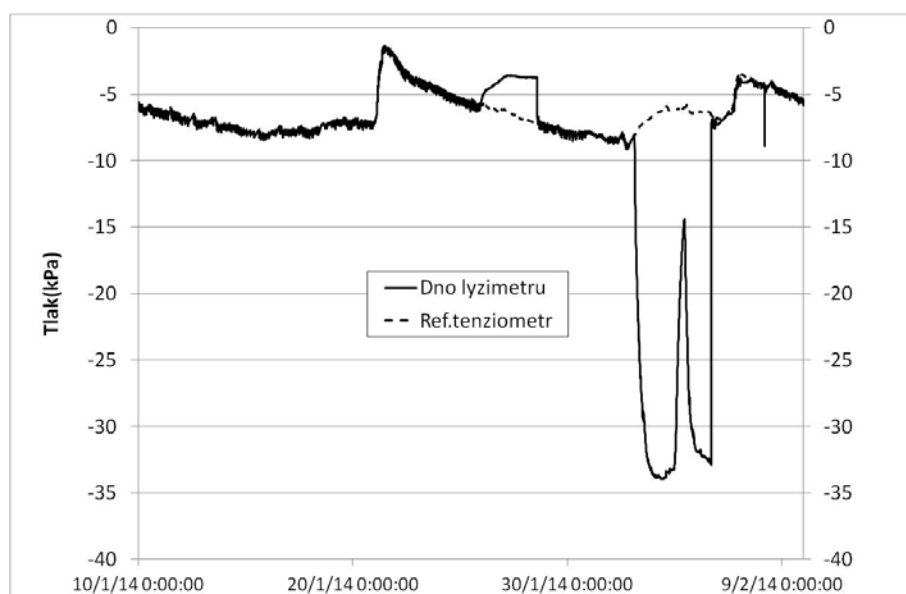
Z dalších zkušeností získaných během prvního roku provozu lyzimetru vyjímáme:

1) V důsledku vysoké tepelné vodivosti kovového pláště (válece) lyzimetru jsou teploty půdy uvnitř lyzimetru poněkud vyšší než v přirozené půdě. Naproti tomu vlhkost půdy a tlak půdní vody jsou

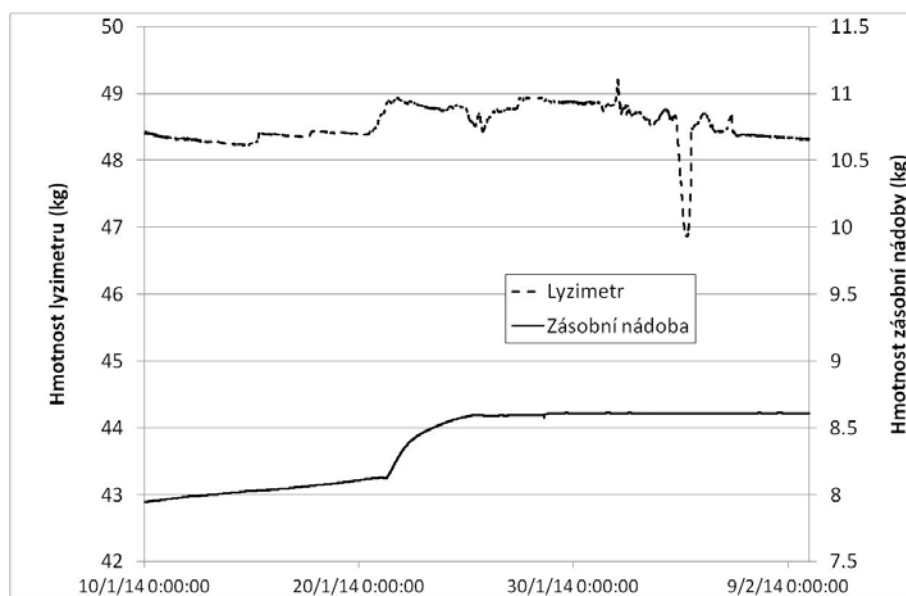
uvnitř lyzimetru ve statisticky uspokojivé shodě s poměry v okolní přirozené půdě. Tomuto tématu bude věnována samostatná podrobnější studie.

2) Solární panel v zimním období nestačí zásobovat přístrojovou skříň elektrickým proudem, a je proto nutný přívod síťového napětí.

3) Zásobní nádoby není vybavena automatikou, která by do ní doplňovala vodu nebo ji odčerpávala. Za dosavadní necelý rok provozu bylo nutno třikrát odebrat ze zásobní nádoby přebytečnou vodu (celkem cca 10 litrů), ale ani jednou nebylo nutno vodu doplňovat.



Obr. 5: Průběh tlaku půdní vody podle měření referenčním tenziometrem T8 v hl. 30 cm v přirozené půdě a tlaku ve vakuovém systému spojeném se dnem lyzimetru v zimním období s výskytem mrazových dní od 10.1. do 9.2.2014.



Obr. 6: Hmotnosti lyzimetru a zásobní nádoby v období mrazových dní od 10.1. do 9.2.2014.

Závěry

Instalace lyzimetru je v hluboké černozemní hlinité půdě téměř bez skeletu dobře proveditelná, vyžaduje však pečlivou práci a technickou invenci. Po necelém roce provozu můžeme konstatovat, že lyzimetr funguje dobře, plní účely, pro které byl pořízen, a přináší velké množství informací.

Poděkování

Tato práce byla vykonána za podpory projektu "Časová a prostorová variabilita hydraulické vodivosti půd" (7AMB12SK019) podporovaného Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky (1.1. - 31.12.2013) v rámci aktivity MOBILITY (česko slovenský projekt) a výměnného programu AKTION mezi Rakouskou republikou a Českou republikou, projektů 64p12 PREFLOWAT and 67p10 PREFLOWAT2.

Literatura

- Decagon Devices (2014): MPS-2 Dielectric Water Potential. Product Overview. <http://www.decagon.com/products/soils/water-potential/mps-2-water-potential-temperature/>, accessed 21 March 2014.
- Doležal, F., Matula, S., Moreira Barradas, J. M. (2012a): Improved horizontal installation of large soil moisture content sensors and interpretation of their readings in terms of preferential flow. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 60, 333–338.
- Doležal, F., Matula, S., Moreira Barradas, J.M. (2012b): Percolation in macropores and performance of large time-domain reflectometry sensors. *Plant, Soil and Environment*, 58, 503-507.
- Doležal, F., Mekonnen, G. B., Matula, S., Miháliková, M., Fišák, J., Chala, A. T., Hrkalová, M., Moreira Barradas, J. M. (2013): Měření evapotranspirace, srážek, infiltrace a průsaku pomocí malého inteligentního lyzimetru. In: *State of Knowledge in Hydrological Sciences Research*. 23-25 September 2013, Smolenický zámok, Slovakia. Conference Proceedings on CD, p. 52-63. Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Bratislava. ISBN 978–80–89139–30–9.
- Doležal F., Miháliková, M, Matula, M., Moreira Barradas, J. M., Mekonnen, G. B. (2014): Vliv různých způsobů filtrace signálu na měření hustoty svislého toku vody malým inteligentním lyzimetrem SMF UMS In: *Hydrologie malého povodí 2014*. ÚH AV ČR, Praha (this volume).
- de la Hire, P. (1720) *Mémoires de mathématique et de physique, tirés des registres de l'Academie royale des sciences, de l'année MDCCIII. Remarques sur l'eau de la pluie, sur l'origine des fontaines; avec quelques particularités sur la construction des citernes*. *Hist. de l'Acad. Roy. des Sci. Ann.* 1703 (2): 56-59.
- Kohnke, H., Dreirelbis, F. R., Davidson, J. M. (1940) A survey and discussion of lysimeters and a bibliography on their construction and performance. United States Department of Agriculture Miscellaneous Publication No. 372, Washington, D. C., May 1940, 68 pp. http://gis.lrs.uoguelph.ca/agrienvarchives/download/lysimeter_rev_usda_1940.pdf, 20.3.2014.

Comparison of in situ soil moisture measurement methods in the topsoil

Gabor Milics¹, Csilla Farkas², Viliam Nagy³

¹ Institute of Biosystems Engineering, University of West Hungary, Vár 2, H-9200 Mosonmagyaróvár, Hungary

² Bioforsk, Norwegian Institute of Agricultural and Environmental Research, Frederik A. Dahls vei 20, N-1432 As, Norway

³ Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovakia

Introduction

Soil moisture content in the topsoil - where plant roots are concentrated - is crucial information for agricultural activities. There are various instruments to measure soil moisture content in situ, however reliability of the different devices can mislead decision maker in case of inappropriate data collection (Kordík and Lichner, 1996; Milics et al., 2012). For this reason we have compared some instruments and measurement methods in order to conclude the best available process to determine and map soil moisture variability within an agricultural field.

Mapping the distribution of soil moisture content is a crucial source for precision agriculture (Milics 2013). The most reliable method is sampling and laboratory analysis; however this method is time consuming and labor intensive (Sharma et al., 1997). Other techniques to measure moisture content in real time such as TDR sensors present difficulties (Doležal et al., 2012). Capacitance probe based measurements also require site-specific calibration equations rather than the manufacturer's default equation (Paraskevas et al., 2012).

In most cases manual sampling and laboratory analysis spatially does not provide enough information for mapping differences occurring in an agricultural field.

On-line instruments are widely known for measuring soil properties and without doubt they are going to be the next generation of tools for researchers, however on-line direct soil moisture content measurement is not solved until this time.

Indirect methods at the same time are available; however soil properties such as texture, porosity, etc. can negatively influence the level of reliability of such methods. Soil apparent electrical conductivity (E_{Ca}) measurements are one of the research focuses of our team for the reason that it provides a wealth of data in a relatively short time period, and according to our earlier results it also provides information on soil moisture distribution within an agricultural field (Nagy et al., 2013).

Materials and methods

Measurements were carried out in the experimental study field of the Institute of Biosystems Engineering, Faculty of Agricultural and Food Sciences, University of West Hungary near Mosonmagyaróvár, Hungary. The experimental study field is situated on 23.52 hectares of the agricultural land [N47°54'20.00"; E17°15'10.00"], on which precision agriculture has been applied since 2001.

The 23.52 ha area is an agricultural alluvial plain of the Leitha River. The field cannot be characterized by one typical soil profile, as a buried riverbed (former Leitha) crosses it. The humus content in the upper 0.2 m layer is between 1.4–2.8% in this alluvial soil. Depending on the location loam and silty loam appears on the field. The elevation differences in the area are slightly more than 2 m, decreasing from the East side towards the North-West corner of the field (Fig. 1).

For comparison of all methods measurement of gravimetric soil moisture content (100 cm³ undisturbed Kopecky cylinder) was carried out. Soil samples were dried to a constant weight (>24 h) in the oven at temperature 105°C. After drying, gravimetric and volumetric moisture content was determined.



Fig. 1: Location of the experimental research field near Mosonmagyaróvár, Hungary.

Volumetric moisture contents (θ) were calculated from the known volume (100 cm³) of the core soil sampling rings. Parallel to the gravimetric sampling other measurements were carried out by means of TDR Field Scout-300 instrument (20 cm rods) and Trime-FM (10 and 15 cm rods) in 2009 and 2010; soil apparent electrical conductivity measurements were carried out by means of Veris-3100 Soil EC_a mapper in the top 30 cm layer in 2009 and 2012. The data collected in a 100 m by 100 m locality was compared to each other in order to determine the correlation between the two datasets. Using the measured and calculated moisture content values, inverse distance weighted interpolation method was applied to create moisture content map by ArcGIS/ArcMAP 10.0 software.

Results and discussion

In the top 20 cm layer TDR-300 measurements showed strong correlation compared to gravimetric results, however in the higher moisture content areas scattering appeared (Fig. 2a).

Soil apparent electrical conductivity in 2009 has shown strong linear correlation (Fig. 2b), however in 2012 this correlation was nonlinear due to moisture content differences and effect of porosity.

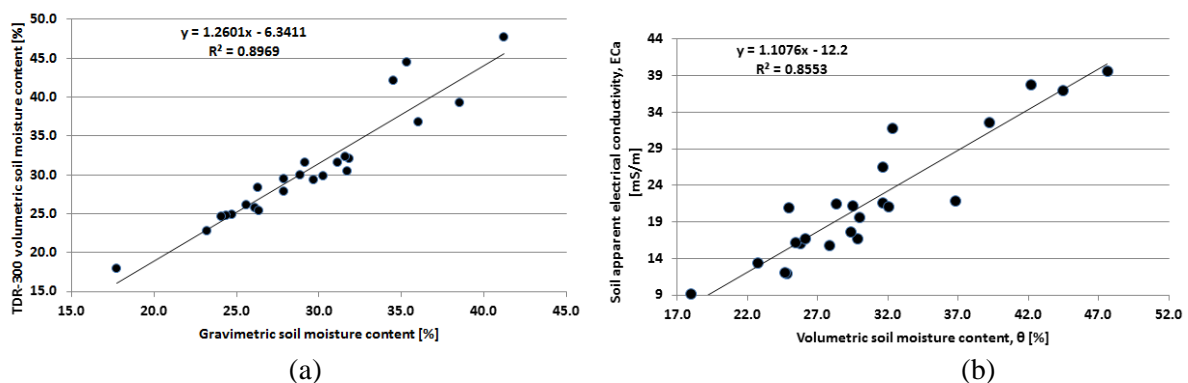


Fig. 2: Relationship between gravimetric soil moisture content data and soil moisture data measured by TDR-300 (a) and soil apparent electrical conductivity measured by Veris-3100 (b) instruments.

Soil moisture content map was interpolated based on gravimetric data collected in 24 different points on the field (Fig. 3a) and calculated soil moisture data based on on-line soil apparent electrical conductivity measurements (Fig. 3b). The method is further described by Nagy et al. (2013).

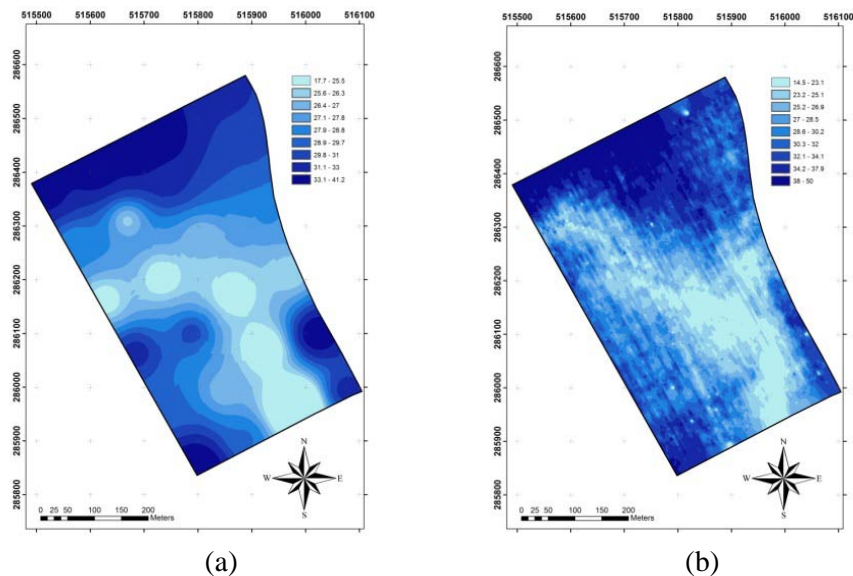


Fig. 3: Interpolated soil moisture maps created from gravimetric database (a) and calculated volumetric moisture content from EC_a measurements (b).

According to the result maps it can be stated that the soil moisture content differences can be visualized by both methods. Due to higher number of sampling point by means of on-line data collection methods, soil moisture difference maps created on the basis of soil apparent electrical measurement are spatially more appropriate, as the uncertainty of the interpolation disappears from the created map. In case of further use of the collected and calculated soil moisture content data - such as irrigation - more appropriate and more detailed maps helps decision makers to come to the needed conclusions.

Conclusions

The soil moisture measurement methods applied by the authors have provided reliable information on the value of soil moisture content; however spatial distribution of the hand collected samples did not provide enough information for mapping the distribution of soil moisture content in the investigated field. On the other hand on-line measurement method has provided enough data for visualisation. In this case impact of different factors, such as texture, clay content, precipitation, etc. has to be taken into consideration. For this reason further research towards on-line measuring methods is suggested.

Acknowledgements

Authors would like to thank for the financial support of VEGA 2/0083/11, APVV-0139-10, APVV-9804-05 and MAD SNK-5/2013 projects. Authors would also like to thank for the financial support of TÁMOP-4.2.2.A-11/1/KONV-2012-0013 project.

References

- Doležal, F., Matula, S. Barradas, J.M.M. (2012): Improved horizontal installation of large soil moisture content sensors and interpretation of their readings in terms of preferential flow. *J. Hydrol. Hydromech.*, 60, 333–338.
- Kordík, D., Lichner, L. (1996): Metrology of moisture of solid materials. Institute of Hydrology SAS, Bratislava, 87 pp. (in Slovak)
- Milics, G. (2013): Mapping soil properties for precision agriculture. *Növénytermelés*, 62, Suppl., 405–408.

- Milics, G., Balla, I., Deákvári, J., Jolánkai, M., Nagy, V., Stekauerová, V., Neményi, M. (2012): Soil moisture and soil electrical conductivity measurements in site - specific agriculture. *Pollution and Water Resources Columbia University Seminar Series*, XLI, 219–231.
- Paraskevas, C., Georgiu, P., Ilias, A., Panoras, A., Babajimopoulos, C. (2012): Calibration equations for two capacitance water content probes. *Int. Agrophys.*, 26, 285–293.
- Nagy, V., Milics, G., Smuk, N., Kovács, A.J., Balla, I., Jolánkai, M., Deákvári, J., Szalay, K.D., Fenyvesi, L., Štekauerová, V., Wilhelm, Z., Rajkai, K., Németh, T., Neményi, M. (2013): Continuous field soil moisture content mapping by means of apparent electrical conductivity (ECa) measurement, *J. Hydrol. Hydromech.*, 61, 305–312.
- Sharma, B.D., Kar, S., Sarkar, S. (1997): Calibration of a water uptake simulation model under varying soil moisture regime and nitrogen level for wheat crop. *Agricultural and Forest Meteorology*, 83, 135–146.

Analýza různých typů srážko-odtokových událostí v malých povodích z pohledu odnosu nerozpuštěných látek

Moravcová, J., Pavlíček, T., Ondr, P., Ciml, J.

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Katedra krajinného managementu
Studentská 13, 37005 České Budějovice

Abstrakt

Koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokových událostí závisí v první řadě na jejich zdroji. Cílem této studie je posoudit, které faktory ovlivňují chování nerozpuštěných látek v drobných vodotečích, a to za různých podmínek při srážko-odtokových událostech. Tato studie byla zaměřena na dvě lokality, a to povodí Jenínského a Kopaninského potoka. Data o průtocích a jakosti vody při srážko-odtokových událostech byla zpracována pomocí metody hysteretických smyček a následné RDA analýzy. Vývoj koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokové události je u všech zaznamenaných událostí velmi podobný. K dosažení maximální hodnoty koncentrace nerozpuštěných látek dochází vždy zároveň s dosažením kulminačního průtoku nebo krátce po tomto okamžiku. Lze konstatovat, že vývoj koncentrací přesně kopíruje průběh průtoků. Statisticky významné jsou pouze čtyři zahrnuté parametry: amplituda průtoku, zastoupení stabilních ploch, poměr mezi délkou vzestupné a sestupné větve hydrografu a velikost srážky, která vyvolala předchozí srážko-odtokovou událost. Stejně výsledky byly dosaženy i při analýze událostí z vegetačního období. Události vyvolané táním sněhové pokrývky jsou ovlivněny na základě RDA analýzy pouze faktorem sklonu povodí.

Klíčová slova: srážko-odtokové události, nerozpuštěné látky, RDA analýza

Úvod

Nerozpuštěné látky jsou nedílnou dynamickou částí akvatického systému a hrají nezastupitelnou roli v hydrologických, geomorfologických a ekologických funkcích povodí. V přírodních podmínkách pochází většina nerozpuštěných látek se zvětrávání hornin, eroze půdy, vymýlní břehů a sesuvů svahů (Owens, 2006). Koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokových událostí závisí v první řadě na jejich zdroji. Zdroj nerozpuštěných látek je nejvíce ovlivněn faktory, jako je klima, topografie, velikost vodoteče a land use. Svrchní část půdy, která je hlavním zdrojem nerozpuštěných látek transportovaných do sítě vodních toků, se stává nejnáchylnější k odnosu zejména v období mezi dvěma srážko-odtokovými událostmi (Imeson, 1977). Nerozpuštěné látky jsou uvolňovány buď přímo z koryta vodních toků, nebo ze zdrojů pocházejících mimo koryto vodoteče. Vnitřní zdroje pochází zejména z mechanismů spojených s břehovou erozí a se zvýšenou mobilizací nerozpuštěných látek ze dna při vysokých průtocích. Externí zdroje nerozpuštěných látek jsou odvozeny od vlastností povodí a zahrnují především vodní erozi, pohyby svahů a také atmosférické depozice (Vaché, Eilers, Santelmann, 2002). V horských oblastech mají na transportu nerozpuštěných látek největší podíl především externí zdroje (Bovis, Millard, Oden, 1998), naopak břehová eroze a mobilizace zdrojů přímo uvnitř koryta jsou výsadou především toků v níže položených povodích (Grissinger, Bowie, Murphy, 1991). Všechny zmíněné procesy bývají velmi často ovlivněny lidskou činností, a to přímo například odstraněním vegetace a destabilizací svahů a břehů, nebo nepřímo ovlivněním odtokových podmínek v území (Novotny, 2003). Z pohledu srážko-odtokových událostí dochází k nejvyššímu vyplavování nerozpuštěných látek z jednotlivých zdrojů v průběhu první (tedy počáteční) fázi srážko-odtokové události. Nejprve dochází k vyplavování nerozpuštěných látek z externích zdrojů mimo koryto vodoteče (Harmel, King, 2005). Nerozpuštěné látky jsou v těchto zdrojích snadno uvolnitelné a rychle transportovatelné. Za těchto podmínek i malý nárůst průtoku vede k náhlému a prudkému zvýšení koncentrací nerozpuštěných látek. Jakmile jsou tyto popsání externí zdroje vyčerpány, dojde k prudkému poklesu koncentrace nerozpuštěných látek, a to často před poklesem průtoků v průběhu srážko-odtokové epizody (Bronsdon, Naden, 2000). Tento vývoj závislosti průtoků a koncentrací nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokových událostí vede ke vzniku hysteretických smyček se

směrem rotace ve smyslu hodinových ručiček tak, jak popisuje Williams (1989) a Walling a Webb (1981), s vyšší dosaženou koncentrací nerozpuštěných látek na vzestupné větvi hydrografu než na klesající větvi (Bhutiyani, 2000). Tento trend je popsán obvykle u vodotečí s kamenitým dnem. Naopak pokud jsou srážko-odtokovou událostí mobilizovány další nové zdroje nerozpuštěných látek, vyústí tento jev podle Wilcock a Crowe (2003) ve vznik hysterezních smyček orientovaných proti směru hodinových ručiček. Opačná orientace hysterezních smyček je pozorována méně často (Bača, 2002). Míra odnosu nerozpuštěných látek a jejich struktura je dána třemi na sebe navázanými skupinami faktorů. První skupinu tvoří faktory, které popisují náchylnost krajiny k erozi a transportu nerozpuštěných látek (Walling, Webb, 1981). Tyto faktory zahrnují podle Westrich a Förstner (2007) odolnost geologických struktur vůči zvětrávání, půdní typ, topografii terénu (především sklon) a utváření hydrografické sítě. Druhou skupinu tvoří faktory ovlivňující transport nerozpuštěných látek z místa vzniku do recipientu. Tyto faktory zahrnují především intenzitu a úhrn srážek a charakteristiky tání sněhu. Třetí skupina je tvořena faktory, které popisují ovlivnění náchylnosti krajiny k erozi lidskou činností. Takto jsou ovlivněny dva procesy, a to samotná erozní činnost (zejména vlivem využití území, zemědělství, pastevního využití, odvodnění atd.) a transport nerozpuštěných látek (vlivem využití hydrografické sítě).

Cílem této studie je posoudit, které faktory ovlivňují chování nerozpuštěných látek v drobných vodotečích, a to za různých podmínek při srážko-odtokových událostech.

Materiál

Tato studie byla zaměřena na dvě lokality, a to povodí Jenínského a Kopaninského potoka. Povodí Jenínského potoka (č.h.p. 1-06-01-138) o výměře 4,6 km² se nachází v jihovýchodní části okresu Český Krumlov, při hranicích s Rakouskem. Řešené území leží v nadmořské výšce 637 – 870 m n. m. Zájmové území náleží podle geomorfologického členění do provincie Česká Vysočina, okrsku Rožmberská vrchovina. Skalní podklad tvoří biotiticko – muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarciticích rul. Nejdůležitějšími půdními typy jsou kambizemě oglejené, dystrické a modální, které pokrývají většinu plochy povodí Jenínského potoka. Řešené území leží v mírně teplé klimatické oblasti. Dnes je v povodí jediným hospodařícím subjektem společnost ZEMA Rybník s.r.o., se sídlem v Dolním Dvořišti. Zemědělská činnost se omezuje na extenzivní chov skotu bez tržní produkce mléka. Povodí Kopaninského potoka (č.h.p. 1-09-02-031) o rozloze 9,178 km² se nachází v kraji Vysočina v okrese Pelhřimov. Území leží v nadmořské výšce 467 – 624 m n. m. Zájmové území náleží podle geomorfologického členění do provincie Česká Vysočina, okrsku Hořepnická pahorkatina. Skalní podklad tvoří biotiticko – muskovitické svorové ruly a svory moldanubika s vložkami kvarcitů a kvarciticích rul. Nejdůležitějšími půdními typy jsou kambizemě modální eu- až mesobazické, kambizemě oglejené až pseudogleje modální. Povodí Kopaninského potoka je zařazeno do klimatické oblasti mírně teplé. Na povodí Kopaninského toku hospodaří více soukromých subjektů i zemědělské družstvo. Zemědělská oblast reprezentuje výrobní typ bramborařsko-žitný. Většina zemědělské výroby je orientována na tradiční způsob rostlinné výroby s aplikací tradičních agrotechnických postupů. Na povodí Jenínského potoka byly pro vyhodnocení srážko-odtokových událostí monitorovány dva odběrné profily označené J1 a J2. Odběrný profil značený J1 je trubní výúst' sporadické drenážní skupiny odvodňující pastviny do toku Jenínského toku. Velikost mikropovodí pro tento drenážní systém má rozlohu 46,8 ha. Odběrný profil značený J2 je trubní výúst' systematické drenážní skupiny odvodňující pastviny do toku Jenínského toku. Velikost mikropovodí pro tento drenážní systém má rozlohu 55,21 ha. Na povodí Kopaninského potoka byl pro vyhodnocení srážko-odtokových událostí zvolen odběrný profil označený P23. Odběrný profil označený P23 je propustek pod silnicí tvořící uzávěrový profil celého mikropovodí. Do tohoto propustku je sveden příkop kolem komunikace a dále pak vody stékající z plochy zemědělské půdy. Rozloha celého mikropovodí je 46,6 ha.

Metody

Měření průtoků probíhalo na výše zmíněných profilech ultrazvukovými měřiči výšky vodní hladiny (US1200) doplněnými záznamovými jednotkami (M4016) od firmy Fiedler-Magr. V průběhu extrémních srážko-odtokových událostí se interval záznamu měření zkrácen z původních deseti minut

na minutový. Kromě diskrétního monitoringu jakosti vody, který byl prováděn během roku v čtrnáctidenních intervalech, byl na uzávěrových profilech prováděn kontinuální monitoring jakosti vody v průběhu extrémních srážko-odtokových událostí pomocí kontinuálního automatického vzorkovače ISCO 6712. Při srážko-odtokových událostech se časový krok odběru pohybuje v závislosti na době trvání události v řádu hodin. Celkem bylo do této studie zařazeno 26 srážko-odtokových epizod, kdy 19 pochází z mikropovodí J1 a J2 na Jenínském potoce a 7 z mikropovodí P23 na Kopaninském potoce. V odebraných vzorcích byly gravimetricky analyzovány koncentrace nerozpuštěných látek při teplotě 105 °C akreditovanou laboratoří. Data o průtocích a jakosti vody při srážko-odtokových událostech byla zpracována pomocí metody hysterezních smyček. Zpracované hysterezní smyčky byly dále analyzovány prostřednictvím řady parametrů, které lze rozdělit na biogeochemické parametry a hydrologické parametry jak popisuje Butturini et al. (2006). Biogeochemické parametry vyjadřují vývoj koncentrací prvků ve vodě v průběhu sledované události. Z biogeochemických parametrů byly pro každý sledovaný prvek vybrány dvě charakteristické hodnoty popisující vývoj jeho koncentrace v průběhu srážko-odtokové události. Parametr dC [%], který popisuje relativní změny v koncentracích v průběhu srážko-odtokové události. Tento parametr nabývá hodnot v rozmezí -100 až +100, kde záporné hodnoty indikují proces ředění a naopak kladné hodnoty popisují zvýšení vyplavování dané látky. A parametr dR [%], který udává informace popisující plochu a směr hysterezní smyčky.

- Parametr dC [%], který popisuje změny koncentrace v průběhu srážko-odtokových událostí, byl vypočítán podle následujícího vzorce:

$$dC = \frac{(C_s - C_b)}{C_{\max}} \times 100, \text{ kde} \quad (1)$$

C_b je koncentrace látky [mg.l^{-1}] zaznamenaná v období základního odtoku, C_s je koncentrace látky [mg.l^{-1}] dosažená v momentě kulminačního průtoku a C_{\max} je maximální zaznamenaná koncentrace látky [mg.l^{-1}].

- Parametr dR [%], který popisuje souhrnně velikost a směr hysterezních smyček byl vypočítán na základě následujícího vztahu:

$$dR = R \times Ah \times 100, \text{ kde:} \quad (2)$$

Ah je plocha hysterezní smyčky odpovídající dané události, R je parametr popisující směr průběhu hysterezní smyčky (nabývá hodnoty +1, který popisuje orientaci po směru hodin, -1, který popisuje orientaci proti směru hodin a 0, který popisuje nejasnou orientaci hysterezní smyčky).

Hydrologické parametry zaznamenávají místní podmínky prostředí: využití lokality, vlhkostní podmínky a jednotlivé fáze hydrografu srážko-odtokové události atd. Do této skupiny byly zařazeny následující parametry:

- STAB – zastoupení stabilních částí krajiny (les, TTP, voda a mokřady) v povodí [%]
- SLOPE – průměrná hodnota sklonu povodí [%]
- RIS:REC – poměr délky vzestupné a sestupné větve hydrografu
- T – doba, která uplynula od předcházející srážko-odtokové události [dny]
- dQ – změna průtoku v průběhu popisované srážko-odtokové události [l.s^{-1}]
- $dQ-1$ – změna průtoku v průběhu předcházející srážko-odtokové události [l.s^{-1}]
- PRECIP-1 – celkový úhrn srážek, které vyvolaly předcházející srážko-odtokovou událost [mm]
- PRECIP – celkový úhrn srážek, které vyvolaly sledovanou srážko-odtokovou událost [mm]

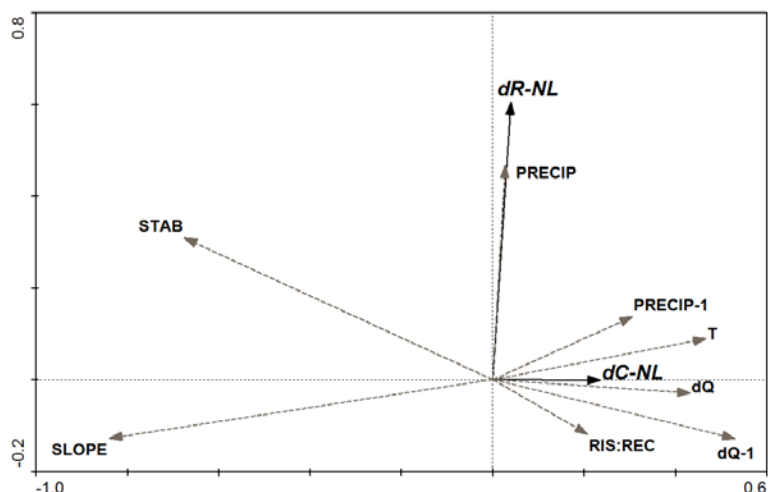
Data o extrémních srážko-odtokových událostech byla statisticky vyhodnocena pomocí RDA analýzy v software CANOCO 4 (Ter Braak, Šmilauer, 2002). Rozdělení použitých datových vstupů pro zvolenou vícerozměrnou statistickou analýzu vyplývá z terminologie použitého softwaru. Data jsou tedy rozdělena na druhová data a charakteristiky prostředí. Druhová data jsou data primární charakterizující utváření vazby mezi průtoky a koncentracemi v průběhu srážko-odtokových událostí. Tato data vstupují do analýzy jako proměnné vysvětlované. Charakteristiky prostředí zahrnují jednotlivé parametry příslušných povodí, jejich utváření a vlastností. Jako druhová data byly zvoleny pro analýzu všechny výše popsané biogeochemické parametry srážko-odtokových událostí a jako charakteristiky prostředí byly zvoleny všechny popsané hydrologické parametry srážko-odtokových událostí.

Z celkem 26 hodnocených srážko-odtokových událostí, 6 událostí vzniklo v důsledku tání sněhu, 10 událostí z dlouhotrvajících srážek a příčinou zbývajících 10 událostí byl krátkodobý déšť. Rozdělení událostí podle původu je založen nejprve na části roku, v němž byla událost zaznamenána. Tento faktor oddělí události vzniklé z tání sněhu, které se vyskytují v období od 1. listopadu do 31. března. Zbytek událostí byl následně rozdělen podle charakteristik srážek, které událost způsobily. Charakteristické hodnoty jsou délka a intenzita srážek. Hranice mezi krátkodobými a dlouhodobými událostmi je délka 6 hodin a intenzita srážek $5\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Začátek a konec srážko-odtokové události je ohraničen změnou průtoku mezi dvěma po sobě jdoucími impulsy, která je opakovaně vyšší než 10 % počáteční hodnoty. Obecně lze konstatovat, že krátkodobě srážko-odtokové události mají kratší dobu trvání (v průměru po dobu do 6 hodin), ale intenzita srážek je velmi vysoká (intenzita více než $5\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Naopak dlouhodobé události mají průměrnou délku delší než 10 hodin a srážky, které zapříčinily vznik těchto událostí, mají výrazně nižší intenzitu (průměrná intenzita $0,8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Srážko-odtokové události vyplývající z tání sněhu mají poměrně unikátní pozici. Tyto události se vyznačují vysokou amplitudou průtoku. Zaznamenané množství srážek v průběhu srážko-odtokových událostí obvykle není jejich hlavní příčinou. Tyto srážky jsou většinou velmi nízké intenzity (průměrná intenzita $0,2\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) a jsou pouze podpůrným faktorem, který přispívá ke zvýšení průtoku.

Výsledky a diskuze

Z pohledu měřených koncentrací nerozpuštěných látek byl ve všech případech zaznamenán nárůst koncentrací, parametr dC (popisující změnu koncentrace) tedy dosáhl kladné hodnoty. Průměrná hodnota parametru dC dosahuje hodnoty 69,73%, jedná se tedy o značné vyplavování nerozpuštěných látek z povodí. Na rozdíl od poměrně jednoznačných změn hodnoty koncentrací, utváření velikosti a směru hysterezních smyček je velmi variabilní. Většina ze zaznamenaných hysterezních smyček popisujících změny koncentrací nerozpuštěných látek v závislosti na průtocích a čase (84%) má nejednoznačný směr rotace, tedy nulovou hodnotu parametru dR (souhrnně popisuje směr a koncentraci smyček). Ve dvou zaznamenaných případech (8%) je orientace hysterezních smyček po směru chodu hodinových ručiček, hodnota parametru dR je tedy kladná. Zbývajících dvě srážko-odtokové (8%) události mají trend přesně opačný a hodnota parametru dR je záporná. Vývoj koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokové události je u všech zaznamenaných událostí velmi podobný. K dosažení maximální hodnoty koncentrace nerozpuštěných látek dochází vždy zároveň s dosažením kulminačního průtoku nebo krátce po tomto okamžiku. Na základě porovnání vývoje koncentrací nerozpuštěných látek a vývoje průtoku v průběhu srážko-odtokových událostí lze konstatovat, že vývoj koncentrací přesně kopíruje průběh průtoků. Nejvíce nerozpuštěných látek se tedy vyplavuje již v počátečních fázích srážko-odtokové události, tedy na vzestupné větvi hydrografu. Vývoj hysterezních smyček nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokových událostí s nejasným směrem rotace nebo velmi vzácně se směrem rotace proti hodinovým ručičkám popisují ve svých pracech také Klein (1984) ze zemědělského povodí Holbeck v Yorkshire (Velká Británie), Carson, Taylor a Grey (1973) z malého povodí řeky Eaton na jihovýchodě USA ve vzorcích z jarního tání a McGuinness, Harrold a Edwards (1971) pro bouřkové události rovněž z USA. Důvodem je především nárůst koncentrací v průběhu srážko-odtokových epizod, tedy tyto smyčky popisují proces vyplavování nerozpuštěných látek. Tyto výsledky však popírá výsledky svého výzkumu Walling a Gregory (1970), kteří popisují rovněž v zemědělské oblasti výhradně opačný trend vývoje koncentrací v průběhu bouřkových událostí, tedy smyčky orientované po směru hodin.

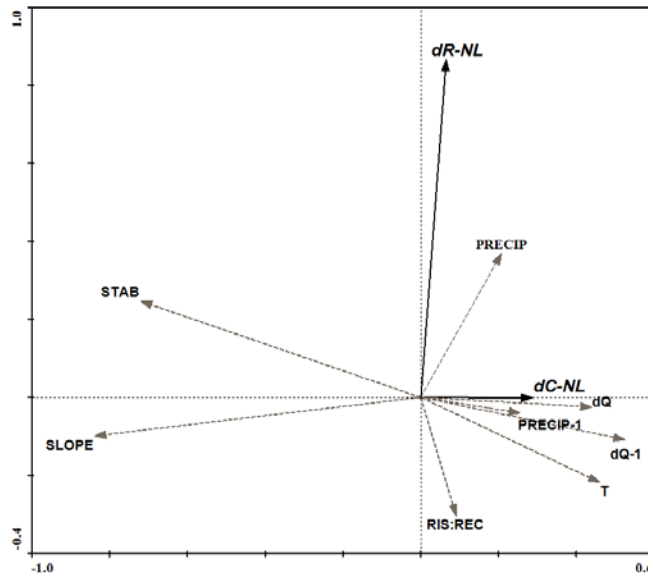
Po provedení RDA analýzy zahrnuté hydrologické parametry souhrnem vysvětlují 83% celkové variability datového souboru. Podle Monte Carlo permutačního testu jsou statisticky významné ($\alpha < 0,05$) pouze čtyři zahrnuté parametry. Jedná se o parametr dQ, STAB, RIS:REC a parametr PRECIP-1. Statisticky průkazná vazba parametru STAB (procento zastoupení stabilních ploch v povodí) na změny koncentrací nerozpuštěných látek popsáných parametrem dC-NL, byla očekávaná na základě studia literárních pramenů a touto analýzou byla pouze potvrzena. Prakticky tato závislost znamená, že při vyšším procentuálním zastoupení stabilních částí krajiny v povodí dochází ke snížení odnosu nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokových událostí.



Obr. 1: Vliv hydrologických parametrů na změnu koncentrací a utváření hysterezních smyček při zahrnutí všech zaznamenaných srážko-odtokových událostí. *Popis parametrů: dC-NL – faktor popisující změnu koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokové události [%]; dR-NL – faktor, který souhrnně popisuje velikost a směr hysterezní smyčky závislosti nerozpuštěných látek a průtoků v průběhu srážko-odtokové události [%]; STAB – zastoupení stabilních částí krajiny (les, trvalé travní porosty, vodní plochy a mokřady) v povodí [%]; SLOPE – průměrná hodnota sklonu povodí [%]; RIS:REC – poměr délky vzestupné a sestupné větve hydrografu; T – doba, která uplynula od předcházející srážko-odtokové události [dny]; dQ – změna průtoku v průběhu popisované srážko-odtokové události [l/s]; dQ-1 – změna průtoku v průběhu předcházející srážko-odtokové události [l/s]; PRECIP-1 – celkový úhrn srážek, které vyvolaly předcházející srážko-odtokovou událost [mm]; PRECIP – celkový úhrn srážek, které vyvolaly sledovanou srážko-odtokovou událost [mm].*

Následně byla popsána velmi úzká vazba mezi změnou koncentrace NL popsanou parametrem dC-NL a změnou průtoku (dQ). Závislost mezi zmíněnými dvěma parametry byla vyjádřena koeficientem determinace a stanovena na hodnotu $R^2=0,83$. Obecně lze s této závislosti vyvodit závěr, že při srážko-odtokových událostech s vyšší amplitudou průtoků jsou zároveň i vyšší rozdíly v koncentracích nerozpuštěných látek. K vyšším odnosům a ztrátám nerozpuštěných látek tedy dochází při prudkých srážkách s vyšší intenzitou. Rovněž poměrně těsná vazba parametru dC-NL (popisující změnu koncentrací nerozpuštěných látek) na parametr VV:SV (popisující poměr délek vzestupné a sestupné větve hydrografu) byla potvrzena vysokou hodnotou koeficientu determinace, který dosahuje hodnoty $R^2=0,79$. Prakticky lze konstatovat, že čím je delší vzestupná větev hydrografu oproti větvi sestupné, tím dochází k výraznějším kladným změnám koncentrací nerozpuštěných látek v odebraných vzorcích vody. Poslední statisticky průkazný parametr ovlivňující koncentrace nerozpuštěných látek (dC-NL) je parametr PRECIP-1, popisující srážkový úhrn, který byl příčinou vzniku předchozí srážko-odtokové události. Míra závislosti těchto dvou parametrů je podle koeficientu R^2 stanovena na hodnotu 0,78. Z této vzájemné závislosti vyplývá, že čím vyšší byl při předcházející srážko-odtokové události úhrn příčinné srážky, tím vyšší je nárůst koncentrace nerozpuštěných látek při následující srážko-odtokové události. Vliv poměru délek větví hydrografu na koncentraci nerozpuštěných látek je doložen prací Butturini et al. (2006) pro povodí na severu Španělska a popisuje fakt, že čím je nástup povodňové události rychlejší tím menší je následné vyplavování nerozpuštěných látek. Seeger et al. (2004) v podstatě potvrzuje vazbu, že čím větší je množství srážek, které vyvolaly předchozí srážko-odtokovou událost, tím větší je také koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu současné srážko-odtokové události. Naopak negativní ovlivnění změn koncentrací parametrem STAB potvrzuje svým výzkumem jak pro Českou republiku Janeček (2002), tak pro oblast střední Belgie Van Rompaey et al. (2001). Z pohledu utváření směru a velikosti hysterezních smyček, které popisují závislost průtoků a koncentrací nerozpuštěných látek v čase v průběhu srážko-odtokových událostí má prokazatelný vliv na parametr dR-NL (popis velikosti a směru hysterezní smyčky) pouze jediný statisticky průkazný parametr, a to parametr RIS:REC (popisuje poměr délek vzestupné a sestupné větve hydrografu). Z ordinačního diagramu RDA analýzy, který je uveden v obr. 1, vyplývá, že při srážko-odtokových

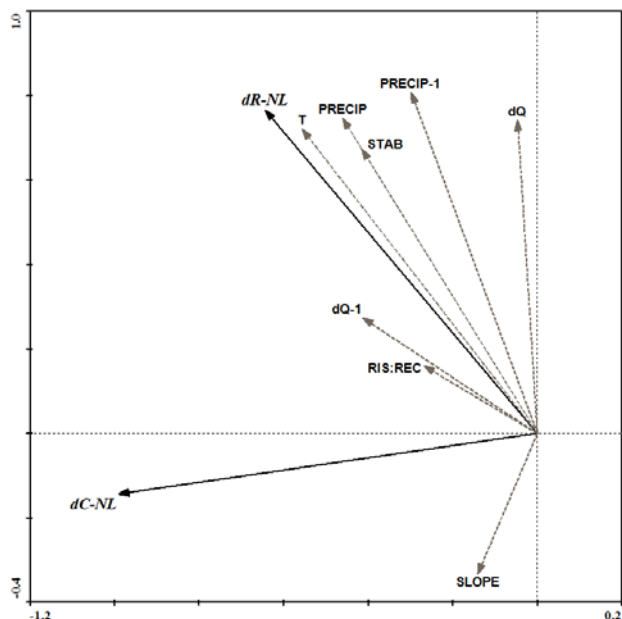
událostech s delší vzestupnou větví hydrografu, tedy s vyšší hodnotou parametru RIS:REC, dochází častěji ke vzniku hysterezních smyček se zápornou rotací (proti směru hodinových ručiček), tedy se zápornou hodnotou parametru $dR-NL$, který popisuje velikost a směr těchto hysterezních smyček. Ani jeden z dalších parametrů nemá přímý vliv na velikost a směr utváření hysterezních smyček, popsané parametrem $dR-NL$.



Obr. 2: Vliv hydrologických parametrů na změnu koncentrací a utváření hysterezních smyček při zahrnutí srážko-odtokových událostí ve vegetačním období (popis parametrů jako u obr. 1).

Pokud analyzujeme jen události vzniklé pouze z událostí ve vegetačním období (z dlouhodobých a krátkodobých srážek), výsledek RDA analýzy (obr. 2) je podobný jako když byly do analýzy zahrnuty veškeré zaznamenané srážko-odtokové události. Tento výsledek je v rozporu s výzkumem Alexandrov, Laronne a Reid (2007), kteří popisují značné rozdíly mezi událostmi v Izraeli, podle toho jakého původu události byly. Celkově bylo RDA analýzou vysvětleno 84% celkové variability. Jako statisticky významné ($\alpha < 0,05$) byly identifikovány stejné parametry jako v případě zahrnutí veškerých srážko-odtokových událostí, tedy dQ , popisující amplitudu průtoku, parametr STAB, který popisuje zastoupení stabilních ploch, parametr RIS:REC popisující poměr mezi délkou vzestupné a sestupné větve hydrografu a parametr PRECIP-1, tedy parametr popisující velikost srážky, která vyvolala předchozí srážko-odtokovou událost. Jedním z rozdílů oproti předcházející analýze byla prokázaná slabší vazba mezi RIS:REC a $dC-NL$ ($R^2=0,61$). Pro množství nerozpuštěných látek ve vodě není tedy tak rozhodující, jak rychle dosáhne událost kulminačního průtoku, ani to jak dlouho trvá, než srážko-odtoková událost odezní. Oproti předcházející analýze se mnohem více projevuje vliv parametru popisujícího zastoupení stabilních kultur na povodí, tedy parametru STAB, na koncentraci nerozpuštěných látek ve vodě. Míra závislosti těchto dvou parametrů je podle koeficientu R^2 stanovena na hodnotu 0,85. Tato negativní závislost je potvrzena i výsledky Kirkby, Bracken a Reaney (2002) z jihovýchodního Španělska.

Při vyhodnocení pouze událostí z jarního tání (obr. 3) je ze všech hydrologických parametrů zahrnutých do RDA analýzy jediný statisticky průkazný, a to parametr sklon, který popisuje průměrný sklon povodí. Ostatní parametry nedosahují míry statistické průkaznosti, a lze tedy konstatovat, že koncentrace nerozpuštěných látek při jarním tání je převážně ovlivněna konfigurací terénu daného povodí. Obecně platí, že při větším průměrném sklonu povodí je rovněž větší koncentrace nerozpuštěných látek ve vodě. Následná analýza mezi těmito dvěma parametry prokázala poměrně silnou vazbu ($R^2=0,69$). Obdobných výsledků ve spojení těchto dvou parametrů prokázal i Harmel a King (2005) na pokusných plochách v Texasu (USA), Carson, Taylor a Grey (1973) při jarním tání v pohoří Apalače (USA) nebo Chikita, Kemnitz a Kumai (2002) z řeky Yukon na Aljašce (USA).



Obr. 3: Vliv hydrologických parametrů na změnu koncentrací a utváření hysterezních smyček při zahrnutí srážko-odtokových událostí z tání sněhu (popis parametrů jako u obr. 1).

Závěr

Vývoj koncentrace nerozpuštěných látek v průběhu srážko-odtokové události je u všech zaznamenaných událostí velmi podobný. K dosažení maximální hodnoty koncentrace nerozpuštěných látek dochází vždy zároveň s dosažením kulminačního průtoku nebo krátce po tomto okamžiku. Lze konstatovat, že vývoj koncentrací přesně kopíruje průběh průtoků. Po provedení RDA analýzy vlivu hydrologických parametrů na změnu koncentrací a utváření hysterezních smyček zahrnuté hydrologické parametry celkem vysvětlují 83% celkové variability datového souboru. Statisticky významné jsou pouze čtyři zahrnuté parametry: amplituda průtoku, zastoupení stabilních ploch, poměr mezi délkou vzestupné a sestupné větve hydrografu a velikost srážky, která vyvolala předchozí srážko-odtokovou událost. Stejně výsledky byly dosaženy i při analýze událostí z vegetačního období. Události vyvolané táním sněhové pokrývky jsou ovlivněny na základě RDA analýzy pouze faktorem sklonu povodí.

Poděkování

Výsledky vznikly za podpory grantu Ministerstva Zemědělství České republiky NAZV č. QI111C034.

Literatura

- ALEXANDROV, Y., LARONNE, J. B., REID, I. Intra-event and inter-seasonal behaviour of suspended sediment in flash floods of the semi-arid northern Negev, Israel. *Geomorphology*, 2007, 85(1-2), 85-97.
- BAČA, P. Temporal variability of suspended sediment availability during rainfall-runoff events in a small agricultural basin. In *ERB and Northern European FRIEND Project 5 Conference, Demänovská dolina, Slovakia*. 2002.
- BHUTIYANI, M. Sediment load characteristics of a proglacial stream of Siachen Glacier and the erosion rate in Nubra valley in the Karakoram Himalayas, India. *Journal of Hydrology*, 2000, 227(1), 84-92.
- BOVIS, M., MILLARD, T., ODEN, M. Gully processes in coastal British Columbia: the role of woody debris. In *Carnation Creek and Queen Charlotte Islands Fish/Forestry Workshop: Applying*. 1998, vol. 20, p. 49-76.

- BRONSDON, R. K., NADEN, P. S. Suspended sediment in the Rivers Tweed and Teviot. *Science of the Total Environment*, 2000, 251, 95-113.
- BUTTURINI, A., GALLART, F., LATRON, J., VAZQUEZ, E., SABATER, F. Cross-site comparison of variability of DOC and nitrate c-q hysteresis during the autumn-winter period in three Mediterranean headwater streams: A synthetic approach. *Biogeochemistry*, 2006, 77(3), 327-349.
- CARSON, M. A., TAYLOR, C. H., GREY, B. J. Sediment Production in a Small Appalachian Watershed during Spring Runoff - Eaton-Basin, 1970-1972. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1973, 10(12), 1707-1734.
- CHIKITA, K. A., KEMNITZ, R., KUMAI, R. Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena*, 2002, 48(4), 235-253.
- GRISSINGER, E. H., BOWIE, A. J., MURPHY, J. Goodwin Creek bank instability and sediment yield. In *Proceedings: Fifth Federal Interagency Sedimentation Conference*. 1991, p. 32-39.
- HARMEL, R. D., KING, K. W. Uncertainty in measured sediment and nutrient flux in runoff from small agricultural watersheds. *Transactions of the Asae*, 2005, 48(5), 1713-1721.
- IMESON, A. Splash erosion, animal activity and sediment supply in a small forested Luxembourg catchment. *Earth surface processes*, 1977, 2(2-3), 153-160.
- JANECEK, M. *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. Edition ed. Prague: ISV nakladatelství, 2002. 202 p. Translation of: Protecting agricultural land from erosion.
- KIRKBY, M., BRACKEN, L., REANEY, S. The influence of land use, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2002, 27(13), 1459-1473.
- KLEIN, M. Anti Clockwise Hysteresis in Suspended Sediment Concentration during Individual Storms - Holbeck Catchment - Yorkshire, England. *Catena*, 1984, 11(2-3), 251-257.
- MCGUINNESS, J., HARROLD, L., EDWARDS, W. Relation of rainfall energy streamflow to sediment yield from small and large watersheds. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1971.
- NOVOTNY, V. *Water Quality*. Edition ed. New Jersey: John Wiley & Sons, 2003. 864 p. ISBN 0-471-39633-8.
- OWENS, P. Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in River Basins-SEDYMO 2006 Symposium, Hamburg University of Technology, Germany, 26-29 March 2006. *Journal of Soils and Sediments*, 2006, 6(2), 122-124.
- SEEGER, M., ERREA, M. P., BEGUERIA, S., ARNAEZ, J., MARTI, C., GARCIA-RUIZ, J. M. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. *Journal of Hydrology*, 2004, 288(3-4), 299-311.
- TER BRAAK, C. J. F., ŠMILAUER, P. CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (version 4.5). In Power., I. M., 2002, p. 550.
- VACHÉ, K. B., EILERS, J. M., SANTELMANN, M. V. Water quality modeling of alternative agricultural scenarios in the US Corn belt1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 2002, 38(3), 773-787.
- VAN ROMPAEY, A. J., GOVERS, G., VAN HECKE, E., JACOBS, K. The impacts of land use policy on the soil erosion risk: a case study in central Belgium. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 2001, 83(1), 83-94.
- WALLING, D., GREGORY, K. The measurement of the effects of building construction on drainage basin dynamics. *Journal of Hydrology*, 1970, 11(2), 129-144.
- WALLING, D., WEBB, B. Reliability of suspended sediment load data. In *Erosion and Sediment Transport Measurement: Symposium IAHS Publication*. 1981.
- WESTRICH, B., FÖRSTNER, U. *Sediment dynamics and pollutant mobility in rivers*. Edition ed.: Springer, 2007. ISBN 3540347828.
- WILCOCK, P. R., CROWE, J. C. Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2003, 129(2), 120-128.
- WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 1989, 111(1), 89-106.

Testování parametrizací složek dlouhovlnného záření v podmínkách malého šumavského povodí

Jiří Müller¹, Michal Dohnal¹, Miroslav Tesař²

¹Fakulta stavební, ČVUT v Praze, Thákurova 7, Praha 6, 166 29, dohnalm@mat.fsv.cvut.cz

²Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, Praha 6, 166 12

Abstrakt

Dlouhovlnné záření je významnou, zřídka měřenou, částí radiační bilance zemského povrchu. Dopadající a vyzářené dlouhovlnné záření jsou často odhadovány z empirických vztahů s řadou kalibračních koeficientů. Při testování dostupných parametrizací složek dlouhovlnného záření v podmínkách malého horského povodí se podařilo prokázat spolehlivost a robustnost výpočtu vyzářeného dlouhovlnného záření. Naproti tomu odhad čistého dlouhovlnného záření je zatížen značnou nejistotou, kterou se nepodařilo zmenšit ani kalibrací příslušných koeficientů.

Klíčová slova: dopadající dlouhovlnné záření, vyzářené dlouhovlnné záření, pyrgeometr, emisivita vzduchu, tlak vodních par, nelineární optimalizace

Úvod

Radiační bilance zemského povrchu, je sumou dopadajícího a odraženého krátkovlnného a dopadajícího a vyzářeného dlouhovlnného záření

$$J_n + L_n = J_{\downarrow} - J_{\uparrow} + L_{a\downarrow} - L_{g\uparrow} \quad (1)$$

kde J_n a L_n je čisté krátkovlnné respektive dlouhovlnné záření (W m^{-2}), J_{\downarrow} je dopadající krátkovlnné záření (W m^{-2}), J_{\uparrow} odražené krátkovlnné záření (W m^{-2}), $L_{a\downarrow}$ a $L_{g\uparrow}$ potom představují dopadající respektive zemským povrchem vyzářené dlouhovlnné záření (W m^{-2}).

Znalost radiační bilance je nezbytným předpokladem výpočtu evapotranspirace z mikrometeorologických měření některou z kombinovaných metod (Monteith, 1965; Priestley a Taylor, 1972; Allen et. al., 1998), efektivního navrhování geotermálních systémů nebo vývoje metod přirozeného chlazení (Berdahl a Fromberg, 1982; Khedari et al., 2000). Na rozdíl od ostatních meteorologických veličin (tlak, vlhkost a teplota vzduchu, rychlost větru) nejsou, často s výjimkou dopadající krátkovlnného záření, složky radiační bilance měřeny. Zejména měření dlouhovlnného záření se na území České republiky provádí pouze na několika specializovaných stanicích a výzkumných lokalitách. Dopadající a zemským povrchem vyzářené dlouhovlnné záření, případně čisté dlouhovlnné záření jsou počítány s využitím řady empirických koeficientů kalibrovaných na lokalitách s rozdílnými klimatickými a geografickými poměry než pro které jsou využívány.

Pro výpočet složek dlouhovlnného záření se využívá Stefan-Boltzmannova zákona s korekcemi na vlhkost a oblačnost jako dvou nejdůležitějších absorbentů a emitů dlouhovlnného záření. Vliv ostatních absorbentů (prach, CO_2 aj.) se považuje za konstantní.

$$L_{a\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (2)$$

$$L_{g\uparrow} = \varepsilon_g \sigma T_g^4 \quad (3)$$

kde σ je Stefan-Boltzmannova konstanta ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), T_a a T_g jsou teploty oblohy respektive zemského povrchu (K), ε_a a ε_g jsou emisivity vzduchu a zemského povrchu (-). Emisivitu

zemského povrchu je možno uvažovat rovnu 1. Pro výpočet dopadajícího dlouhovlnného záření je výhodná aproximace emisivity vzduchu navržená Bruntem (1932) pro jasnou oblohu

$$\varepsilon_{ac} = [a_1 + a_2(p_v)^{0.5}] \quad (4)$$

kde p_v značí aktuální tlak vodní páry (kPa), a_1 (-) a a_2 (kPa^{-0.5}) jsou empirické koeficienty se vztahem k lokalitě měření (Unsworth a Montheith (1975) doporučují v případě nedostupnosti měření složek dlouhovlnné radiace rozmezí hodnot: 0.51–0.60; 0.187–0.206). Alternativní funkční formy navrhli například Berdahl a Fromberg (1982) nebo Brutsaert (2005). Odlišné hodnoty koeficientů v odlišných podmínkách v případě Bruntova výrazu zjistili Goss a Brooks (1956), Maidment (1993) a mnozí další. S využitím (2), (3) a (4) a po zavedení vlivu oblačnosti je možné L_n vyjádřit

$$L_n = [a_1 + a_2(p_v)^{0.5}] \left(b_1 \frac{J_{i\downarrow}}{J_{to\downarrow}} - b_2 \right) \sigma T_a^4 - \sigma T_g^4 \quad (5)$$

kde b_1 (-) a b_2 (-) jsou empirické kalibrační koeficienty. $J_{to\downarrow}$ je potom vypočtené dopadající krátkovlnné záření za předpokladu bezoblačné oblohy (W m⁻²)

$$J_{to\downarrow} = (c_1 + c_2) J_{tx\downarrow} \quad (6)$$

kde c_1 (-) a c_2 (-) jsou empirické kalibrační koeficienty vyjadřující v součtu podíl extraterestriálního záření $J_{tx\downarrow}$ dopadajícího v bezoblačný den na zemský povrch. Koeficient c_2 se někdy dává do souvislosti s nadmořskou výškou stanoviště (Allen, 1996).

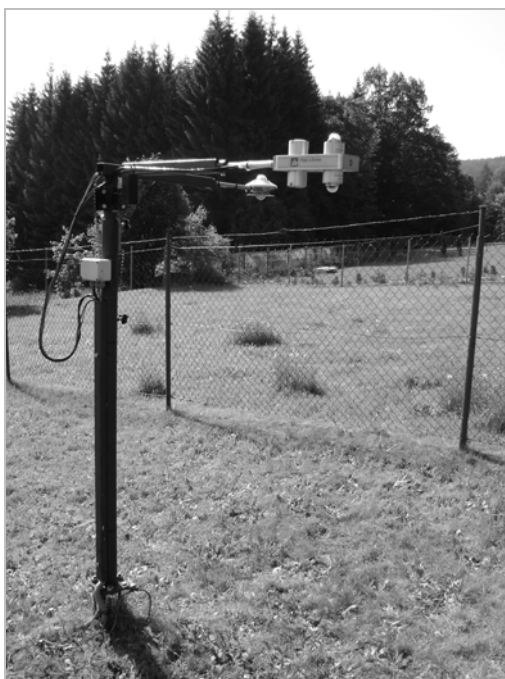
Cílem prezentované studie je (i) ověřit v podmínkách výzkumné lokality použitelnost výpočtu vyzářené dlouhovlnné radiace využívajícího měření teploty v 5 cm nad zemským povrchem, (ii) porovnat měřené hodnoty emisivity vzduchu s hodnotami vypočtenými z dostupných empirických výrazů a (iii) použít měřená data k lokální kalibraci empirických koeficientů pro výpočet čistého dlouhovlnného záření.

Materiál a metody

Experimentální plocha

Radiační poměry byly studovány na výzkumné ploše u meteorologické stanice na okraji obce Zdíkov v Šumavském podhůří. Stanici v rámci experimentálního povodí Liz provozuje Ústav pro hydrodynamiku Akademie věd České Republiky. Nadmořská výška meteorologické stanice je 830 m n. m., průměrný roční srážkový úhrn 863 mm a průměrná roční teplota 6.6°C (za období 1976–2013). Experimentální plocha s meteorologickou stanicí jsou umístěny na pravidelně kosené mírně svažité horské louce (průměrný sklon svahu 15%, vzdálenost od souvislého lesního porostu 65 m). Kvalita a hustota travního porostu na experimentální ploše se v důsledku déletrvajícího působení hlodavců postupně snižuje. Projevy činnosti hlodavců neovlivňují pouze kořenový systém travního porostu, ale jsou patrné také na povrchu – 10 až 20% půdního povrchu v okolí stanice je v současnosti tvořeno holou nakypřenou půdou.

Radiační měření jsou realizována přístrojem Kipp & Zonen CNR 1, tj. v případě dopadajícího a vyzářeného dlouhovlnného záření dvojicí jeho čidel CG 3 (dvojice čidel bez ochranných polokoulí na obr. 1). Měření probíhá ve výšce 2 metrů nad zemí, orientace vodorovného ramene byla zvolena tak aby během dne bylo zastínění senzorů a jejich případné ovlivnění ostatními čidly na experimentální ploše minimální. Naprostá většina záření vstupujícího do spodního čidla vychází z kruhové oblasti o průměru 15 metrů (Kipp&Zonen, 2002). Hodnota vyzářeného dlouhovlnného záření je tedy ovlivněna okolím meteorologického sloupu o ploše 176.7 m², která přirozeně zahrnuje některá další měřicí a záznamová zařízení na experimentální ploše.



Obr. 1: Radiační měření na povodí Liz.

K identifikaci období vhodných pro kalibraci empirických parametrizací složek dlouhovlnného záření byla dále využita měření teploty vzduchu v 5 cm a 2 m nad zemským povrchem prováděná čidly Pt100; měření vlhkosti vzduchu (HMP45) a záznam z váženého srážkoměru MRW500 (fy. Meteoservis v.o.s.) se záchytnou plochou 500 cm².

Datový soubor

Ze souboru dostupných měření na lokalitě byla k prezentované analýze použita data z vegetačních sezón 2012 a 2013. V roce 2012 od 17. dubna do 22. října, v následujícím roce potom od 2. dubna do 29. října. Dlouhovlnné záření je zaznamenáváno v 5 minutovém kroku, ostatní meteorologická měření v 15 minutovém kroku. V zimním období se měření čidlem CNR 1 neprovádí.

Kalibrace koeficientů

Optimální hodnoty koeficientů rovnic (4), (5) a (6) byly hledány nelineární optimalizací (Marquardt, 1963) ve smyslu metody nejmenších čtverců. Pro tvorbu cílové funkce byly alternativně použity: (i) z měření za jasných nocí dopadajícího dlouhovlnného záření dopočtené hodnoty emisivity, (ii) měření čistého dlouhovlnného záření a (iii) měření dopadající krátkovlnné záření za bezoblačných dnů. Shoda mezi měřeními a po optimalizaci vypočtenými hodnotami byla posuzována pomocí koeficientu determinace a zobecněné směrodatné odchylky (*root mean square error*, RMSE). Zobecněná směrodatná odchylka se vypočte

$$\text{RMSE} = \left(\frac{1}{N-1} \left(\sum_{i=1}^N (v_i - o_i)^2 \right) \right)^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

kde v a o značí vypočtené respektive měřené hodnoty v cílové funkci a N je počet měření.

Výsledky a diskuse

Nejprve byly zhodnoceny průměrné hodnoty složek radiační bilance během vegetační sezóny v jednotlivých letech (tab. 1). Výsledky naznačují, že v roce 2012 byla v jarním období intenzita

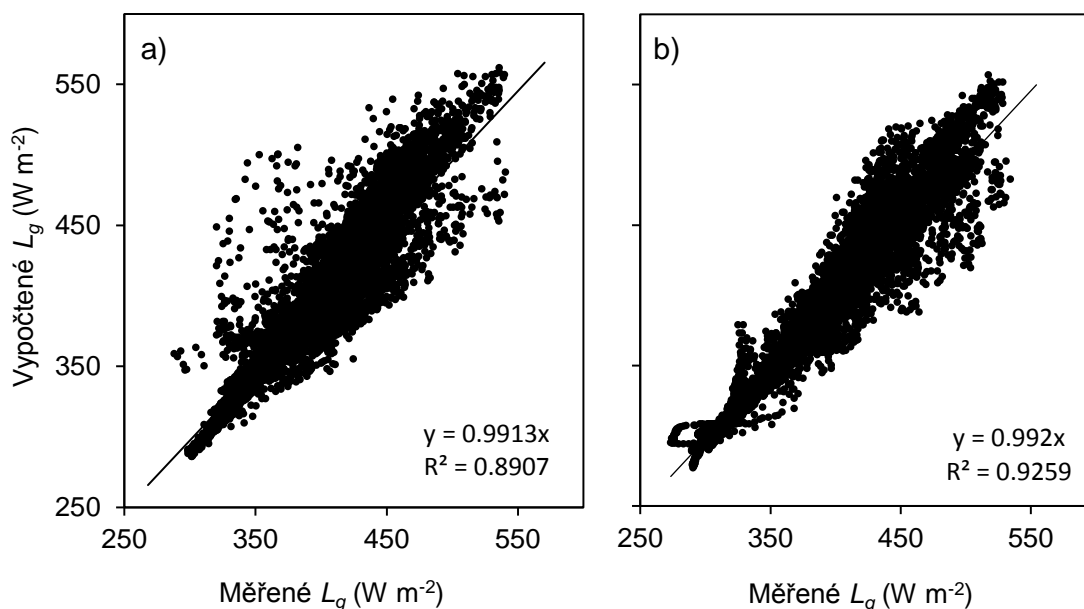
krátkovlnného záření výrazně vyšší než v roce 2013. Vrcholy krátkovlnných složek záření na zkoumané lokalitě se ve zkoumaných letech také liší: zatímco v roce 2013 bylo dosaženo vrcholu krátkovlnného záření v červenci, v roce 2012 to bylo už v měsíci květnu. Průměrné intenzity dlouhovlnného vyzářeného záření nejsou ve vegetační sezóně příliš variabilní, největší intenzity bývá dosahováno v červenci.

Tabulka 1: Průměrné měsíční hodnoty složek radiální bilance experimentální plochy u meteorologické stanice na Lizu ve vegetačních sezónách 2012 a 2013.

Záření	Rok\měsíc	Duben	Květen	Červen	Červenec	Srpen	Září	Říjen
		(W m ⁻²)						
<i>Krátkovlnné dopadající</i>	2012	204,8*	211,9*	196,8*	191,1	189,2	111,0	87,3*
<i>Krátkovlnné odražené</i>		35,7*	40,4*	36,0*	36,1	36,7	21,0	17,1*
<i>Dlouhovlnné dopadající</i>		305,4*	325,5*	357,4*	359,8	354,1	342,4	316,6*
<i>Dlouhovlnné vyzářené</i>		356,0	375,0	394,0	403,4	402,6	371,8	340,3
<i>Krátkovlnné dopadající</i>	2013	126,9*	145,0	178,7	225,3	168,6	116,0	80,0*
<i>Krátkovlnné odražené</i>		33,9*	26,6	34,3	41,8	30,0	22,0	14,6*
<i>Dlouhovlnné dopadající</i>		321,0*	335,3	352,6	354,1	354,1	340,0	315,4*
<i>Dlouhovlnné vyzářené</i>		348,2*	367,7	387,8	410,9	399,6	371,5	350,7*

*hodnoty jsou ovlivněny nekompletním měřením v daném měsíci

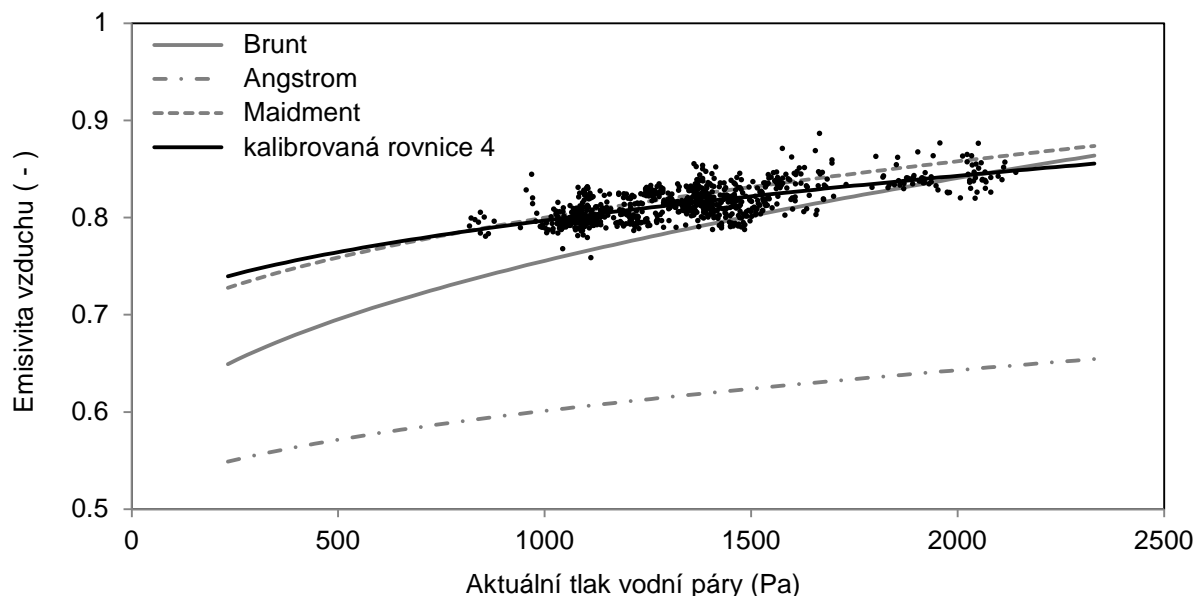
Vyzářenou dlouhovlnnou radiaci je možné alternativně vypočítat z rovnice (3), kdy se teplota zemského povrchu nahradí teplotou měřenou v 5 cm nad zemským povrchem a emisivita zemského povrchu se uvažuje rovna jedné. V letech 2012 a 2013 jsme tento postup v případě experimentální lokality Liz konfrontovali s měřenými hodnotami vyzářeného dlouhovlnného záření. V obou letech bylo dosaženo velmi dobré shody (obr. 2), směrnice proložených regresních přímek jsou blízké 1 a koeficienty determinace nabývají hodnot 0.89 (2012) respektive 0.92 (2013). Zobecněná směrodatná odchylka (RMSE) vypočtená za oba roky byla rovna 14.23 W m⁻².



Obr. 2: Srovnání měřené a vypočtené intenzity vyzářeného dlouhovlnného záření v letech: a) 2012 a b) 2013.

Testována byla aproximace emisivity vzduchu navržená Bruntem (1932) pro jasnou oblohu, tj. pro případ kdy by jediným absorbentem dlouhovlnného záření s nekonstantním vlivem byla vodní pára. Nejprve byly z měřeného dopadajícího dlouhovlnného záření ve vybraných dnech s jasnou oblohou

vypočteny skutečné hodnoty emisivity vzduchu. Tyto hodnoty byly následně porovnány s hodnoty vypočtenými z dostupných empirických výrazů (obr. 3). Pro aproximaci navrženou Bruntem byly optimalizovány koeficienty a_1 a a_2 , tak aby odchylka mezi skutečnými a vypočtenými emisivitami vzduchu byla co nejmenší. Nejlepší shody bylo pro experimentální lokalitu Liz dosaženo za pomoci hodnot koeficientů $a_1 = 0.686$ a $a_2 = 0.111$.



Obr. 3: Emisivity vzduchu vypočtené pomocí vybraných empirických výrazů s koeficienty podle Maidmenta (Maidment, 1993), Brunta a Ångströma (Brunt, 1940) a emisivity vypočtené z kalibrované rovnice 4. Body představují skutečné emisivity dopočtené z měřeného dopadajícího dlouhovlnného záření.

Dále je nutné uvažovat oblačnost, která je dalším významným absorbentem a emitorem dlouhovlnného záření. Vliv oblačnosti je v rovnici (5) zaveden v závislosti na podílu aktuální intenzity dopadajícího krátkovlnného záření a dopadajícího krátkovlnného záření za předpokladu bezoblačné oblohy. Z tohoto důvodu byly nejprve kalibrovány koeficienty vyjadřující podíl extraterestriálního záření dopadajícího za bezoblačného dne na zkoumanou experimentální plochu. Součet koeficientů c_1 a c_2 v rovnici (6) byl nahrazen jedním integrálním koeficientem c , jehož velikost byla na základě měřených dat odhadnuta na 65%. Tato hodnota koeficientu c je nižší než běžně dostupné hodnoty (75% uvádí např. Allen, 1996), pravděpodobným důvodem je orientace svahu východní, na kterém meteorologická stanice leží a relativní blízkost lesa.

Dříve zjištěné koeficienty a_1 , a_2 a c byly následně v rovnici (5) považovány za konstantní, aby mohly být zjišťovány koeficienty zohledňující vliv oblačnosti (b_1 , b_2). Vypočtené hodnoty čistého dlouhovlnného záření byly za tímto účelem porovnávány s hodnotami čistého dlouhovlnného záření měřenými čidlem CNR 1 během zkoumaného období. Nejlepšího výsledku (tj. minimální hodnoty sumy kvadrátů odchylek na cca 3% její původní hodnoty) bylo dosaženo pro $b_1 = -0.159$ a $b_2 = -1.253$. Shoda hodnot čistého měřeného a vypočteného dlouhovlnného záření nebyla ovšem v tomto případě uspokojivá (koeficient determinace 0.07 a zobecněná směrodatná odchylka 41.6 W m^{-2}). Zvolená parametrizace vlivu oblačnosti (druhý výraz v rovnici 5) neumožňuje dostatečně flexibilní kvantifikaci efektu oblačnosti na čisté dlouhovlnné záření. Nedostatečná se jeví funkční forma výrazu a podíl aktuálního dopadajícího krátkovlnného záření a vypočteného dopadajícího krátkovlnného záření za předpokladu bezoblačné oblohy pravděpodobně dostatečně neaproximuje měření dobu slunečního svitu na experimentální ploše. Dalším z důvodů může být také přítomnost vysoké oblačnosti (typu Cirrus), která propouští významnou část krátkovlnného dopadajícího záření, ale umožňují průchod pouze zlomku vyzářeného dlouhovlnného záření.

Závěry

V příspěvku byla analyzována vhodnost použití výpočtu jednotlivých složek dlouhodobého záření na experimentální ploše Liz v Šumavském podhůří. K analýze byla použita radiační měření ze dvou po sobě jdoucích vegetačních sezón (let 2012 a 2013).

Na základě provedeného testování je možné konstatovat, že velmi spolehlivý je výpočet vyzářené dlouhodobého záření z měřené přízemní teploty vzduchu. V obou zkoumaných letech byla shoda mezi měřeným a vypočteným vyzářeným dlouhodobým zářením velmi dobrá.

Úspěšná byla také kalibrace koeficientů empirického výrazu pro výpočet emisivity vzduchu za předpokladu jasné oblohy. Zjištěné hodnoty parametrů a_1 a a_2 (0.686; 0.111 kPa^{-0.5}) uspokojivě popisují emisivity vzduchu dopočtené z měření dopadajícího dlouhodobého záření.

Naproti tomu pro zkoumanou lokalitu se jeví testovaný výpočet čistého dlouhodobého záření před optimalizací empirických koeficientů i po jejich optimalizaci jako nepoužitelný. Problematickou částí výpočtu je výraz zohledňující obtížně kvantifikovatelný vliv oblačnosti. Podrobnější analýza důvodů selhání výpočtu čistého dlouhodobého záření bude předmětem dalšího zkoumání.

Poděkování

Výzkum byl financován z institucionální podpory na dlouhodobý koncepční rozvoj výzkumné organizace Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy. Při zpracování bylo využito poznatků získaných za podpory udělené Technologickou agenturou ČR (TA02021451). Autoři děkují Dr. Jelínkové a prof. Vogelovi za pomoc s realizací měření a analýzou dat.

Literatura

- Allen, R. G. (1996): Assessing integrity of weather data for use in reference evapotranspiration estimation. *J. Irrig. and Drain. Eng. Div., ASCE* 122(2): 97-106.
- Allen, R. G., Pereira L.S., Raes, D., Smith M. (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements, FAO irrigation and drainage paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 300 pp.
- Berdahl, P., Fromberg, R. (1982): The thermal radiance of clear skies. *Sol Energy* 29:299–314.
- Brunt, D. (1932): Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 58: 389-420.
- Brunt, D. (1940): Radiation in the atmosphere. *Quart. J. r. meteor. Soc.* 66 (Suppl.) 34.
- Brutsaert, W. (2005): *Hydrology: An Introduction*, Cambridge University Press, Pages: 616.
- Goss, J. R., Brooks, F. A. (1956): Constants for empirical expressions for downcoming atmospheric radiation under cloudless sky, *J. Meteorology*, 13, 482-488.
- Khedari, J., Waewsak, J., Thepa, S., Hirunlabh, J. (2000): Field investigation of night radiation cooling under tropical climate. *Renew Energy* 20:183–193.
- Kipp&Zonen CNR 1 Net Radiometer, Instruction manual, version 0706, 2002.
- Maidment, D. (1993) *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill Professional; 1 edition, Pages: 1424.
- Marquardt, D. (1963): An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters, *SIAM J. on Applied Mathematics*, 11, 431–441.
- Monteith, J. L. (1965): Evaporation and the environment. In: *The state and movement of water in living organisms, XIXth Symposium. Soc. of Exp. Biol., Swansea, Cambridge University Press*, 205-234.
- Priestley, C. H. B., Taylor, R. J. (1972): "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters". *Monthly Weather Review* 100 (2): 81–82.
- Unsworth, M. H., Monteith J. L. (1975): Long-wave radiation at the ground. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101: 13-24.

Bilance zásob půdní vody podél výškových transektů na erozí ovlivněném území

Antonín Nikodem, Ondřej Jakšík, Radka Kodešová, Aleš Klement, Miroslav Fér

Katedra pedologie a ochrany půd, Česká zemědělská univerzita v Praze, 165 21 Praha 6 – Suchbátka,
e-mail: nikodem@af.czu.cz

Abstrakt

Cílem práce bylo vyhodnotit retenční schopnost půdy a bilanci zásob půdní vody podél dvou výškových transektů významně ovlivněných erozí půdy. Hydraulické charakteristiky a charakteristiky pórových systémů byly stanoveny na neporušených půdních vzorcích odebraných na počátku a na konci vegetační sezóny. Půdní vlhkosti byly měřeny v hloubkách 10, 20, 30, 40, 60 a 100 cm od května do října 2012 sondou Profile Probe typ PR2. Vyšší variabilita půdních vlastností zjištěná při prvním odběru půdních vzorků byla výsledkem rozpadu půdní struktury a omezenou agregací způsobenou předchozím zpracováním půdy (orba, setí atd.). Po konsolidaci půdy v průběhu vegetační sezony došlo v důsledku vytvoření stabilnější půdní struktury k navýšení obsahu větších kapilárních pórů. Výsledky však také ukázaly, že po konsolidaci půdy byly dosaženy relativně vyrovnané hodnoty polní kapacity. Vyhodnocené trendy podél obou transektů a průměrné hodnoty za sezónu naznačily, že ve střední části transektů byla udržovaná nejvyšší zásoba vody, což bylo v rozporu s původními předpoklady, kdy se očekávalo, že zásoba vody bude vyšší ve spodních částech transektů. Pravděpodobným důvodem byla expozice obou svahů, které byly orientovány na sever. Byla doložena lineární závislost mezi zásobou vody v půdním profilu a sklonem terénu.

Klíčová slova: vlhkost půdy, struktura půdy, eroze

Úvod

Variabilita půdních vlastností je nedílnou součástí studovaných přírodních systémů. Zdroje variability jsou proměnlivé v prostoru a čase. Míra jejich prostorové závislosti pak může být silně závislá na uvažovaném měřítku. Půda a půdní vlastnosti jsou determinovány prostředím (geologické, hydrologické, biologické, klimatické a jiné podmínky), ve kterém se nacházejí a vznikají. Topografie je považována za jeden z klíčových faktorů ve vývoji půd (Grundwald 2005). V lokálním měřítku, jsou klima, mateční substrát a vegetační kryt považovány za relativně homogenní. Proto je v tomto měřítku změna půdních jednotek, resp. půdních vlastností, primárně důsledkem změny tvaru zemského povrchu (Moore et al. 1993).

Terén ovlivňuje infiltraci srážek, povrchový a podpovrchový odtok. V rovinatějších částech území může voda infiltrovat i při intenzivnějších srážkách, zatímco na svazích se může vytvářet povrchový odtok. Ten, při větším množství vody, může vést k transportu chemických látek a minerálních částic půdy. Následně vlivem snížené unášecí schopnosti dochází na úpatí svahu nebo v terénních depresích k sedimentaci unášeného materiálu i infiltraci vody, kterou byl unášen. Tento proces, při kterém je půdní materiál z jednoho místa odebírán a ukládán do místa jiného označujeme jako eroze. V důsledku tohoto jevu pak dochází k diversifikaci půd a půdních vlastností. Byl prokázán vztah mezi charakteristikami terénu a následujícími půdními vlastnostmi: hloubkou A horizontu (Moore et al. 1993; Lark a Beckett 1998); množstvím organického uhlíku (Florinsky et al. 2002; Romano a Palladino 2002; Zádorová et al. 2011), vlhkostí půdy (Romano a Palladino 2002), hydromorfismem půdy (Mummery et al. 1999; Wilson et al. 2005) hydraulickou vodivostí (Sobieraj et al. 2002; Pennock 2003; Herbst et al. 2006), stabilitou půdní struktury (Borůvka et al. 2002; Le Bissonnais et al. 2002; Zádorová et al. 2011), půdní mikrostrukturou (Bertran a Texier 1999). Změna půdních vlastností vlivem terénu a následné post-depoziční procesy mohou výrazně ovlivnit původní mikrostrukturu. Sedimentující částice postupně vyplňují volné prostory, až může dojít k jejich uzavření. Tyto změny

mohou vést k degradaci půdní struktury, což následně ovlivňuje fyzikální a hydraulické vlastnosti (Alaoui et al. 2011).

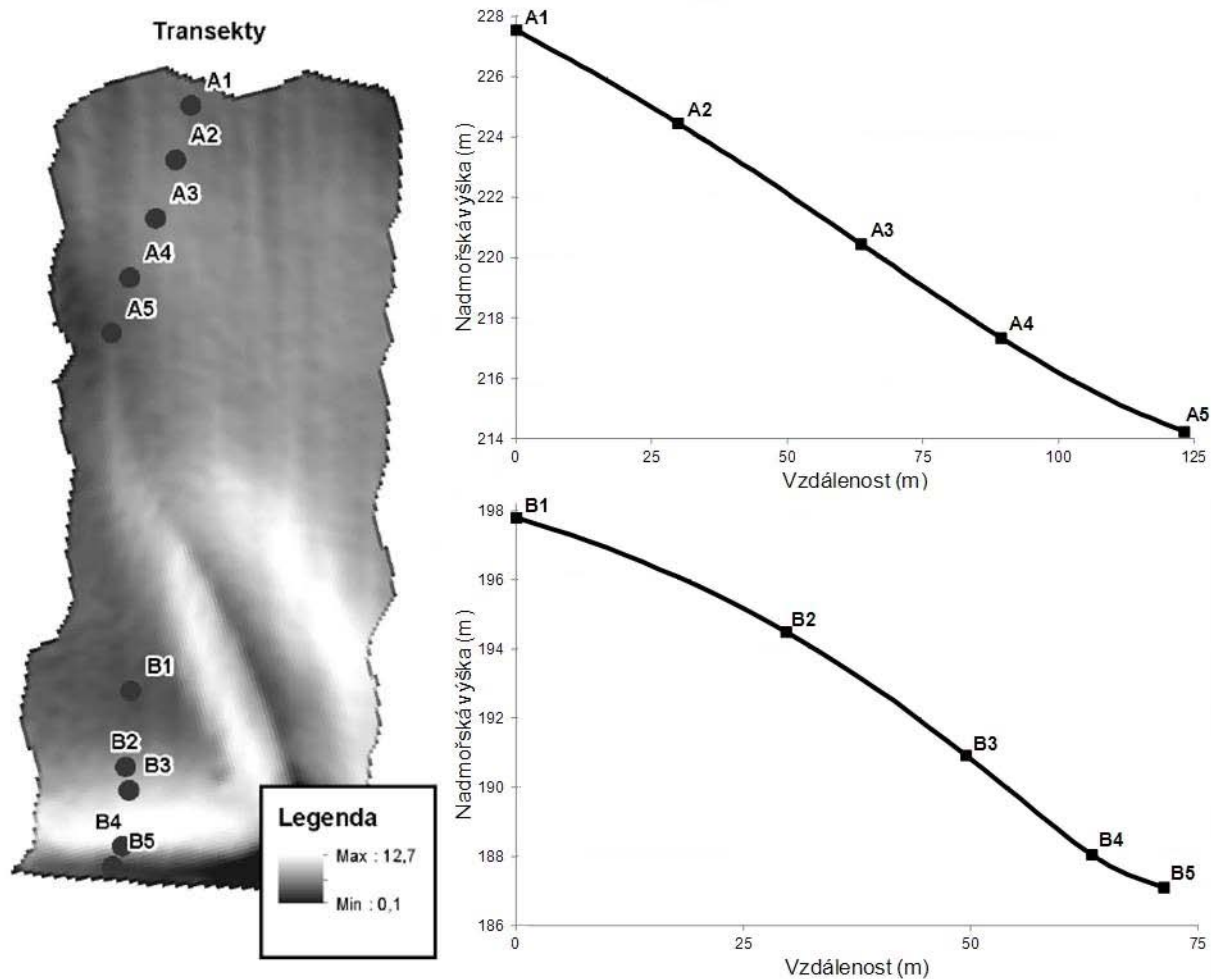
Cílem této práce bylo vyhodnotit retenční schopnost ornice, zhodnotit bilanci zásob půdní vody a dokumentovat vliv terénu na vývoj půdních pórových systémů v oblasti, která byla a je významně ovlivněna erozními procesy.

Materiál a metody

Studie byla provedena na zemědělském pozemku poblíž Brumovic (Jižní Morava). Tato oblast je nepřetržitě zemědělsky využívána již od poloviny holocénu. Původní dominantní půdní jednotkou v širším okolí jsou černozemě. Postupně se však transformovaly do různých půdních jednotek podle intenzity eroze půdy. Ve studovaném území se nacházejí černozemě (v různém stupni ovlivnění erozí), regozemě (na nejstrmějších, a tedy nejsilněji erodovaných svazích) a koluvizemě (v místech sedimentace erodovaného materiálu). S cílem zahrnout variabilní morfologické a půdní vlastnosti podél svahu byly vymezeny dva transekty (obr. 1). První transekt A byl lokalizován v horní části studované oblasti. Druhý transekt B byl vytyčen ve spodní části svahu s výrazně vyšším sklonem a větší variabilitou půdy ve srovnání s prvním transektem. Na strmé části transektu B byla půda silně erodována a došlo k významnému snížení mocnosti orničního horizontu (danou hloubkou orby) a obsahu organické hmoty (dochází k vynášení půdotvorného substrátu do svrchní vrstvy). Ve spodní části transektu pak dochází k akumulaci ochuzeného půdního materiálu. Na transektech bylo vybráno pět odběrových míst (obr. 1). V každém z nich byly odebrány tři neporušené půdní vzorky o objemu 100 cm³. Vzorky byly odebírány v říjnu 2010 (v době počátečního stádia růstu pšenice). V srpnu 2011 byl na stejných místech (po sklizni pšenice) odběr opakován. Rovněž byly ve středních částech obou transektů odebrány neporušené vzorky z půdotvorného substrátu.

Na odebraných neporušených půdních vzorcích byly v laboratoři v Tempských celách stanoveny retenční čáry půdních vlhkostí. Analýza byla provedena následujícím způsobem. Neporušený půdní vzorek byl umístěn do Tempské cely (TC) a byl pomocí byrety připojené ke spodnímu okraji TC povolna nasycen vodou. Na konci sycení byla hladina vody v byretě ve středu půdního vzorku. Poté byl půdní vzorek postupným snižováním tlakové výšky (10, 30, 50, 100, 170, 250, 350, 500, 1000 cm) ve vzorku drénován a byl měřen kumulativní odtok v čase. Tlaková výška byla snižována jak pomocí postupného snižování hladiny vody pod vzorkem (10 a 30 cm), tak zvyšováním přetlaku vzduchu nad vzorkem. Při každém tlakovém kroku bylo dosaženo rovnováhy a tak bylo možné vyčíslit body retenční čáry pomocí bilance vody ve vzorku na základě znalosti konečné objemové vlhkosti (stanovené gravimetricky) a přičítáním změn vlhkosti (vyčíslené z kumulativního odtoku). Kumulativní odtoky v čase a měřené body retenčních čar byly dále využity při numerickém inverzním modelování pomocí programu HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 2008), při kterém byly získány van Genuchtenovy hydraulické parametry (van Genuchten, 1980). Metoda byla popsána Kodešovou et al. (2007). Z retenčních čar byly určeny charakteristiky popisující půdní pórový systém: polní kapacita (vlhkost půdy pro $h=330\text{cm}$) (θ_{PK}), obsah půdní vody pro $h=70\text{ cm}$ jako hranice mezi zastoupením menších a větších kapilárních pórů (θ_{70}) (Kodešová a kol, 2006) a $\theta_5-\theta_{70}$. Na půdních vzorcích byla rovněž stanovena i objemová hmotnost (ρ_d) a celková pórovitost (P).

Ve vytyčených bodech obou transektů byly v roce 2012 instalovány pažnice a byla měřena půdní vlhkost sondou Profile Probe typ PR2 (Delta-T Devices Ltd, Cambridge, VB). Půdní vlhkost se měřila v hloubce 10, 20, 30, 40, 60 a 100 cm od května do října 2012. Pro každou sondu a měření byla spočítána bilance vody v půdním profilu. Byla vyjádřena jak celková zásoba vody v hloubce 0-100 cm, tak zásoba v hloubkách 0-20 cm (svrchní humusový horizont, pro který byly měřeny retenční čáry půdních vlhkostí v jednotlivých bodech výškových transektů), 20-40 cm (vrstva půdy, ve které se v různé míře vyskytoval humusový horizont, půdní substrát nebo také akumulovaný horizont ve spodní části transektu) a 40-100 cm (převážně půdní substrát, nebo akumulovaný horizont). Jednotlivé vrstvy byly označeny A, B a C (nejedná se o taxonomické označení). Dále byla pro jednotlivé vrstvy vypočtena průměrná vlhkost půdy za celé monitorované období.



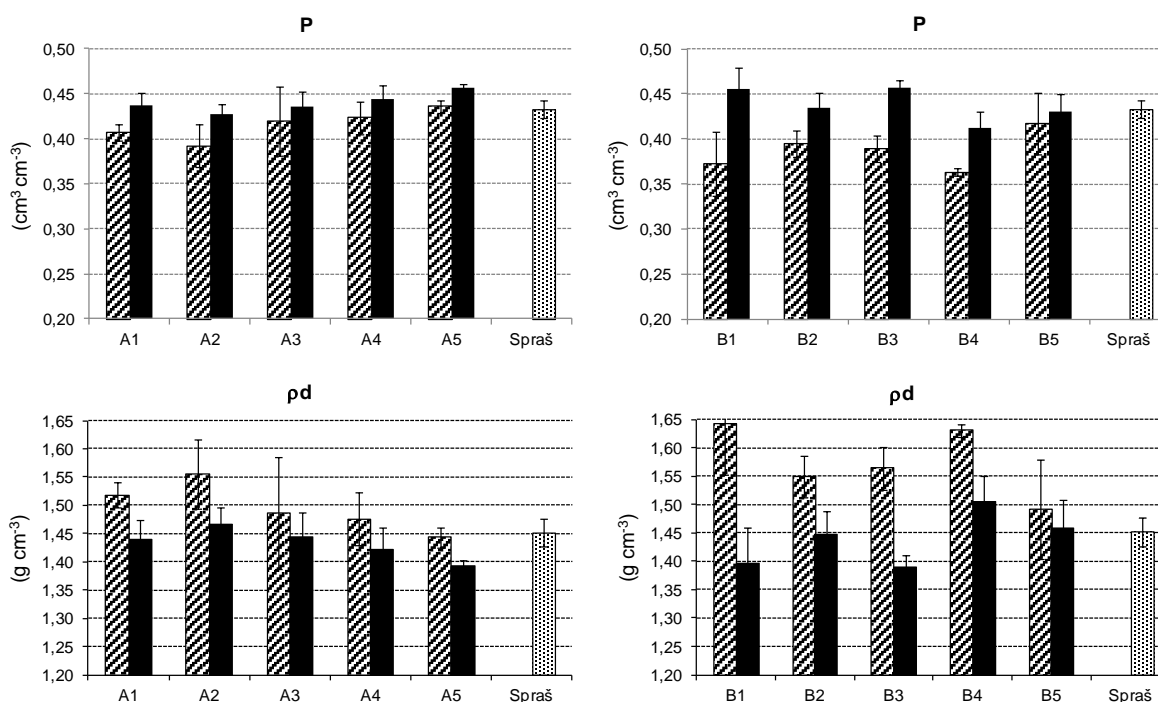
Obr. 1: Lokalizace odběrových míst v transektech A a B ve studovaném území (odstíny šedi indikují sklonitost ($^{\circ}$) území).

Výsledky

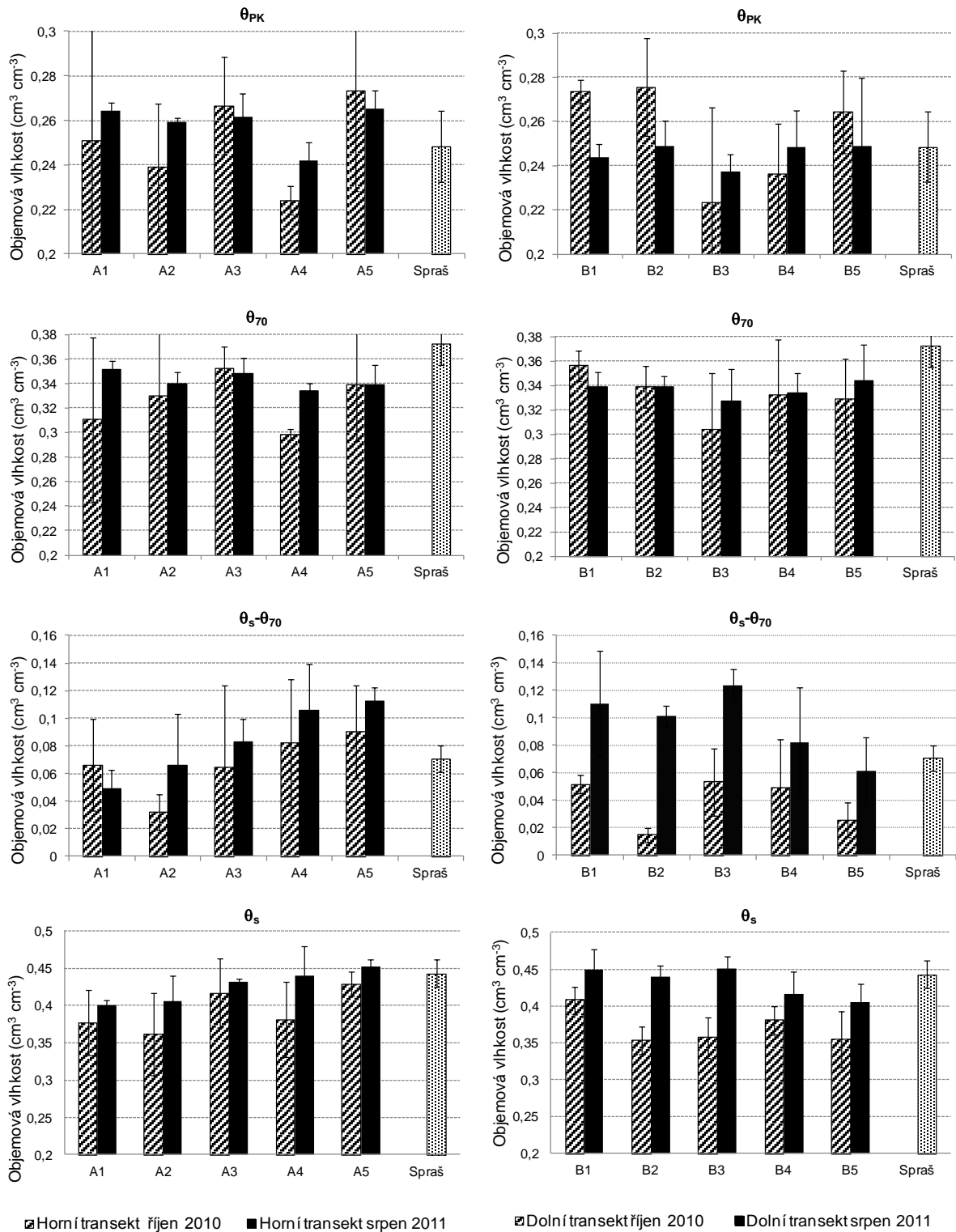
Charakteristiky popisující půdní pórový systém (P , ρ_d , θ_{PK} , θ_{70} , $\theta_S - \theta_{70}$, θ_s) jsou zobrazeny na obrázku 2 a 3. Vyšší variabilita půdních vlastností zjištěná při podzimním odběru půdních vzorků byla výsledkem rozpadu půdní struktury a omezenou agregací způsobenou předchozím zpracováním půdy (orba, setí atd.). Po konsolidaci půdy v průběhu vegetační sezony došlo v důsledku vytvoření stabilnější půdní struktury k navýšení obsahu větších kapilárních pórů (póry odpovídající tlakové výšce větší než 70 cm). Tím současně došlo i k navýšení nasycené půdní vlhkosti. Změna půdní struktury je rovněž dokumentována snížením (zvýšením) objemové hmotnosti (celkové pórovitosti). V případě transektu A se obsah větších kapilárních pórů (a nasycená půdní vlhkost) zvyšuje se snižující se polohou v transektu. Důvodem může být, že půdní struktura byla v místech A1-A3 ovlivněna erozí (tj. došlo k její částečné destrukci). Přičemž intenzita eroze byla vzhledem k pozvolnějšímu sklonu svahu stejná na všech třech místech. Ve spodní části transektu struktura půdy zřejmě nebyla narušována a nedošlo pravděpodobně ani k významnější akumulaci erodovaného materiálu. V transektu B byl zjištěn podobný obsah větších kapilárních pórů i nasycené půdní vlhkosti v bodech B1-B3. V dolní části transektu (body B4 a B5) došlo k postupnému poklesu obsahu větších kapilárních pórů i nasycené půdní vlhkosti, což bylo způsobeno právě akumulací erodovaného materiálu. V případě polní kapacity nejsou patrné žádné významné trendy podél výškového transektu A a po vegetační sezoně podél transektu B. Podzimní hodnoty podél transektu B však ukazují pokles ve středu transektu (tj. snížení retenční schopnosti v nejvíce erodované části). Porovnání podzimních a letních hodnot ukazuje, že v průběhu vegetační sezony došlo v některých případech k navýšení a

v některých případech ke snížení vyhodnocených hodnot a na konci byly, až na výjimky, dosaženy relativně vyrovnané hodnoty. To dokládá, že konsolidace relativně stejnozrnného materiálu, vyústila v podobné rozložení kapilárních pórů odpovídajících daným tlakovým výškám.

Obrázky 4 a 5 ukazují vyhodnocené zásoby vody v jednotlivých bodech a vrstvách obou transektů pro uvedené termíny. Obrázky ukazují trochu rozdílné celkové trendy v obou transektech, což je dáno rozdílnými plodinami a tím i jinými nároky na vodu v průběhu vegetační sezóny. V transektu A byla vyseta ozimá pšenice, tj. na počátku měření měla vyšší nároky na vodu než na jaře vysetá pohanka v transektu B. Naopak ke konci měření byly její nároky na vodu nižší a navíc byla sklizena dříve než pohanka. Z toho vyplynula o trochu nižší zásoba vody na počátku (první 2 měření) a naopak vyšší na konci (poslední 3 měření) v transektu A než zásoba vody vyhodnocená v transektu B. Ve střední části se trendy v obou transektech podobají. Vyhodnocené trendy podél obou transektů a průměrné hodnoty za sezónu (obr. 6) dále naznačují, že ve střední části transektů byla udržovaná nejvyšší zásoba vody a to jak v celém monitorovaném profilu (0-100 cm), tak v horních 20 cm půdního profilu, což je poněkud v rozporu s původními předpoklady, kdy se očekávalo, že v důsledky stékání vody po svahu budou půdní vlhkosti, tj. i zásoba vody, stoupat směrem dolů. Tento fakt nelze vysvětlit rozdílnými retenčními schopnostmi půdy (relativní vyrovnanost hodnot θ_{PK} i θ_{70}). V úvahu připadají odlišné nároky plodin podél transektu na vodu například z důvodu jejich horší kvality nebo hustoty porostu v důsledku horších půdních podmínek způsobených erozí. Což je málo pravděpodobné, protože podmínky pro růst rostlin podél transektu A nebyly nijak zvlášť zhoršeny a rovněž nebyly v průběhu sezóny v obou sledovaných transektech pozorovány odchylky mezi kvalitou porostu. Pravděpodobnějším důvodem je severní expozice obou svahů. To zřejmě způsobilo, že evapotranspirace byla na místech s větším sklonem nižší než v částech s nižším sklonem. Souvislost obsahu vody v půdním profilu a sklonitostí dokládá obrázek 7, který ukazuje lineární závislost průměrné půdní vlhkosti ve svrchních 20 cm a sklonem terénu.

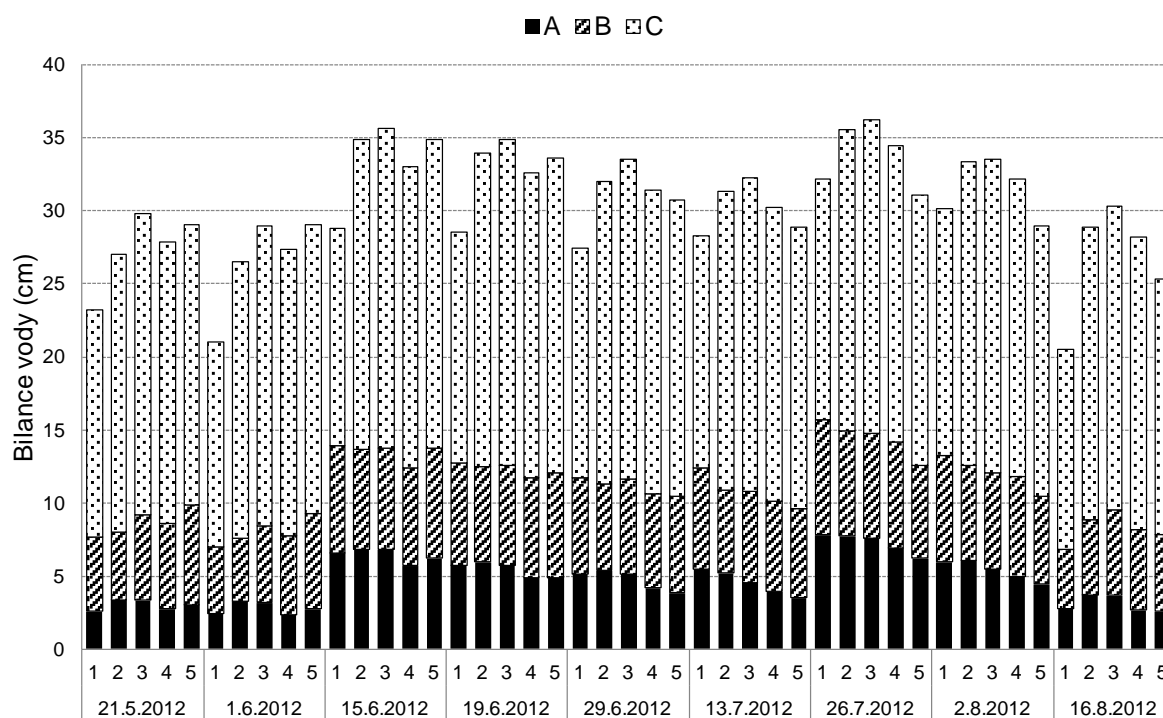


Obr. 2: Celková pórovitost (P) a objemová hmotnost (ρ_d) stanovené v jednotlivých bodech transektů A a B na podzim 2010 a v létě 2011.



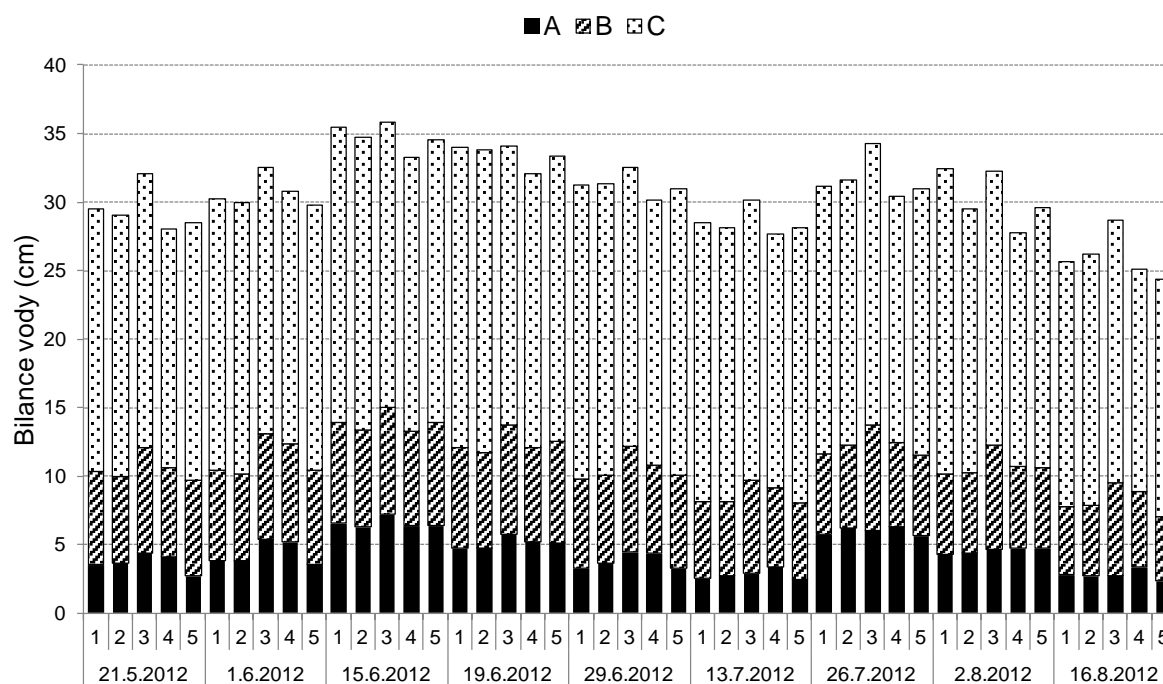
Obr. 3: Polní kapacita (θ_{PK}), hranice mezi zastoupením menších a větších kapilárních pórů (θ_{70}), ($\theta_s - \theta_{70}$) a nasycená půdní vlhkost (θ_s) stanovené v jednotlivých bodech transektů A a B na podzim 2010 a v létě 2011.

Bilance vody v půdním profilu - transekt A

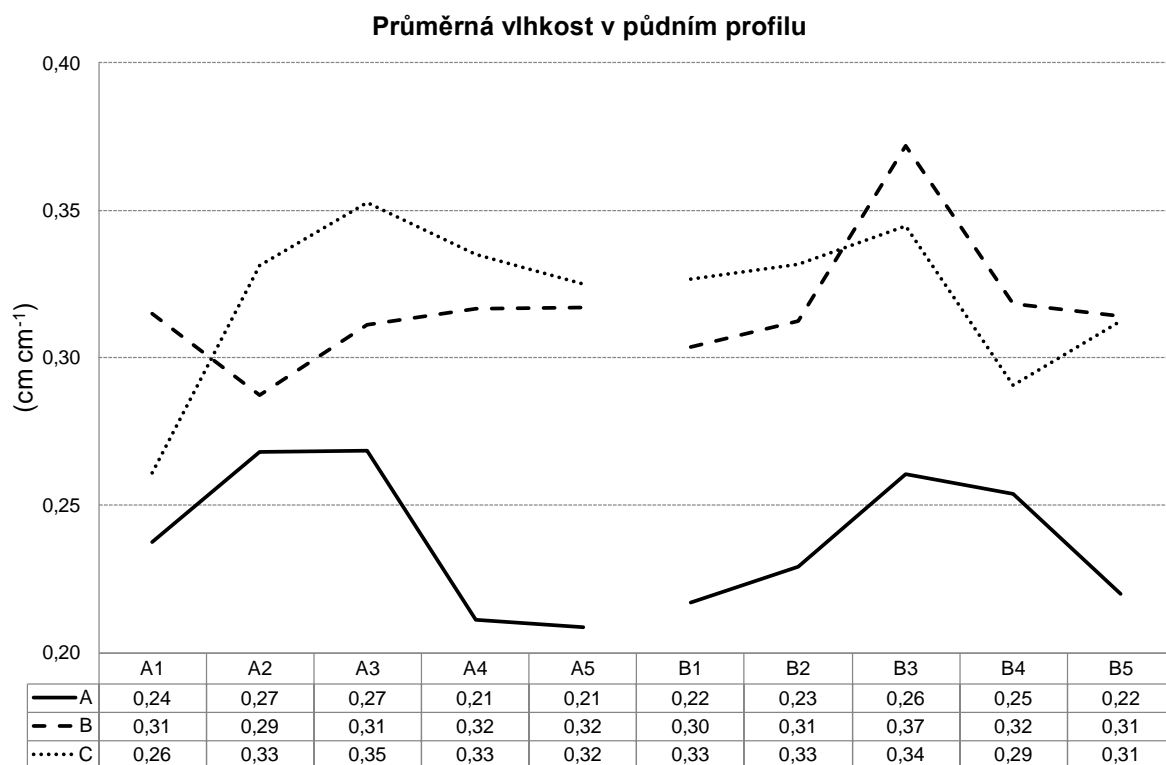


Obr. 4: Bilance vody v půdním profilu v hloubce A (0-20 cm), B (20-40 cm) a C (40-100 cm) v jednotlivých bodech transektu A (1-5) určená z měření půdní vlhkosti sondou Profile Probe od května do října 2012.

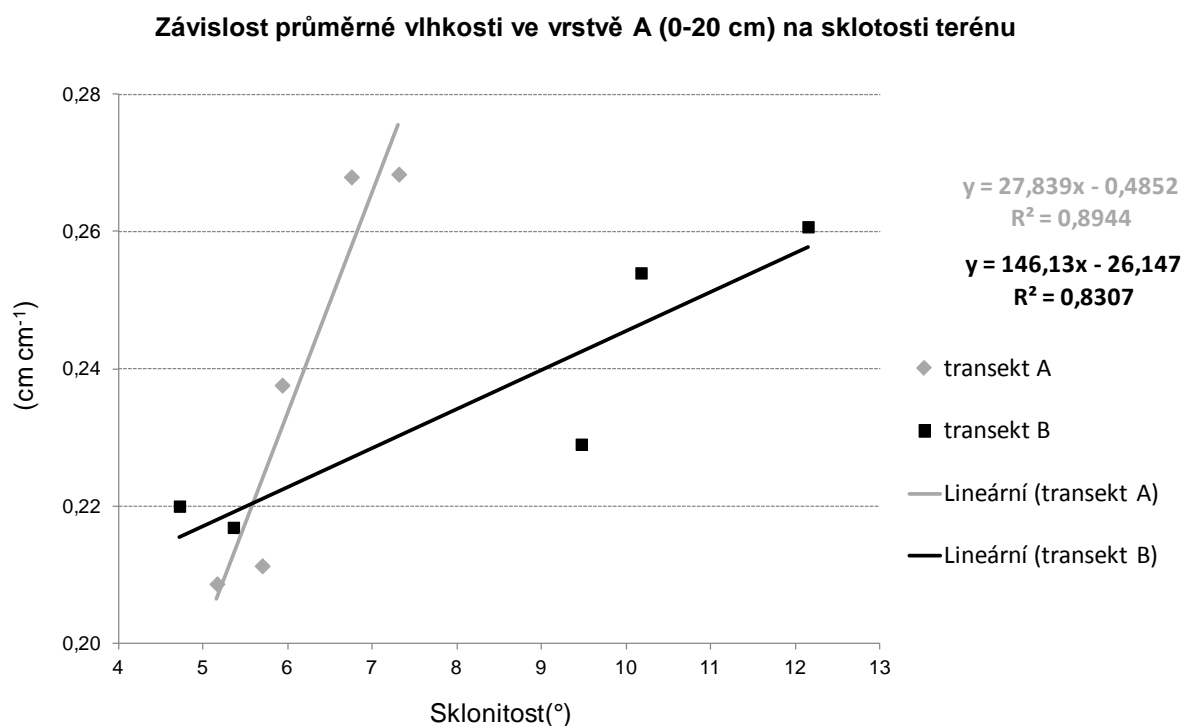
Bilance vody v půdním profilu - transekt B



Obr. 5: Bilance vody v půdním profilu v hloubce A (0-20 cm), B (20-40 cm) a C (40-100 cm) v jednotlivých bodech transektu B (1-5) určená z měření půdní vlhkosti sondou Profile Probe od května do října 2012.



Obr. 6: Průměrná vlhkost půdy měřená od května do října v jednotlivých bodech vymezených transektů A a B v hloubce A (0-20 cm), B (20-40 cm) a C (>40 cm) sondou Profile Probe.



Obr. 7: Závislost průměrné vlhkosti ve vrstvě A (0-20 cm) na sklonitosti terénu v transektech A a B.

Poděkování

Autoři děkují za finanční podporu Ministerstvu zemědělství (grant č. QJ1230319) a Grantové agentuře ČR (grant č. GACR 526/08/0434).

Literatura

- Alaoui, A., Lipiec, J., Gerke, H. H., 2011. A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. *Soil and Tillage Research*, (115-116), 1–15.
- Bertran, P., Texier, J. - P., 1999. Facies and microfacies of slope deposits. *Catena*, 35(2-4), 99–121.
- Borůvka, L., Donátová, H., Němeček, K., 2002. Spatial distribution and correlation of soil properties in a field: a case study. *Rostlinná výroba*, 48(10), 425–432.
- Catt, J. A., 1990. Field recognition, description and spatial relationships of paleosols. *Quaternary International*, 6:1-95.
- Florinsky, I. V., Eilers, R. G., Manning, G. R., Fuller, L. G., 2002. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. *Environmental Modelling and Software*, 17 (3), 95-311.
- Grundwald, S. ed., 2005. *Environmental Soil-Landscape Modeling*, CRC Press.
- Herbst, M., Diekkrüger, B., Vereecken, H., 2006. Geostatistical co-regionalization of soil hydraulic properties in a micro-scale catchment using terrain attributes. *Geoderma*, 132(1-2), 206–221.
- Kodešová, R., Kodeš, V., Žigová, A., Šimůnek, J., 2006. Impact of plant roots and soil organisms on soil micromorphology and hydraulic properties. *Biologia*, 61, 339-343.
- Kodešová, R., Pavlů, L., Kodeš, V., Žigová, A., Nikodem, A., 2007. Impact of spruce forest and grass vegetation cover on soil micromorphology and hydraulic properties of organic matter horizon. *Biologia, Bratislava*, 62/5: 565 - 568.
- Lark, R. M., Beckett, P.H.T., 1998. A geostatistical descriptor of the spatial distribution of soil classes, and its use in predicting the purity of possible soil map units. *Geoderma*, 83 (3-4), 243-267.
- Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S., Gascuel-Oudou, C., 2002. Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agronomie*, 22, 489-501.
- Moore, I. D., Gessler, P. E., Nielsen, G. A., Peterson, G.A., 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 443-452.
- Mummery, D., Battaglia, M., Beadle, C. L., Turnbull, C.R.A., McLeord, R., 1999. An application of terrain and environmental modelling in a largescale forestry experiment. *Forest Ecology and Management*, 118(1-3), 149-159.
- Pennock, D. J., 2003. Terrain attributes, landform segmentation, and soil redistribution. *Soil and Tillage Research*, 69, 15-26.
- Romano, N., Palladino, M., 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *Journal of Hydrology*, 265(1-4), 56-75.
- Sobieraj, J. A., Elsenbeer, H., Coelho, R. M., Newton, B., 2002. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma*, 108(1-2), 79-90.
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., van Genuchten, M. Th., 2008. *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.0, HYDRUS Software Series 3, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, California, USA.*
- Van Dam J. C., Stricker N. M., Droogers P., 1994. Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 647-652.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898.
- Zádorová, T., Jakšík, O., Kodešová, R., Penížek, V., 2011. Influence of terrain attributes and soil properties soil on aggregates stability. *Soil and Water Research*, 6(3), 111-119.
- Zádorová, T., Penížek, V., Šefrna, L., Rohošková, M., Borůvka, L., 2011. Spatial delineation of organic carbon-rich Colluvial soils in Chernozem regions by Terrain analysis and fuzzy classification. *Catena*, 85(1), 22-33.

Vplyv bylinnej zložky (*Vaccinium myrtillus*, *Rubus idaeus*) na celkový intercepčný proces horskej smrečiny v Západných Tatrách

Marek Oreňák, Martin Bartík, Jaroslav Vido, Jaroslav Škvarenina, Jana Škvareninová

Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene

Abstrakt

Príspevok sa zameriava na zhodnotenie vplyvu bylinnej zložky v intercepčnom procese smrekového porastu na výskumnej ploche v Západných Tatrách. Hodnotu intercepcie sme v našom prípade vyjadrili jednak z meraní zrážkových úhrnov na voľnej ploche a zrážkových úhrnov v lesnom poraste. Pre stanovenie celkovej intercepcie v lesnom poraste boli vyhodnotené merania v porastovej medzere v zóne odkvapů z korún. Celková hodnota intercepcie bola stanovená z meraní zrážkových úhrnov v lesnom poraste a bylinného podrastu *Vaccinium myrtillus*. Na voľnej ploche sú vyhodnotené merania zrážkových úhrnov bylinného podrastu *Vaccinium myrtillus* a druhu *Rubus idaeus*. Časť výsledkov zahrňuje aj odvodenie hodnoty intercepcie bylinnej etáže v lesnom poraste. Meraním úhrnov zrážok v bylinnej zložke a ich následnou analýzou sa potvrdil významný vplyv bylinnej zložky v podkorunovom priestore ako aj na voľnej ploche v intercepčnom procese horského smrekového porastu.

Kľúčové slová: Západné Tatry, intercepcia, celková intercepcia, bylinná etáž, *Vaccinium myrtillus*, *Rubus idaeus*

Úvod

Poznanie intercepčného procesu a zákonitostí ktoré ho ovplyvňujú, prispievajú k porozumeniu hydrologických vlastností lesných ekosystémov ako integrálnej zložky krajinej sféry (Kantor, Šach 2007). Potreba poznania intercepcie vychádza z jej relatívne vysokých úhrnov, ktoré ju zaraďujú navzdory zdanlivej nepodstatnosti na popredné miesta v hydrologickom cykle (Švihla *et al.* 2012). Taktiež rozmanitosť jej prejavov vychádzajúca z rôznorodých vplyvov meteorologických činiteľov či biologických vlastností na konkrétnom stanovisku naznačuje, že táto téma ako predmet vedeckých pojednaní nie je ani zďaleka vyčerpaná. Najviac v súčasnosti kedy lesné ekosystémy čelia často bezprecedentným antropogénnym formám vplyvu v synergii s globálnymi klimatickými zmenami (Lomský, Šrámek 2004, Střelcová *et al.* 1997), ktorých vplyv navzdory snahám nie je vždy maximálne predikovateľný, je potreba získavania nových poznatkov z predkladanej problematiky veľmi dôležitá v oblastiach lesného či vodného hospodárstva a ekológie. Predkladaný príspevok má za cieľ objasniť vplyv bylinnej zložky v intercepčnom procese horského smrekového porastu na lokalite Červenec v Západných Tatrách. Snahou v tomto prípade bolo priniesť nové informácie v tejto problematike.

Metodika a charakteristika územia

Charakteristika územia.

Výskumná plocha sa nachádza v Bobroveckej doline v geomorfologickom podcelku Západne Tatry v blízkosti chaty na Červenci. Charakteristický je pre dolinu jej štvrtohorný glaciálny reliéf. Značná energia reliéfu sa prejavuje aj v členitosti okolia výskumného stacionáru. Z geologického hľadiska je hlavný hrebeň tvorený prevažne z kryštalických hornín. Priemerná ročná teplota lokality Červenec je 2,4 °C a dlhodobý ročný úhrn zrážok 1406 mm (FRÍČ 2011). Výskumná plocha sa nachádza v smrekovom lesnom vegetačnom stupni s piatym, najvyšším stupňom ochrany podľa zákona o ochrane prírody a krajiny, v nadmorskej výške 1420 m n.m.. Výskumný stacionár s celkovou rozlohou 0,1 ha je situovaný v prestarnutom smrekovom poraste vo fáze rozpadu. Expozícia plochy je severovýchodná, so sklonom 65% a pravidelným reliéfom. Pôda je plytká bez veľkých frakcií skeletu, ovplyvnená výrazným sklonom s lokálne na povrch vystupujúcou materskou horninou. Zakmenenie

porastu je výrazne redukované ($\rho = 0,6$). Priemerná výška stromov v dospelom poraste s priemerným vekom ≥ 120 rokov a priemernou hrúbkou jedincov 40,5 cm je 26,8 m. V bylinnej etáži v lesnom poraste má dominantné zastúpenie druh *Vaccinium myrtillus*. Na voľnej ploche je početné zastúpenie druhu *Vaccinium myrtillus* a druhu *Rubus idaeus*.

Metodika merania kvantity zrážkových úhrnov

Terénne merania zrážkových úhrnov v bylinnej zložke prebiehajú počas vegetačného obdobia od roku 2010, na úrovni porastu od roku 2006. Odber je realizovaný približne v dvojtyždňových intervaloch v závislosti predovšetkým od poveternostných podmienok. Základné rozdelenie merania je na meranie zrážkových úhrnov na voľnej ploche (VP), na voľnej ploche v bylinnej etáži, v lesnom poraste a v lesnom poraste v bylinnej etáži. Meranie vertikálnych zrážok na voľnej ploche, kde je umiestnený štandardný zrážkomer so záchytnou plochou 500 cm², je situované na plochu v bezlesí v dostatočnej vzdialenosti od okolitého porastu, tak aby sa vylúčil vplyv okolostojacich stromov na množstvo zrážok v závislosti od prúdenia vzduchu. V bylinnej zložke na voľnej ploche sú rozmiestnené nami zhotovené zrážkomerné korytá zo záchytnou plochou 500 cm² v bylinnom poraste druhu *Vaccinium myrtillus* a *Rubus idaeus*. Pre stanovenie čo najreprezentatívnejších výsledkov sú v každej bylinnej zložke na voľnej ploche rozmiestnené po tri kusy zrážkomerných koryt. Pre stanovenie intercepce bylinnej zložky v poraste je potrebné meranie zrážkových úhrnov na úrovni porastu ako aj v samotnej bylinnej etáži v poraste. Na meranie vertikálnych zrážok na úrovni porastu sú použité štandardné zrážkomery so záchytnou plochou 500 cm². Na meranie zrážkových úhrnov bylinnej zložky v lesnom poraste sú použité nami zhotovené zrážkomerné korytá s totožnou záchytnou plochou 500 cm². V záujme podchytenia nehomogénnej štruktúry klimaxovej smrečiny je rozlíšenie zrážkomerov v lesnom poraste či už na úrovni porastu, alebo bylinnej zložky v poraste na ploche nasledovné:

v porastovej medzere (PM), v porastovej medzere v bylinnej etáži (BE PM)
v zóne odkvapů z korún (KO), v zóne odkvapů z korún v bylinnej etáži (BE KO)

V každej skupine na úrovni porastu ako aj bylinnej zložke v poraste sú použité taktiež tri zrážkomery resp. zrážkomerné korytá rozmiestnené podľa zásad reprezentatívnosti, presnosti a vhodnosti merania. Miesto merania v porastovej medzere je charakterizované ako nezapojený priestor v poraste bez stromov s plochou približne 20 až 30 m². Zóna odkvapů z korún, skrop po korune je miesto v podkorunovom priestore, kde po plnom nasýtení korunového priestoru stekajú a odkvapkávajú zrážky z povrchu časti korún, alebo sú striasane vplyvom vetra na bylinnú etáž, hrabanku a pôdu. Všetky meracie zariadenia sú umiestnené na výskumnej ploche podľa štandardných klimatologických zásad (KANTOR 1981).

Výsledky a diskusia

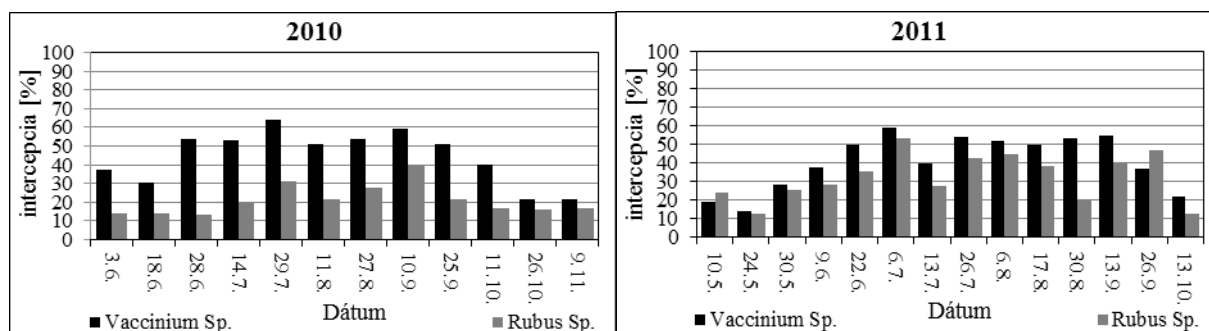
Intercepčný proces bylinnej etáže na voľnej ploche počas vegetačného obdobia 2010 a 2011

Počas vegetačných období v rokoch 2010 a 2011 prebiehal zber úhrnov zrážok v bylinnej etáži na voľnej ploche (použitá skratka VP). Na začiatok je potrebné spomenúť, že intercepčia v bylinnej etáži bola meraná počas vegetačného obdobia v jednotlivých rokoch a to len v čase olistenia, takže hodnoty intercepce vystihujú len merané obdobia. V mimovegetačnom období sú v bylinnej etáži intercepčné straty minimálne a v zimnom období sa bylinná etáž na intercepčnom procese nepodieľa vôbec. Samotný začiatok vegetačného obdobia je v našom prípade podriadený začiatku olistenia bylinnej zložky preto dĺžka merania úhrnov zrážok v jednotlivých rokoch nie je identická, čo je potrebné brať v úvahu najmä pri sumárnych výsledkoch hodnôt intercepce za jednotlivé obdobia. V tab. 1. uvádzame prehľad o dĺžke intervalov jednotlivých vegetačných období, kde pre lepšie porovnanie sú intervaly merania spracované v mesačných etapách.

Tabuľka 1: Prehľad mesačných intervalov merania a celkový počet dní jednotlivých vegetačných období.

ROK		máj	jún	júl	august	september	október	SUM						
2010	mesiac	nemerané	6.	33	7.	31	8.	29	9.	29	10.	16	138	
	obdobie		26.5. - 28.6.	dní	28.6. - 29.7.	dní	29.7. - 27.8.	dní	27.8. - 25.9.	dní	25.9. - 11.10.	dní	dní	
2011	mesiac	5.	34	6.	23	7.	34	8.	35	9.	27	10.	17	170
	obdobie	26.4. - 30.5.	dní	30.5. - 22.6.	dní	22.6. - 26.7.	dní	26.7. - 30.8.	dní	30.8. 26.9.	dní	26.9. - 13.10.	dní	dní

Najvyššie intercepcné straty v bylinnej etáži na voľnej ploche v oboch skupinách boli dosiahnuté v mesiacoch júl a august (obr. 1). V týchto mesiacoch je z hľadiska fenologickej fázy najviac vyvinutá asimilačná plocha bylín, čím je samozrejme zväčšená záchytná plocha bylinnej etáže čo vedie k maximálnym intercepcným stratám v období sledovania. Vyššie hodnoty intercepcie dosahoval porast rodu *Vaccinium sp.* počas celého merania. Hoci nedosahuje výškových proporcií druhu *Rubus idaeus*, z hľadiska pokrývnosti však vytvára hustejšiu, menej priepustnú vrstvu pre zrážky. Hodnoty intercepcie v roku 2010 v poraste *Vaccinium sp.* boli od 21 % – 64 %, v poraste *Rubus sp.* od 13 % – 39 % (obr.1). V roku 2011 bola hodnota intercepcie druhu *Vaccinium sp.* v intervale 14 % – 59 % a druhu *Rubus sp.* sa hodnota intercepcie pohybovala od 13 % – 54 % (obr.1). V poraste *Vaccinium sp.* sa hodnota sumárnej intercepcie nemení a je približne 50 % (tab. 2) vegetačných obdobiach a to bez ohľadu na rozdielne množstvo úhrnov počas nich (2010 – 1038 mm, 2011 – 858 mm).



Obr. 1: Hodnoty intercepcie bylinnej zložky na voľnej ploche v bylinnej etáži na VP druhu *Rubus idaeus*, *Vaccinium myrtillus* jednotlivých meraní počas vegetačného obdobia v rokoch 2010 a 2011.

Výraznejšie rozdielne hodnoty v hodnotách intercepcie v porovnaní rokov sú v poraste *Rubus sp.* a to aj v priebehu jednotlivých vegetačných období ako aj celkových sumárnych hodnôt. Z ročného úhrnu zrážok porast *Rubus sp.* zachytil v roku 2010 (1684 mm) 17 % a v roku 2011 (1099 mm) 29 % zrážok voľnej plochy (priemer 23 %). U druhu *Vaccinium sp.* to predstavuje priemernú hodnotu 34 % z ročného úhrnu zrážok voľnej plochy. Celková hodnota intercepcie porastu *Rubus sp.* v roku 2010 bola 27 % čo predstavovalo intercepcné straty len 283 mm hoci v roku 2010 padlo o 220 mm zrážok viac a to aj pri kratšom meranom období (138 dní vs. 170 dní) (tab. 2). V roku 2010 bol častý výskyt vysokých úhrnov zrážok spravidla viac ako 200 mm mesačne. Pri asimilačných orgánoch druhu *Rubus sp.* dochádza pri ich plnom zmáčaní k prehnutiu listov čím sa znižuje záchytná plocha ako aj schopnosť zachytenia zrážok. Opačne je to pri poraste *Vaccinium sp.* pri vyššom úhrne zrážok v roku 2010 dokázal porast *Vaccinium sp.* zachytiť o 144 mm zrážok viac ako v roku 2011. Pevnejšie asimilačné orgány ako aj plnšie olistenie druhu *Vaccinium sp.* vytvárajú hustejšiu a menej priepustnú vrstvu pre zrážky ako porast *Rubus sp.*. Samozrejme v podmienkach vyšších nadmorských výšok je dôležitý aj samotný priebeh zrážok počas roka. V roku 2009/2010 bolo silnejšie zimné obdobie. Takže snehová pokrývka sa na ploche udržala dlhšie, čím rast a vývoj bylinnej zložky bol oneskorený oproti zimnému obdobiu v roku 2010/2011, kedy padlo najmenej zrážok v porovnaní jednotlivých zimných období (len 126 mm) a vývoj bylinnej zložky už v koncom apríla umožnil rozšíriť meranie.

Intercepcné straty bylinnou etážou na voľnej ploche boli v poraste *Vaccinium sp.* v roku 2010 - 547 mm a v roku 2011 - 403 mm, čo predstavovalo intercepciu z ročného úhrnu zrážok v roku 2010 (ročný úhrn - 1684 mm) 33 % a v roku 2011 (ročný úhrn - 1099 mm) 36 %. Počas obidvoch rokov

predstavuje množstvo zachytených zrážok pri úhrne zrážok voľnej plochy 2786 mm hodnotu 949 mm a hodnotu úhrnnej intercepcie 34 %. Nižšie hodnoty dosahuje porast *Rubus sp.*. V roku 2010 boli intercepčné straty porastu *Rubus sp.* 283 mm a v roku 2011 - 322 mm, čo znamená podiel na interepecii v ročnom cykle 17 % v roku 2010 a v roku 2011 29 %. Množstvo zachytených zrážok v poraste *Rubus sp.* počas obidvoch rokov bol 605 mm a úhrnná intercepcia predstavuje hodnotu 22 % z množstva zrážok voľnej plochy 2783 mm.

Meranie úhrnov zrážok v bylinnej zložke na voľnej ploche potvrdilo nezanedbateľné hodnoty interepecie a intercepčných strát vytvorených v porastoch druhov *Vaccinium sp.* a *Rubus sp.*. Hodnoty interepecie sú relatívne vysoké, ale vystihujú miesta bylinnej zložky na voľnej ploche, kde bol porast jednotlivých druhov ucelený, rastliny boli dobre vyvinuté a nevykazovali známky poškodenia.

Tabuľka 2: Prehľad hodnôt úhrnov zrážok voľnej plochy a interepecie bylinnej etáže v jednotlivých mesiacoch/rokoch počas vegetačného obdobia v rokoch 2010 a 2011.

Rok/ Mesiac	Voľná plocha	zrážky mesačné/% voľnej plochy				Intercepcia úhrnná mesačná/ročná			
		*Byl. et. <i>Vaccinium sp.</i>		*Byl. et. <i>Rubus sp.</i>		*Byl. et. <i>Vaccinium sp.</i>		*Byl. et. <i>Rubus sp.</i>	
		mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
2010									
6	215,6	135,1	63	185,9	86	80,5	37	29,7	14
7	283,0	109,7	39	202,3	71	173,3	61	80,8	29
8	149,8	71,4	48	111,8	75	78,4	52	38,0	25
9	333,2	138,4	42	208,0	62	194,8	58	125,2	38
10	56,8	37,4	66	47,5	84	19,4	34	9,3	16
SUM	1038	492	47	755,5	73	546,5	53	283,0	27
2011									
5	112,8	89,5	79	89,3	79	23,3	21	23,5	21
6	112,6	65,8	58	78,5	70	46,8	42	34,1	30
7	395,4	171,5	43	203,7	52	223,9	57	191,7	48
8	154,2	74,6	48	102,3	66	79,6	52	51,9	34
9	35,0	16,4	47	20,8	59	18,6	53	14,2	41
10	48,0	37,4	78	41,9	87	10,6	22	6,1	13
SUM	858,0	455,2	53	536,5	63	402,8	47	321,5	37
SUM	1896,4	947,1	50	1292,0	68	949,3	50	604,5	32

*Byl. et. *Vaccinium sp.* - bylinná etáž *Vaccinium myrtillus* *Byl. et. *Rubus sp.* - bylinná etáž *Rubus Idaeus*

Celková intercepcia v poraste počas vegetačného obdobia rokov 2010 a 2011

Štruktúra porastu na výskumnej ploche podmieňuje veľkú variabilitu v prieniku zrážok cez koronový priestor, ako aj priestor vytvorený redukovaným zakmenením porastu. Značne medzernaté rozčlenenie stromov na ploche vytvára vhodné podmienky pre rast bylinnej etáže. V podmienkach výskumnej plochy je dominantnou zložkou bylinnej etáže pod vplyvom porastu druh *Vaccinium myrtillus*.

Hodnotu interepecie ako aj samotný úhrn zrážok bylinnej etáže znížený o intercepčné straty v koronovom priestore v porastu je možné zistiť len výpočtom, pretože zmerať množstvo zrážok prenikajúcich iba bylinnou zložkou v priestore porastu je technicky skoro nemožné. Preto vyhodnotenie interepecie bylinnej zložky v poraste je možné len z hodnoty celkovej interepecie. Na vyjadrenie celkovej interepecie (mm) a interepecie (mm) bylinnej zložky sme preto použili vzťah:

$$I_k = Z_p - Z_k$$

$$I_p = Z_b - Z_p$$

$$I_b = Z_k - Z_p, I_p - I_k$$

Kde:

E_1 – celková intercepcia (mm)

I_k – intercepcia v poraste (mm), (v našom prípade PM – porastová medzera, alebo KO – zóna odkvapů z korún)

I_p – intercepcia bylinnej zložky a porastu (mm), (v našom prípade CE PM celková intercepcia v porastovej medzere, alebo CE KO celková intercepcia v zóne odkvapů z korún)

I_b – intercepcia bylinnej zložky (mm)

Z_b – zrážky nad korunami stromov (v bezlesí), v našom prípade na voľnej ploche VP

Z_k – zrážky prenikajúce cez koruny stromov, (v našom prípade PM – porastová medzera, alebo KO – zóna odkvapů z korún)

Z_p – zrážky prenikajúce cez bylinnú zložku a porast, (v našom prípade BE PM – bylinná etáž v porastovej medzere, alebo BE KO – bylinná etáž v zóne odkvapů z korún)

Pričom platí vyjadrenie hodnoty intercepcie (mm):

$$I_p = E_1$$

$$I_p, E_1 = I_k + I_b$$

Uvedenie príkladu reálneho merania: výpočet našim vyjadrením:

Z_b – zrážky v bezlesí) 113 mm

$I_k = 13$ mm

Z_k – zrážky v podkorunovom priestore) 100 mm

$I_b = 40$ mm

Z_p – zrážky v bylinnej etáži podkorunového priestoru) 60 mm

$I_p, E_1 = 53$ mm

Nesprávne vyjadrenie intercepcie (mm) podľa vzťahu uvádzaného vo viacerých prácach, problém spočíva pri tomto vyjadrení v dvakrát zarátanej intercepčii korunového priestoru stromov pretože: Z_p – zrážky prenikajúce cez podrast, bylinnú pokrývku a opadanku vyjadrujú celkové množstvo zrážok, ktoré je znížené už o zrážky zachytené v korunovom priestore ako aj zrážky zachytené bylinnou zložkou (príp. opadankou) v priestore porastu. Často uvádzané vyjadrenie:

$$E_1 = Z_b - (Z_k + S_k + Z_p), (\text{mm})$$

E_1 – intercepcia

Z_b – zrážky nad korunami stromov (v bezlesí) (113 mm)

Z_k – zrážky prenikajúce cez koruny stromov (100 mm)

S_k – stok zrážok po kmeňoch stromov (0 mm)

Z_p – zrážky prenikajúce cez podrast, bylinnú pokrývku a opadanku (60 mm)

$E_1 = (-47)$ mm

Správny tvar vzorca by potom bol: $E_1 = Z_b - Z_p$ (mm)

Alebo v tvare: $E_1 = Z_b - ((Z_k + S_k + (Z_p - Z_k))), (\text{mm})$

$$E_1 = (Z_b - Z_k) + S_k + (Z_k - Z_p), (\text{mm})$$

Ako už bolo spomenuté merania úhrnov v bylinnej zložke predstavuje úhrny zrážok znížené o intercepčné straty korunového priestoru a intercepčné straty bylinnej zložky v podkorunovom priestore. Preto vyjadrenie množstva zrážok bylinnej zložky uvádzaný v tabuľke. 2 je len výpočet z vypočítaných hodnôt intercepcie bylinnej zložky. Ak platí:

$$I_p, E_1 = I_k + I_b$$

Zrážky bylinnej zložky (v tabuľka 2 Bylinná etáž porastová medzera, bylinná etáž v zóne odkvapů z korún) sme v tomto prípade vyjadrili ako:

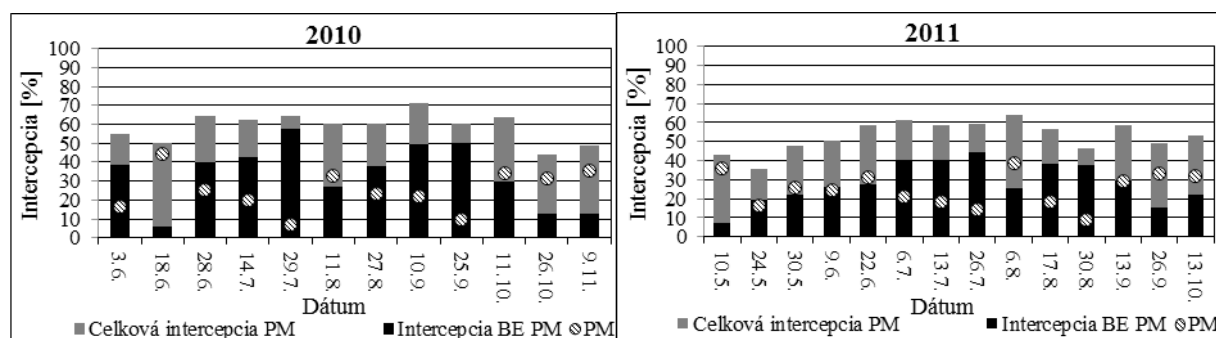
$$Z_c = Z_b - I_p$$

Z_e – množstvo zrážok bylinnej zložky vypočítaný ako rozdiel intercepčných strát bylinnej zložky a úhrnu zrážok voľnej plochy. Údaj úhrnu zrážok bylinnej etáže (BE PM a BE KO) je informatívny, nepodáva reálnu hodnotu a len dopĺňa kompletnosť vyjadrených hodnôt v tabuľke 2.

Celková intercepcia v porastovej medzere počas vegetačného obdobia rokov 2010 a 2011

Hodnota celkovej intercepceia (intercepcia porastu + intercepcia bylinnej etáže – *Vaccinium myrtillus*), v porastovej medzere sa v sledovanom období (26.5. – 11.10. – 138 dní) roku 2010 pohybovala od 44 – 71 %, v roku 2011 (26.4. – 13.10. – 170 dní) od 36 – 64 % (obr.2). Celkový priebeh intercepceie v porastovej medzere a intercepceie bylinnej zložky v porastovej medzere bol v oboch sledovaných obdobiach podobný. Rozdiel bol v pomere účasti jednotlivých zložiek na hodnote celkovej intercepceie. V roku 2011 je viditeľnejší priebeh intercepceie bylinnej etáže v porastovej medzere z hľadiska fenológie bylinnej zložky (menšie hodnoty intercepceie (%)) začiatkom a koncom obdobia merania). V roku 2010 sa tento priebeh skresľuje z dôvodu vysokých úhrnov zrážok čo dokazuje aj vyššia hodnota celkového úhrnu vo vegetačnom období v roku 2010 (1038 vs. 858). Vyšší podiel na celkových intercepčných stratách má bylinná zložka v čase plného olistenia (júl – september), kedy v týchto mesiacoch prevyšuje hodnotu intercepceie v porastovej medzere v priemere o 20 %. Väčší podiel na celkových intercepčných stratách má porast v porastovej medzere začiatkom a koncom vegetačného obdobia (začiatok olistenia, opad asimilačných orgánov koncom vegetačného obdobia – zníženie transpirácie bylinnej zložky).

Hodnota celkovej intercepceie porastovej medzere počas vegetačného obdobia v roku (26.5. – 11.10. – 138 dní) 2010 bola od 44 – 71 %, v roku (26.4. – 13.10. – 170 dní) 2011 od 35 – 64 %. Sumárna celková intercepcia počas sledovaného obdobia v porastovej medzere v roku 2010 bola 64 % v roku 2011 56 %, čo predstavovalo intercepčné straty v roku 2010 661 mm z úhrnu zrážok voľnej plochy 1038 mm a intercepčné straty 478 mm z úhrnu zrážok 858 mm za sledované obdobie v roku 2011. Bylinná etáž sa v porastovej medzere na celkovej hodnote intercepceie podieľala počas vegetačného obdobia v roku 2010 s hodnotou 42 % a v roku 2011 s hodnotou 34 %. Z ročného úhrnu zrážok v roku 2010 1684 mm predstavuje intercepčná strata bylinnej etáže v porastovej medzere hodnotu intercepceie 26 %. V roku 2011 predstavuje intercepčná strata bylinnej etáže v porastovej medzere 482 mm čo je 43 % z ročného úhrnu zrážok 1099 mm.

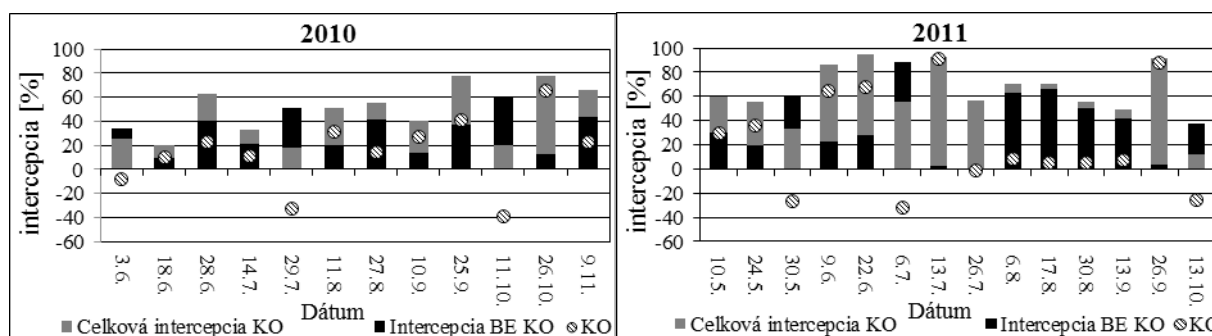


Obr. 2: Hodnoty intercepceie v porastovej medzere, počas vegetačného obdobia v rokoch 2010 a 2011, hodnota celkovej intercepceie v porastovej medzere (Celková intercepcia PM, %), hodnota intercepceie bylinnej etáže, (Intercepcia BE PM, %), hodnota intercepceie v porastovej medzere na úrovni porastu (PM).

Celková intercepcia v zóne odkvapů z korún počas vegetačného obdobia rokov 2010 a 2011

Rozdielny priebeh celkovej intercepceie oproti hodnotám v porastovej medzere je zobrazený na obrázku 3, počas vegetačných období v rokoch 2010 a 2011 v zóne odkvapů z korún. Bylinnú etáž tak ako pri porastovej medzere tvoril porast *Vaccinium myrtillus*. Priebeh v tomto mieste merania nevystihuje stav vyvinutia asimilačných orgánov bylinnej zložky z hľadiska fenológie.

Pristupujúcou súčasťou, ktorá ovplyvňuje celkové intercepčné straty v zóne odkvapů z korún a ovplyvňuje tak proces zadržiavania zrážok korunami stromov a bylinným podrastom sú horizontálne zrážky a samotný korunový priestor porastu. V prípade spolupôsobenia horizontálnych zrážok na úrovni porastu môže hodnota intercepcie dosiahnuť záporných hodnôt. Z merania zrážkových úhrnov na úrovni bylinnej zložky sa však navýšenie vody o horizontálne zrážky v procese zadržiavania prejavilo čiastočným znížením celkovej intercepcie tá však ostávala v kladných hodnotách. V prípadoch, kedy dochádza k zápornej interpeccii na úrovni porastu pri nízkych úhrnoch zrážok s väčším podielom horizontálnych zrážok (väčšie hodnoty zápornej intercepce) je bylinná zložka schopná zadržať veľkú časť z prepadávajúcich zrážok a celková hodnota intercepce v týchto prípadoch je v porovnaní zo zápornou hodnotou intercepce na úrovni porastu vysoká. Vplyvom horizontálnych zrážok dochádza v korunovom priestore k nasýteniu čiastočkami kvapiek z hmly (pri spolupôsobení vertikálnych zrážok ja tento proces rýchlejší) a skoro celé množstvo vertikálnych zrážok spolu s horizontálnymi zrážkami prepadáva korunovým priestorom. K horizontálnym zrážkam dochádza počas prúdenia oblačnosti korunovým priestorom. Bylinná zložka dosahuje nízkého vzrastu a pri pôsobení oblačnosti nedochádza k ovplyvneniu záchytnej plochy bylinnej zložky, ktorá je na rozdiel od korún stromov schopná zachytiť prenikajúce kvapky dažďa a zrážky z hmly. Ďalšie rozdielne pôsobenie bylinnej zložky od korunového priestoru na interpeccii sme zaznamenali v roku 2011. V tomto roku v období koncom júla – septembra boli zaznamenané nižšie úhrny zrážok (32 – 57 mm, dvojtyždňové intervaly). Hodnoty intercepce na úrovni porastu dosahovali nízke parametre (5 – 8 %). Zrážkové udalosti v tomto období dosahovali intenzitu 4,8 – 8,2 mm/hod. (silný – veľmi silný dažď). Pri takýchto udalostiach je povrch korún rýchlo nasýtený a väčšina zrážok prepadáva. Významný vplyv tu zohráva aj energia teda sila dopadu jednotlivých kvapiek dažďa. Prienikom kvapiek korunovým priestorom pri takýchto zrážkových udalostiach je znížená ich intenzita aj sila dopadu, čo sa prejavilo na väčšej zadržiavanej schopnosti bylinnej etáže v priestore zóny odkvapů z korún a tým pádom aj na vyšších hodnotách celkovej intercepce, ktoré sa pohybovali od 49 – 71% úhrnov zrážok voľnej plochy.



Obr. 3: Hodnoty intercepce v zóne odkvapů z korún, počas vegetačného obdobia v rokoch 2010 a 2011, hodnota celkovej intercepce v zóne odkvapů z korún (Celková intercepčia KO, %), hodnota intercepce bylinnej etáže, (Intercepčia BE KO, %), hodnota intercepce v zóne odkvapů z korún na úrovni porastu (KO, %).

Prípady, kedy hodnota intercepce bylinnej zložky presahuje hodnotu celkovej intercepce v zóne odkvapů z korún sú pri záporných hodnotách intercepce v podkorunovom priestore na úrovni porastu. Vypočítaná hodnota intercepce (% , mm) bylinnej zložky v zóne odkvapů z korún (rozdiel celkovej intercepce meranej – intercepčia v podkorunovom priestore meraná) je vyjadrená z úhrnu zrážok voľnej plochy, kde horizontálne zrážky nie sú zahrnuté, takže výpočtom môže v týchto prípadoch prevyšovať intercepčia bylinnej zložky hodnotu celkovej intercepce v podkorunovom priestore.

Hodnota celkovej intercepce v zóne odkvapů z korún počas vegetačného obdobia v roku 2010 bola od 18 – 78 %, v roku 2011 od 38 – 95 %. Sumárna celková intercepčia v zóne odkvapů z korún počas sledovaného obdobia v roku 2010 bola 35 % v roku 2011 58 %, čo predstavovalo intercepčné straty 366 mm z úhrnu zrážok voľnej plochy 1038 mm v roku 2010 a straty 500 mm z úhrnu zrážok 858 mm v roku 2011. Bylinná etáž sa na celkovej hodnote intercepce v zóne odkvapů z korún podieľala počas

vegetačného obdobia v roku 2010 hodnotou 30 % a v roku 2011 56 %. Z ročného úhrnu zrážok v roku 2010 1684 mm predstavuje intercepčná strata bylinnej etáže 311 mm hodnotu intercepcie 18 %. V roku 2011 predstavuje intercepčná strata bylinnej etáže 482 mm čo je hodnota intercepcie 43 % z ročného úhrnu zrážok. Ako už bolo spomenuté nízky úhrn zrážok v zimnom období v roku 2011 sa prejavuje na vysokej hodnote intercepcie bylinnej etáže pri ročnom hodnotení.

KREČMER FOJT (1960) uvádzajú v borovicových porastoch 30 % podkorunových zrážok v nadložnej pokrývke pôdy, čo znamená hodnotu celkovej intercepcie 70 % zrážok voľnej plochy. Podľa údajov TOMÁNKA (1966) podrast zvyšuje intercepčné straty o 11 %. WATSCHINGER (1977) udáva ročnú intercepciu podrastu *Vaccinium myrtillus* a *Vaccinium vitis-idea* 150 mm. Na severných svahoch Rily (Bulharsko) zadržala súvislá bylinná etáž pod smrekovým porastom pri každej zrážke 2,6 – 3,3 mm vody. K podobným záverom dospeli aj ďalší autori, ktorých výsledky sú uvedené napr. v referátoch DELFS (1955) a SCHMALTZ (1969). Naše výsledky sa zhodujú s vyššími hodnotami autorov, ale treba pripomenúť že meranie prebiehalo v časti bylinnej etáže *Vaccinium myrtilus* plne zapojenej, vyvinutej bez známok poškodenia. Ďalším výrazným faktorom, ktorý zväčšuje hodnoty intercepcie bylinnej zložky môže byť lokalizácia výskumnej plochy. Plocha je na východnom resp. severovýchodnom exponovanom svahu ktorý, vytvára podmienky pre presvetlenie korún stromov a vplyvom redukovaného zakmenenia aj presvetlenie bylinnej zložky, čo vytvára predpoklad pre vyšší výpar a teda aj celkovú hodnotu intercepcie a teda aj intercepčných strát.

Záver

Cieľom príspevku bolo vyhodnotiť vplyv bylinnej zložky v lesnom poraste horskej smrečiny a potvrdiť jej značnú účasť v celkových hodnotách intercepcie. V príspevku je venovaná aj pozornosť spôsobu odvodenia intercepcie porastu so spolupôsobením bylinnej etáže. Z merania dvoch vegetačných období v rokoch 2010 a 2011 sme stanovili celkovú hodnotu intercepcie v porastovej medzere a v zóne odkvapu z korún. V porastovej medzere bola hodnota celkovej intercepcie (intercepčia porastu s bylinnou zložkou) za oba vegetačné obdobia 60 % zo zrážok voľnej plochy 1896 mm. Bylinná zložka sa v tomto mieste merania podieľala na celkovej intercepčii 38 % z úhrnu zrážok voľnej plochy za sledované obdobie. V zóne odkvapu z korún celková intercepčia za obidva vegetačné obdobia predstavovala hodnotu 46 % z ročných úhrnov zrážok voľnej plochy 1896 mm. Bylinná zložka porastu v zóne odkvapu z korún tvorila 91 % z celkových intercepčných strát vytvorených počas vegetačných období v rokoch 2010 a 2011. Z merania úhrnov zrážok v bylinej etáži sa potvrdil významný vplyv tejto zložky porastu na celkových hodnotách intercepcie počas vegetačného obdobia ako aj v priebehu roka.

K intercepčnému procesu v lesných ekosystémoch dochádza pri kontakte padajúcich, alebo zachytených zrážok s asimilačnou plochou akejkoľvek vegetácie. K transformácii a intercepčii zrážok okrem porastu dochádza aj na voľnom priestranstve, kde pôdny povrch je pokrytý bylinnou zložkou. Pre komplexnosť sme sa venovali značnú časť príspevku aj hodnotám intercepcie v bylinnej etáži na voľnom priestranstve výskumnej plochy. Výskum zahŕňal meranie zrážkových úhrnov bylinnej zložky druhu *Vaccinium myrtilus* a *Rubus Ideus* na voľnej ploche počas vegetačných období v rokoch 2010 a 2011. Intercepčia v poraste bylín *Rubus ideus* dosiahla celkovú hodnotu za sledované obdobia 32 % zo zrážok voľnej plochy 1896 mm. V poraste *Vaccinium sp.* dosiahli intercepčné straty v roku 2010 53 % a v roku 2011 47 % zo zrážok voľnej plochy počas vegetačných období. Celkovo druh *Rubus Ideus* vykazoval nižšie intercepčné straty ako druh *Vaccinium myrtilus* rozdiel je spôsobený najmä rozdielnou morfológiou daných druhov.

Meraním úhrnov zrážok v bylinnej zložke a ich následnou analýzou sa potvrdil významný vplyv bylinnej zložky v podkorunovom priestore ako aj na voľnej ploche v intercepčnom procese horského smrekového porastu. V závere sa vynára otázka aký veľký má význam merať zrážky v priestore porastu bez zahrnutia bylinnej zložky, pretože bez ohľadu na rozdielne hodnoty intercepcie v zóne odkvapu z korún a v porastovej medzere smerodajné a koncové množstvo vody prenikajúcej na pôdny povrch má v tomto priestore práve bylinná zložka. Jedná sa hlavne o obdobie plného olistenia bylinnej

zložky v porastoch s výrazne redukovaným zápojom, ktorý vytvára podmienky pre rast súvislej pokrývky pôdy bylinnou zložkou.

Pod'akovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA č.: 1/1130/12, VEGA 1/0281/11, VEGA 1/0463/14, VEGA 2/0101/14 MŠVVaŠ SR a SAV; a Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, a APVV-0303-11.

Literatúra

- KANTOR, P., ŠACH, F., 2007: Vodní režim mladého horského smrkového a bukového porostu ve vegetačních obdobích 2005 a 2006, *In: Střelcová, K., Škvarenina, J., Blaženec, M., (eds): "BIOCLIMATOLOGY AND NATURAL HAZARDS" International Scientific Conference, Poľana nad Detvou, Slovakia, September 17 – 20, 2007, ISBN 978-80-228-17-60-8*
- ŠVIHLA, V., ČERNOHOUS, V., ŠACH, F., KANTOR, P., 2012: Hydrologický režim mladých porostů smrku a buku ve vegetačním období na experimentální ploše v Orlických Horách. *Zprávy lesnického výzkumu*, 57: 21 – 26.
- LOMSKÝ, B., ŠRÁMEK, V., 2004: Different types of damage in mountain forest stands of the Czech Republic. *Journal of Forest Science*, 50: 533 – 537.
- STŘELCOVÁ, K., PRIWITZER, T., KMEŤ, J., 1997: Očakávané dôsledky globálnych klimatických zmien na fyziologické procesy v lesných drevinách. *Lesnícky časopis*. Roč. 43, č. 5 – 6, 317 – 327.
- FRIČ, M., 2011: Odozva rastových procesov dreviny smrek na zrážkový a vlhkostný režim stanovišťa, Dizertačná práca, Lesnícka fakulta, TU Zvolen, 95 s.
- KANTOR, P., 1981: Intercepce horských smrkových a bukových porostů, *Lesnictví*, roč. 27, č. 2, s. 171 – 192.
- KREČMER, V., FOJT., V. 1960: Příspěvek k poznání některých složek vodního režimu borového porostu. *Práce výzkumných ústavů lesnických ČSSR*, sv. 18, s. 7 – 208.
- TOMÁNEK, J., 1966: Meteorologia a klimatologia dľa lesnikov. PWRiL, Varšava, 299 s.
- WATSCHINGER, E., 1977: Wasser und Wald. *Allg. Forstzeitg.* 88, 1977, 10, s. 266 – 269.
- DELFS, J. 1955: Die Niederschlagszurückhaltung im Walde (Interception). *Mitteilungen des Arbeitskreises Wald und Wasser* 1955, No. 2, Koblenz.
- SCHMALTZ, J., 1969: Die Bedeutung des Waldes für den Wasserkreislauf. *Forstarchiv* 40, 1969, 7-8, s. 132 – 147.

Transformation of subsurface flow to surface runoff by forest roads and its contribution to destructive flood in Píla village in June 2011

Tomas Orfanus¹, Marián Jenčo²

¹Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovakia.

²Department of Physical Geography and Geoecology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava

Abstract

The influence of wood harvesting on flooding has become a hot topic in Slovakia during last two decades. There was a destructive flood in Píla village in June 7, 2011 induced by 104 mm rainfall precipitation during 3 hours. The total flood discharge was estimated to 531 000 m³. The 32 km² upper Gidra river catchment is forested by more than 95%, but the forest floor has been substantially disrupted by intensive logging activities during the last two decades. The forest road density in the left part of catchment reaches 10 km/km². About 25% of these linear compacted surfaces have been deepened down to the slightly permeable subsoil directly during their construction or by subsequent traffic and erosion. Direct surface runoff from the compacted surfaces was estimated to about 54 000 m³ during the 2011 flood. HYDRUS-2D simulations revealed that drainage of the upward slopes by deeper wood-logging lines could transform the similar amount of subsurface water to the surface runoff, which contributes to the direct flood discharge, as well. Simulations were performed for different inclinations and the results were weighed by occurrence frequency of various inclination classes in the affected area. New hydrological parameter has been defined; the critical hillslope length, which is the length of the upward slope above the forest road to which a continuous water table is created above the lowly permeable subsoil by specific rainfall and for specific slope.

Key words: forest roads, floods, Gidra river, HYDRUS 2D

Introduction

One of the most discussed environmental problems in Slovakia has become the wood harvesting and its effect on hydrological processes in forested basins during the last two decades. Some specialists organized into various nongovernmental organisations (NGOs) or civic associations dealing with nature conservation blame the foresters for their insensible clear-cut management (especially in mountainous areas) causing still growing frequency of floods in sub-mountainous settlements.

The ownership conversion in early 90-ies really brought the decrease in quality and vitality of our forests. The NGOs usually argue that a good-state forest represents the best flood-protection measure in mountainous areas at all. This is not completely truthfull but rather somewhat misinterpreted assumption inherited from past generations of foresters and hydrologists, who spoke, however, mostly about floods caused by the snowmelt where the shadowing effect of forest is indisputable.

It is true, that during the vegetation season, the interception of rainfall in a tree crown cover influences the long-term water balance significantly, since it can integrate even 40% of the total precipitation during the summer half of year (Knava et al., 2008; Miklánek and Pekárová, 2006). Still its immediate one-off interception capacity by single rainfall event is hardly higher than 5 mm what becomes insignificant by amounts counting several tens or hundreds of mm. Hence, when careful harvesting is practiced and soil compaction is prevented, even a clear-cut mode should not significantly accelerate the surface runoff (flash flood) during the extreme rainfall events. Increased runoff or soil erosion have not even been observed on large areas affected by catastrophic wind-throw calamity in High Tatras in November 2004.

On the other hand, it has been proved that compacted linear surfaces originating in wood logging are concentrating surface runoff, increase drainage density of the basin and could be source of 30 – 80% of sediments transported in rivers (e.g. Haupt, 1959; Hafley, 1975; Ward, 1985; Hagans et al., 1986). In natural catchments the main contributor to discharge amounts (waves on hydrograph) is the subsurface lateral runoff (Whipkey, 1965; Bernier, 1985; Šach et al., 2000). It can reach 50 - 80% (Bernier, 1985).

As the forest roads and logging lines are often constructed as deep trenches or are shaped so via erosion, they can drain the upward slopes and transform the subsurface water to supply the surface runoff and accelerating discharge from the catchment (potential flash floods). It has been observed many times that due to this process water flows down the road several hours or even days after the rainfall event.

In June 7th, 2011, in the area of the Gidra river catchment (and others) in Small Carpathian Mt. there was an extreme storm in the afternoon when during 3 hours 104 mm of rainfall fell to the ground. The total amount of water was estimated to 3 280 000 m³ for the area above the Píla village. The total discharge from this part of catchment during the consequent flood was estimated to 531 000 m³ (till 7 am next morning, Pekárová a kol., 2012) and the runoff coefficient was 16,1 %. 382 000 m³ was the direct runoff, i.e. 11.4 % rainfall. The objective of this research was to provide reasonable quantification of possible contribution of dense logging network in the Gidra catchment on this particular flood.

Materials and methods

Description of the Gidra catchment

The area of the Gidra river catchment above the Píla village, which was the most affected settlement during the flood in June 2011, is 32 km². It is forested by more than 95 %, but despite this fact, the event had a flash-flood character. The recognition of the terrain revealed that in the (at first sight) vital compact forest cover there is an extremely dense network of forest roads and logging lines, there. The mesh of the bigger roads in the left part of the catchment was identified from the remote sensing photographs as well as by mapping with motorcycles equipped with GPS. It is illustrated in Figure 1.

The density of these linear compacted surfaces reaches up to 10 km / km², there. The average width of these linear surfaces was 4m. The digital elevation model of the Gidra catchment was analysed in Grass GIS environment and the map of slopes was fabricated. (Figure 2).

Soil characterisation

Soil characteristics needed for the 2-D modelling were; depth of soil profile, identification of particular soil horizons, texture, water retention curve and saturated hydraulic conductivity. Soil characteristics were mapped along 5 transects as is shown in Figure 3 and identified soil profiles are illustrated in Figure 4.

The representative soil profile was defined after the processing of soil survey data with characteristics, as follows:

Three soil horizons were considered: Ao, B, and C

The total depth down to the less permeable subsoil (Ao + B): 100 cm,

Thickness of Ao: 25 cm, includes the transition A/B horizon, as well

Thickness of B: 75 cm, unification of B1 and B2,

Textural class of Ao: sandy loam soil,

Textural class of B: sandy clay loam,

C – horizon has been defined as very faintly permeable deluvial substrate.

Hydrophysical characteristics of particular soil horizons were determined by standard laboratory methods.

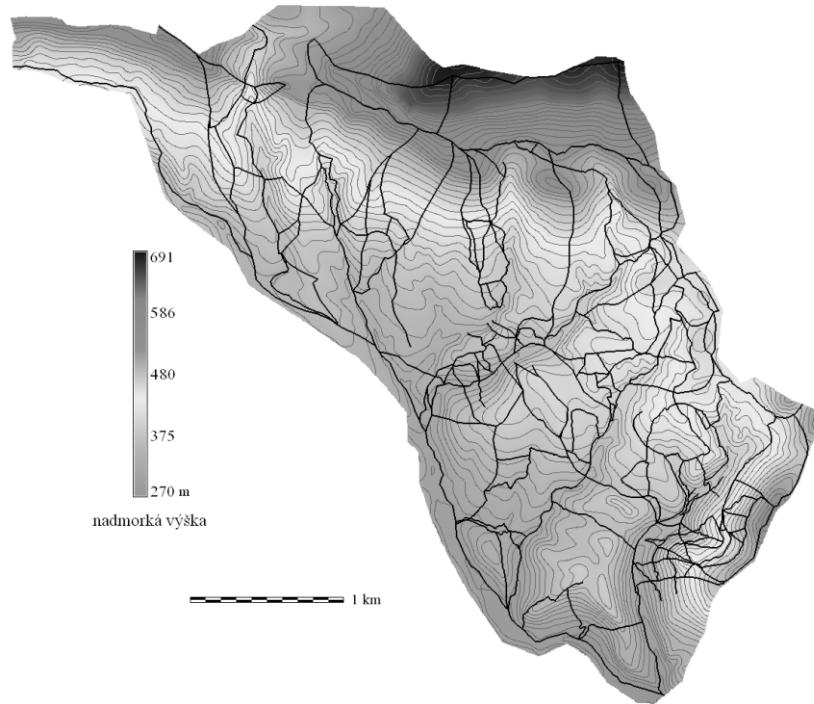


Fig. 1: The forest road network (dark lines) in the left part of the Gidra river catchment above the Píla village.

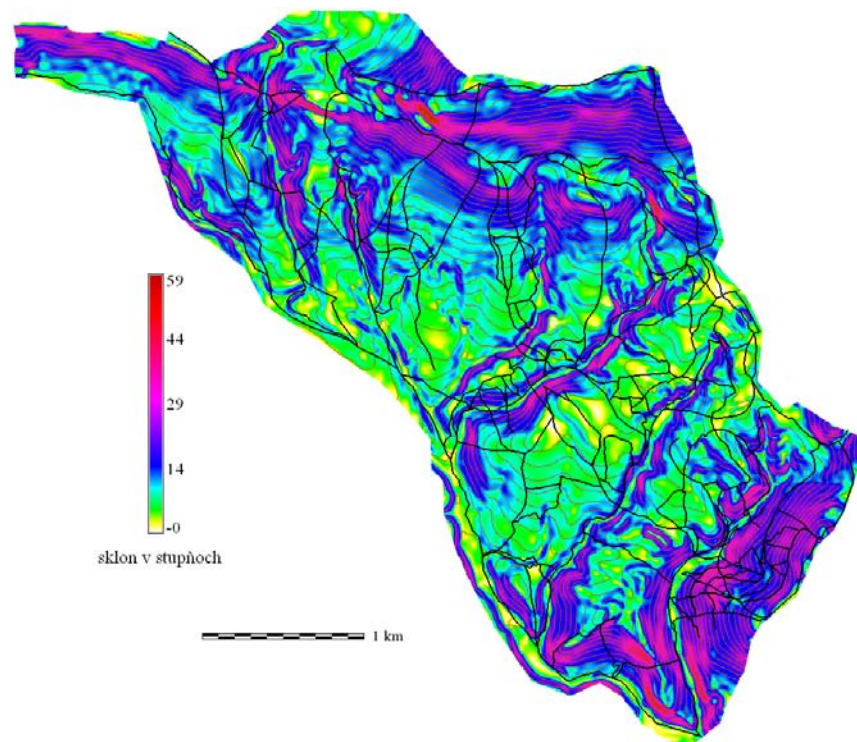


Fig. 2: The map of slope inclinations (in degrees) in the left part of the Gidra catchment.

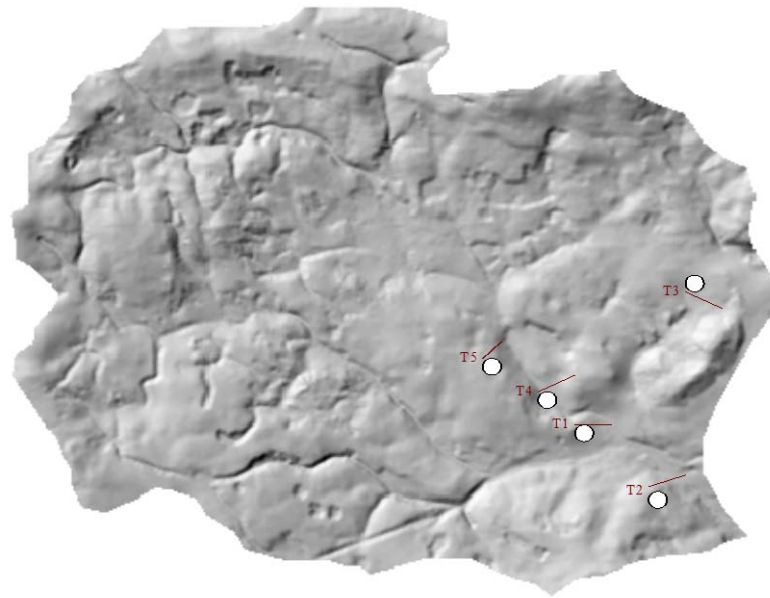


Fig. 3: The soil survey was performed in the most critical part of the catchment along 5 transects (T1 – T5).

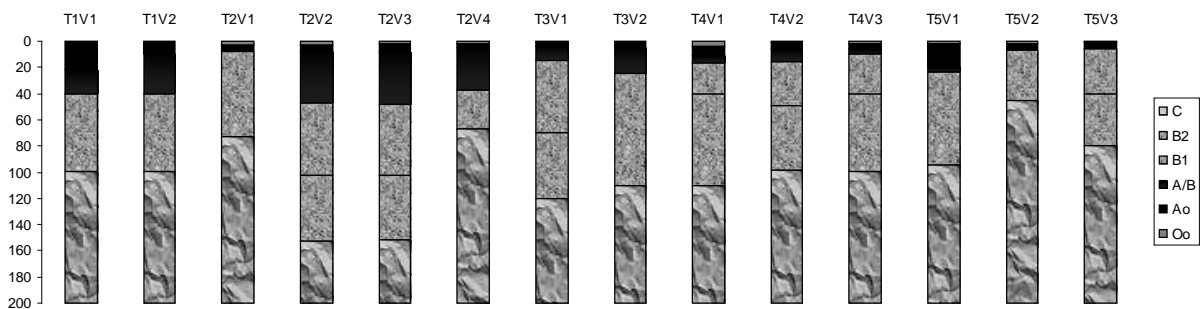


Fig. 4: Identified soil profiles. Soil type is a Cambisol, KM. Particular soil horizons are: Oo – the forest floor litter (mostly leaves in various degree of decomposition), Ao – ochric organomineral horizon, A/B – transitional horizon, B1 and B2 – cambic horizon, C – subsoil or parent rock material.

Simulation of drainage of the upward slopes above the forest roads

The outflow of subsurface water to the surface of incised forest road was simulated with model of water transport in soil, HYDRUS-2D. The basic geometry of the solved domain, i.e. the slope with the incised forest road was defined according to Figure 5. The changeable variables were: the slope length, L , slope inclination, α , depth of the road trench, H . The simulations were performed for various upward-slope inclinations and slope lengths.

Results of the 2-D simulations with different inclinations of the terrain were than averaged for the whole area of the Gidra basin by the weighted average according to frequency of particular inclination classes.

The variable upper boundary condition was defined as the rain with intensity of 0.057 cm/min. during first 180 minutes and 0.00 cm/ min. during next 120 minutes. Hence the total amount of 104 mm

during 3 hours simulated the rainfall event in June 7th in 2011 in Píla village. If unsaturated, the “seepage face” BC changed to atmospheric BC.

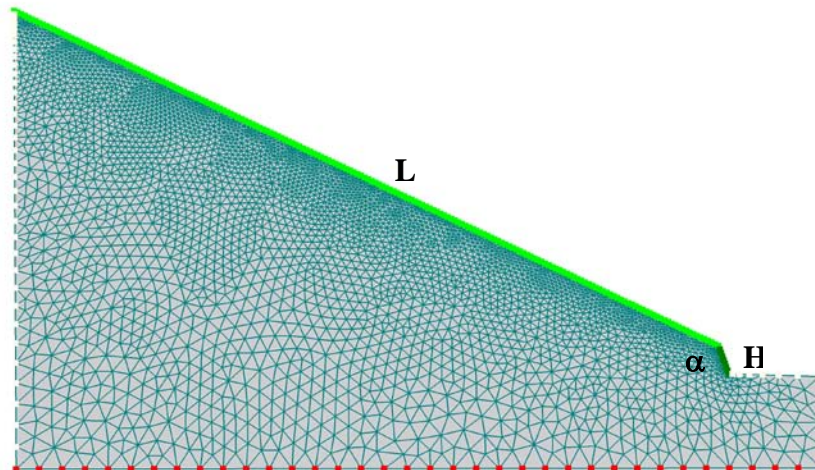


Fig. 5: The geometry and boundary conditions of the solved domain. L is the length of the slope, H is the depth of the road trench, α is the inclination of the upward slope, light grey is atmospheric BC, dark grey is „seepage face“ and black is free drainage. The rest of borders was defined as „no flux“.

Several days with precipitation preceded the rainfall event from June 7th. The daily amount on June 6th was 27 mm. We therefore defined the initial saturation of soil as: -100 cm on the lower boundary and -200 cm on the upper one.

Results and Discussion

The hydrophysical characteristics of the representative soil profile are in Table 1.

Table 1: Parameters of the soil water retention curve (θ , θ_s , α , n), saturated hydraulic conductivity, K_s , a tortuosity, I of particular soil horizons (Ao=1, B=2, C=3)

Mat	Q_r	Q_s	Alpha	n	K_s	I
1	0.065	0.41	0.075	1.89	48	0.5
2	0.095	0.28	0.019	1.31	0.85	0.5
3	0.001	0.09	0.019	1.31	0.0005	0.5

The relation between the slope length and the outflow of water on the surface of forest road.

The simulated slope lengths were 10 m, 15 m, 20m, 30 m, and 50 m. The dependence of water outflow on L has shown to be linear (Fig. 6). It means that the number of roads is not decisive as for the amount of drained water until the critical slope length is reached. It is the length of the upward slope above the forest road to which a continuous water table is created above the less permeable subsoil by the specific rainfall and for the specific slope. If we look at the Figure 7 we can see the development of the saturated zone on the boundary between B and C horizons. When the simulated extreme rainfall ended, the saturated zone was already developed along the whole length of the 30-m hillslope. If the rain of the same intensity would last only 120 minutes, the saturated zone would also develop along the whole length of the hillslope but only in the post-precipitation period (approximately 250 minutes since rain beginning).

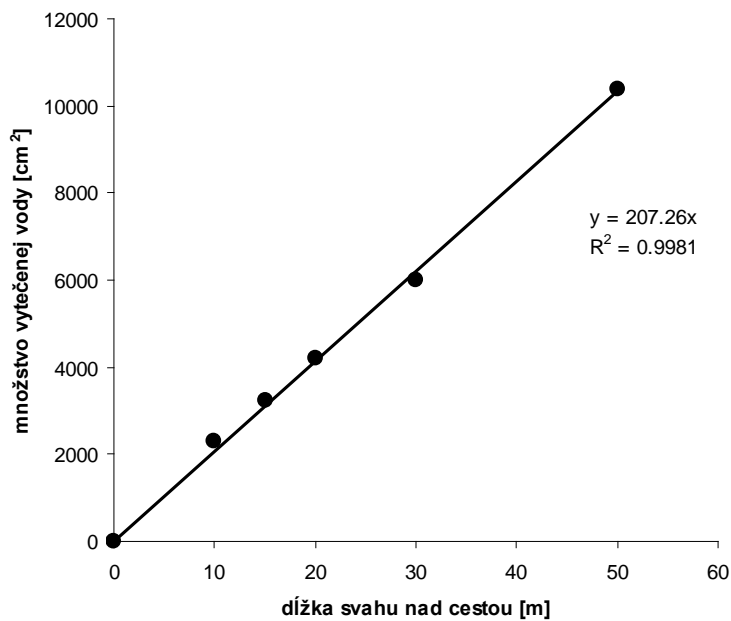


Fig. 6: The amount of subsurface water drained out from the hillslope above the forest road as dependent on slope length. Valid for the slope inclination, 25°.

In case that the rain would last only one hour, the transformation of subsurface runoff would be prevented (see the saturated zone (un)development after 60 min in Figure 7). For the 100-min. rain the critical slope length would be 10 m.

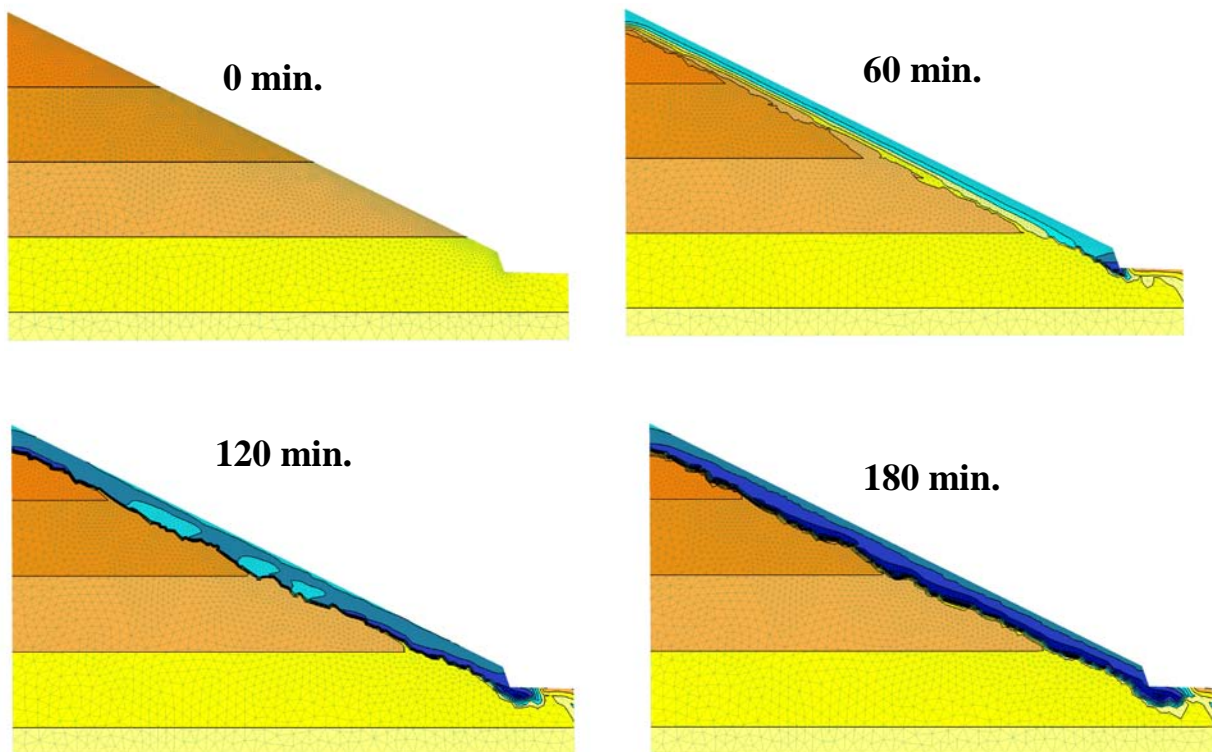


Fig. 7: Saturated zone development (dark grey) on the border with less permeable subsoil at different times since the rainfall beginning. The length of the slope here is 30m. Slope inclination, 25°.

We have not succeeded yet with the estimation of the critical slope length for the stormflow in June 7th 2011, in Píla village. The simulation of longer slopes needs substantial simplification of the domain properties. It is the matter of future research. In this stage we can state, that the density of incised forest roads could have a marked influence on subsurface runoff transformation in cases when the saturated zone is not developed along the whole slope length.

First approximation of the possible effect of the deeply incised forest roads on the flood in Píla village in June 2011.

The total length of forest road network was estimated to 160 km. Considering 4-m average width, their total area is 0.64 km². It means that on their surface fall 66560 m³ of water in June 7th, 2011. If we assume that 81% of this water amount had flown down (Orfánus, 2011) to the valley, it represents 54 000 m³ of water as direct contribution to flood. The indirect contribution grounds in transformation effect of deep forest roads on subsurface flow as was explained above. About 25% of all compacted linear surfaces are deep enough to cause this effect. The average amount of subsurface water transformed to surface runoff via forest roads during the flood in Píla village is estimated 56 000 m³ of water if we consider 100 m critical slope length and average slope of 18°. The total contribution of forest roads to the flood discharge thus could be 110 000 m³, i.e. 29% of the direct runoff. In further research we will focus on critical slope length definition for different slope inclinations, diversification of soil properties and the analysis of slopes above each particular forest road.

Acknowledgement

This research was supported by GP VEGA 2/0167/12.

References

- Bernier PY. 1985: Variable source areas and storm-flow generation: an update of the concept and a simulation effort. *Journal of Hydrology* 79, 195 – 213.
- Hagans, D. K., Weaver, W.E., and Madej, M.A. 1986: Long term on-site and off-site effects of logging and erosion in the redwood creek basin, Northern California.
- Kňava, K., Novák, V., Orfánus, T., Majerčák, J. 2008: High Tatras forest structure changes and their influence on rain interception and some components of water balance. *Contributions to Geophysics and Geodesy* 3, 293 – 304.
- Miklánek P., Pekárová P., 2006: Odhad intercepcie v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV so smrekovou a hrabovou monokultúrou. *J. Hydrol. Hydromech.* 54, 123 – 136.
- Orfánus, T. 2011: Oficiálna správa o výsledkoch testu protipovodňovej a protieróznej účinnosti dvoch technických opatrení, ktoré boli zrealizované ako pilotné projekty nad obcou Ťahanovce. ÚH SAV.
- Pekárová, P., Svoboda, A., Miklánek, P., Halmová, D., Pekár, J. 2012. Problémy povodní na malých tokoch II časť - Modelovanie povodne modelom NCL. http://www.vuvh.sk/download/Manazment_Povodi_rizik/zbornikPrispevkov/Konferencia/Prispevky/SekciaC/Pekarova_a_kol2.pdf
- Šach F., Kantor P., Černošous V. 2000: Forest ecosystems, their management by man and floods in the Orlicke hory Mts in summer 1997. *Ecology (Bratislava)* 19, 72 – 90.
- Whipkey RZ. 1965: Subsurface stormflow from forested slopes. *Int. Assoc. Sci. Hydrology Bull.*, 10.
- USDA Forest Service 1998: National Forest Road System and Use. Ed. Gerald Coghlan and Richard Sowa. Washington D.C.

Dvacet let hydrologického a biogeochemického výzkumu povodí Červík v Beskydech

Filip Oulehle¹, František Zemek², Zora Lachmanová³, Oldřich Myška¹, Jan Novotný², Zdeněk Vicha³
a Daniela Fottová¹

¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21, Praha 1

² Centrum výzkumu globální změny, v.v.i., Bělidla 986/4a, 603 00, Brno

³ Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., Strnady 136, 252 02, Jíloviště

Abstrakt

Povodí Červík (CER) v Beskydech je součástí sítě malých lesních povodí GEOMON, která slouží studiu dopadů změny chemismu srážek na biogeochemii lesních ekosystémů. Povodí Červík bylo postiženo vysokou kyselou depozicí v uplynulých dekádách, podobně jako v jiných částech ČR. Díky vysoké pufrací kapacitě podloží (flyš) nebylo povodí nikdy výrazně acidifikováno. Během dvaceti let měření došlo k poklesu vyplavování všech silných kyselých aniontů – sírany a chloridy poklesly v důsledku snížení jejich vstupů do povodí, kdežto dusičnany poklesly díky vyšší retenci N v povodí. Těžké kovy z depozice jsou v případě Cd a Pb účinně zadržovány v půdách povodí. Pomocí pokročilých technik dálkového průzkumu (laserové skenování) byl proveden detailní odhad množství nadzemní biomasy a zkonstruován detailní digitální model povodí.

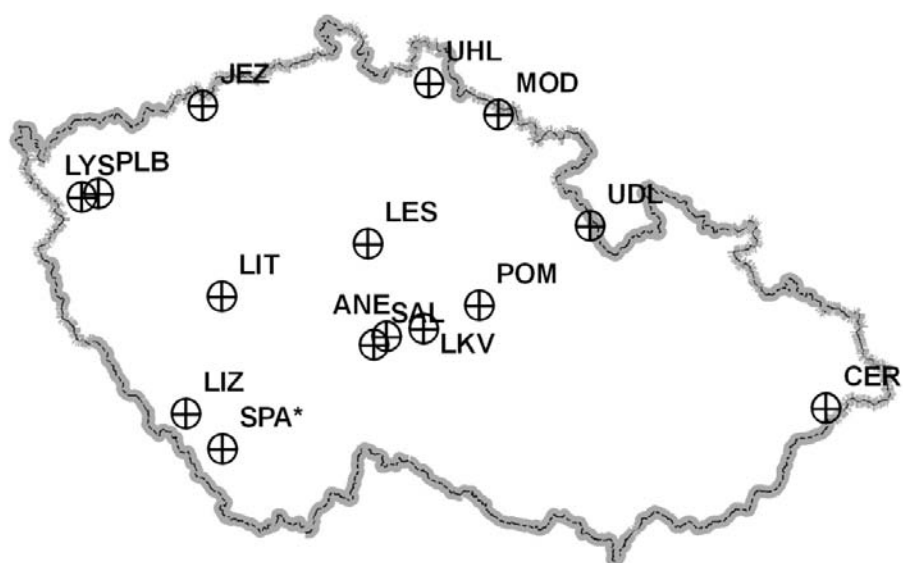
Klíčová slova: acidifikace, eutrofizace, kyselá depozice, dusík, síra, chloridy, DOC, DON

Úvod

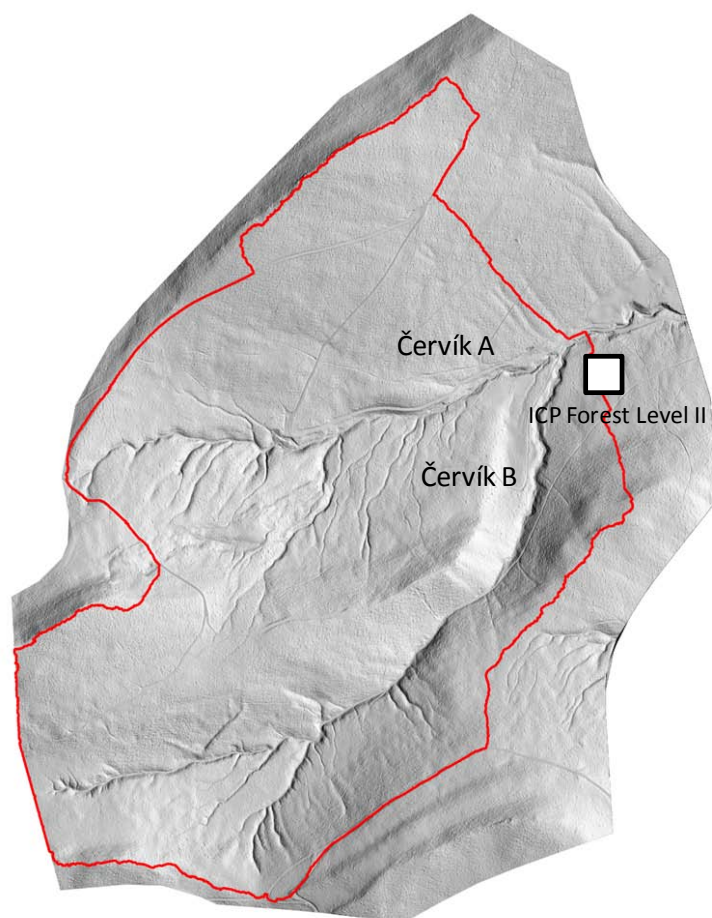
Během 20. století se stala kyselá atmosférická depozice jednou z nejvýznamnějších hrozeb pro fungování lesních ekosystémů. Emise oxidu siřičitého (SO₂), oxidů dusíku (NO_x) a amoniaku (NH₃) kulminovaly na území České republiky v polovině 80. let. Od té doby emise SO₂ poklesly o více jak 90%, emise NO_x o 70% a emise NH₃ o ca. 50% (Kopáček et al., 2012). Lesní ekosystémy, dříve významně zasažené účinky imisí a acidifikací půd, začaly pomalu regenerovat poté, co započal pokles depozice síry (S) (Oulehle et al., 2006). Snížený vstup S do ekosystémů způsobil nárůst půdního pH, snížení koncentrace rozpuštěného Al a jeho menší vyplavování do povrchových vod (Krášný et al., 2009). Vedle poklesu depozice S došlo i k méně výraznému snížení depozice dusíku (N). Dusík v lesních ekosystémech je limitujícím prvkem a jeho imobilizace (v biomase, půdě) má za následek jeho účinnou retenci v ekosystému. Pokud je však lesní ekosystém vystaven chronické vysoké depozici N, dusík se začne v ekosystému hromadit (akumulace v půdě spojená se snižováním půdního C/N poměru) a po určité době se začne z ekosystému uvolňovat jako mobilní dusičnan (NO₃). Zvýšené vyplavování NO₃ z ekosystému je jedním ze symptomů N saturace. Ta je spojena s další acidifikací a eutrofizací půd a povrchových vod (Aber et al., 1998).

Popis území a cíle práce

V roce 1993 byla založena síť malých lesních povodí GEOMON (GEOchemický MONitoring) s cílem postihnout a studovat změny v koloběhu prvků způsobené kyselou atmosférickou depozicí (Fottová, Skořepová, 1998). Počátek monitoringu spadá do období, kdy došlo k nejvýraznějšímu snížení depozice S. GEOMON v roce 2013 sdružuje celkem 14 povodí (obr. 1). Přestože většina povodí je tvořena přirozeně kyselým podložím (žula, rula) existují dvě výjimky, povodí Pluhův bor (PLB, Krám et al., toto číslo) tvořené převážně ultrabazickým serpentinitem a povodí Červík tvořené flyšem. Povodí Červík se nachází v blízkosti vodní nádrže Šance v CHKO Beskydy. Rozloha povodí je 185 ha, v rozpětí nadmořských výšek 640-961 m n.m. s průměrnou teplotou 6.2°C. Povodí bylo založeno v roce 1953 s cílem studovat vliv odlesnění na hydrologickou bilanci (Bíba et al., 2006). Z toho důvodu se povodí skládá ze dvou subpovodí:



Obr. 1: Síť malých lesních povodí GEOMON. Monitoring na povodí Spálenec (SPA*) byl ukončen v roce 2006. Geochemický monitoring povodí Litavka (LIT) začal v hydrologickém roce 2006.



Obr. 2: Digitální model terénu povodí Červík odvozený z laserového skenování.

Červík A, subpovodí po dobu dvaceti let od roku 1966 po částech těžené a Červík B, subpovodí kontrolní s tradičním lesním managementem (obr. 2). Chemismus odtoku v rámci GEOMONu je

sledován pod soutokem Červík A a Červík B. V povodí Červík je umístěna monitorovací plocha evropské sítě ICP Forest Level II (Klepačka), která je spravovaná Výzkumným ústavem lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i. (obr. 2). Cílem příspěvku je vyhodnotit:

- 1) Vliv snížení kyselé atmosférické depozice na kvalitu povrchových vod v období 1994-2013.
- 2) Vyhodnotit dlouhodobé změny v chemismu půd v povodí (od roku 1981).
- 3) Pomocí pokročilých technik dálkového průzkumu odhadnout množství biomasy v povodí

Metody

Měsíční odběry srážek na volné ploše (2 odběráky) a podkorunových srážek (5 odběráků v zimním a 9 odběráků v letním období) jsou sbírány vždy ke konci kalendářního měsíce nepřetržitě od listopadu 1993. Měsíční kumulativní objem ve srážkoměru je změřen a vypočten úhrn na základě plochy odběráků. Odběr vzorku povrchových vod je odebírán pod soutokem obou subpovodí u měrného přelivu. Měření průtoku zajišťuje limnigrafická stanice s ultrazvukovým čidlem. Chemické analýzy vod byly provedeny v akreditované laboratoři České geologické služby (ČGS). Kyselost (pH), alkalita a ostatní složky byly měřeny během několika týdnů od odběru, přičemž vzorky byly uskladněny v temnu při teplotě 4°C. Kyselost a alkalita byly měřeny pomocí skleněné elektrody, anionty pomocí HPLC, kationty na AAS, nejnověji na ICP MS, NH₄ a fosfor (od roku 2012) byly měřeny fotometricky. Rozpuštěný organický uhlík (DOC, od roku 2005) by měřen po vysokoteplotní oxidaci jako CO₂ a rozpuštěný organický dusík (DON) byl dopočítán jako rozdíl mezi celkovým N (změřený jako NO₂ po oxidaci) a sumou N-NO₃ a N-NH₄.

Půdy byly odebírány nepravidelně od roku 1981. Z důvodu nekonzistentní metodiky měření obsahu kationtů v půdách se zabýváme pouze vyhodnocením změn pH půdy (ve vodě a 1M KCl) a obsahu C a N. Chemické složení půd na ploše ICP Forest Level II v letech 2006 bylo stanoveno na základě metodiky ICP Forest.

K vytvoření velmi přesného digitálního modelu terénu a povrchu bylo povodí snímkováno pomocí laserového skenování (LIDAR). Na základě lidarových dat byl vytvořen digitální model terénu a byla provedena lokalizace jednotlivých stromů v povodí (nad 2 m) pomocí modelu povrchu adaptivní detekcí lokálních maxim. Na základě modelovaných výšek jednotlivých stromů byla vypočtena výčetní tloušťka (DBH) podle rovnice:

$$DBH = 0.03 * H * H + 0.72 * H$$

Kde H značí výšku stromu v metrech. Hmotnost nadzemní biomasy (AB) pak byla spočtena na základě rovnice:

$$AB = 0.11975 * (DBH * DBH * H)^{0.81336} \text{ (Zianis et al., 2005)}$$

Výsledky a diskuze

Hydrologická bilance

Roční průměrný srážkový úhrn za 20 let činí 1200 mm, při průměrném odtoku 670 mm, což odpovídá 56 % vstupu vody do povodí (tab. 1). Srážkové úhrny se pohybovaly od minima v hydrologických letech 1999 a 2008 do maxima v povodňovém roce 1997 a 2002. Nejnižší odtoková výška byla zaznamenána v roce 2003 (400 mm rok⁻¹), naopak nejvyšší v roce 1997 (971 mm rok⁻¹). Průměrná intercepce činila 330 mm rok⁻¹ (rozdíl mezi srážkami a podkorunovými srážkami) a evapotranspirace bez intercepce 200 mm rok⁻¹ (rozdíl mezi podkorunovými srážkami a odtokem).

Tabulka 1: Průměrná bilance vody a jednotlivých prvků za období 1994-2013.

BILANCE	1994-2013	PODKORUNOVÉ		
		SRÁŽKY	SRÁŽKY	ODTOK
H ₂ O	mm	1206	873	671
Na	kg/ha	2.0	2.4	11.2
K		3.2	19.1	7.1
Mg		0.9	1.7	15.4
Ca		5.8	10.0	34.4
Cl		5.8	9.5	7.0
S-SO ₄		8.4	16.9	33.0
N-NH ₄		4.6	3.2	1.4
N-NO ₃		4.3	4.5	2.8
DIN		8.9	7.8	4.1
As	g/ha	5.7	5.0	3.2
Cd		1.2	1.6	0.4
Pb		21.7	21.8	2.7

Atmosférická depozice

Depozice S ve srážkách poklesla o 50% na současných ca. 6 kg S ha⁻¹ rok⁻¹. Pokles v podkorunových srážkách byl ještě významnější – o 65% na současných ca. 9 kg S ha⁻¹ rok⁻¹ (tab. 2, obr. 3). Tento pokles je dán snížením emisí SO₂ v průběhu 90. let v důsledku odsíření tepelných elektráren v ČR a Polsku. Na rozdíl od síry, depozice N se významně nezměnila a pohybuje se na úrovni ca. 9 kg DIN ha⁻¹ rok⁻¹ ve srážkách a ca 8 kg DIN ha⁻¹ rok⁻¹ v podkorunových srážkách (tab. 2, obr. 3).

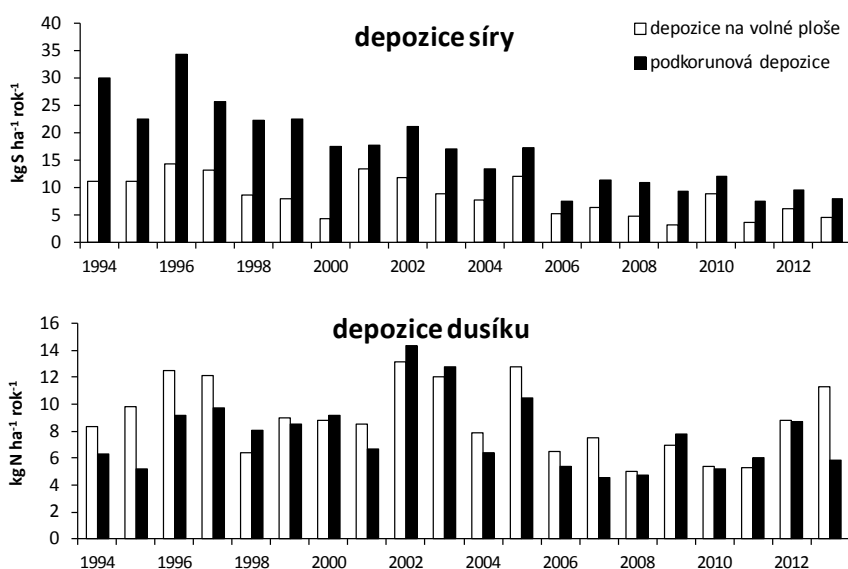
Tabulka 2: Změny v bilanci jednotlivých prvků v období na začátku (1994-1997) monitoringu a v současnosti (2010-2013).

		Na	K	Mg	Ca	N-NH ₄	N-NO ₃	DIN	Cl	S	DOC	DON	As	Cd	Pb
		kg ha ⁻¹ yr ⁻¹											g ha ⁻¹ yr ⁻¹		
Srážky	1994-1997	2.6	3.1	1.0	6.3	5.4	5.3	10.7	6.7	12.4		4.3	6.4	2.3	46.4
	2010-2013	1.6	3.8	1.4	6.3	4.8	2.9	7.7	3.7	5.9	21.7	4.3	4.6	0.7	7.6
Podkorunové srážky	1994-1997	2.6	15.9	1.7	12.0	2.9	4.7	7.6	10.2	28.1			5.0	4.0	35.2
	2010-2013	1.5	17.8	1.5	8.3	2.7	3.8	6.5	6.7	9.3	46.4	2.2	2.7	0.6	9.2
Odtok	1994-1997	12.5	8.6	17.4	43.9	0.0	3.7	3.7	10.5	47.6			2.5	0.5	3.0
	2010-2013	9.2	6.0	12.3	28.0	0.1	1.5	1.6	4.2	21.1	15.8	1.0	1.6	0.2	1.6

Rozpuštěný organický dusík, měřený od roku 2005, přispívá k celkové depozici N dalšími ca. 4 kg DON ha⁻¹ rok⁻¹ ve srážkách a ca. 2 kg DON ha⁻¹ rok⁻¹ ve srážkách podkorunových. DON tvoří zhruba 25% celkové depozice dusíku do povodí. Na straně kationtů došlo k výraznému snížení depozice sodíku (Na) a vápníku (Ca) a to zejména v podkorunových srážkách. Depozice sodíku poklesla ve sledovaném období o 40% a Ca o více jak 30% na současných 1.5 kg Na ha⁻¹ rok⁻¹ a 8 kg Ca ha⁻¹ rok⁻¹. Snížení depozice Na a Ca pravděpodobně souvisí se sníženou suchou depozicí. Depozice draslíku (K) a hořčíku (Mg) se pohybovala kolem hodnoty 3 kg K ha⁻¹ rok⁻¹ a 0.9 kg Mg ha⁻¹ rok⁻¹ ve srážkách a 19 kg K ha⁻¹ rok⁻¹ a 1.7 kg Mg ha⁻¹ rok⁻¹ v podkorunových srážkách (tab. 2). Depozice chloridů je v současnosti nižší nežli v 90. letech – pokles o ca. 40% na současných 7 kg Cl ha⁻¹ rok⁻¹ v podkorunových srážkách. Depozice rozpuštěného organického uhlíku se pohybuje na úrovni ca. 22 kg DOC ha⁻¹ rok⁻¹ ve srážkách a ca. 46 kg DOC ha⁻¹ rok⁻¹ v podkorunových srážkách. Poměr DOC/DON byl 5 pro srážky a 21 pro podkorunové srážky. Vedle signifikantního poklesu kyselé atmosférické depozice, zejména síry, došlo za sledované období i k významnému snížení depozice Na, Ca a Cl. Od roku 1996 byly kontinuálně sledovány i vybrané stopové prvky a to: arzén (As), kadmium (Cd) a olovo (Pb). U všech sledovaných stopových prvků došlo k výraznému snížení depozice do ekosystému. As poklesl o 50%, Cd o více jak 70% a Pb o více jak 80%. Dnešní úroveň podkorunové depozice se pohybuje kolem 2.7 g As ha⁻¹ rok⁻¹, 0.6 g Cd ha⁻¹ rok⁻¹ a 9 g Pb ha⁻¹ rok⁻¹ (tab. 2).

Bilance ekologicky významných prvků

Pokles depozice síry ve srážkách měl za následek pokles vyplavování síranů (SO_4) z povodí. Vyplavování SO_4 pokleslo z ca $46 \text{ kg S ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ na ca $21 \text{ kg S ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$, snížení o více jak 50%. Díky zdroji síry v podložních horninách je odnos S z povodí významně vyšší, nežli měřená depozice. Na rozdíl od depozice S, pokles depozice N nebyl pozorován. O to překvapivější je zjištění, že vyplavování N z povodí pokleslo o 60% na dnešní úroveň ca $1.6 \text{ kg DIN ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$, což odpovídá současným ca. 25% podkorunové depozice DIN (tab. 2). Pokles dusičnanu v odtoku je regionální



Obr. 3: Vývoj depozice síry a dusíku od roku 1994 ve srážkách na volné ploše a v podkorunových srážkách.

fenomén zaznamenaný skoro na všech povodích v síti GEOMON (Oulehle et al., 2008). Důvodem lepší retence N v ekosystému může být jednak i) vyšší zadržování N v biomase, spojené s lepším růstem dřevin nebo ii) vyšší retencí N v půdách jako důsledek regenerace funkce půdních mikroorganismů. Odnos DON se podílí na celkovém exportu N z povodí zhruba 40%, což je asi $1 \text{ kg DON ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$. Snížení koncentrace síranů a dusičnanů se pozitivně projevila na mírném zvýšení pH potoční vody (obr. 4).



Obr. 4: Vývoj pH potoční vody. Roční průtokem vážené průměry.

Kyselost (pH) potoční vody je neutrální (průměrné pH 1994-2013 je 6.75) způsobené účinnou neutralizací srážkové vody v půdním profilu. Průměrný odtok Na z povodí byl $11 \text{ kg Na ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$, což je 5x více nežli podkorunová depozice. Podobně odtok Mg (odtok $15 \text{ kg Mg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$) a Ca (odtok $34 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$) je řádově vyšší ve srovnání s atmosférickou depozicí (tab. 1). Vysoké odnasy bazických kationtů, vysoké pH a nízké koncentrace Al svědčí o účinné pufraci kyselé depozice flyšovým podložím v povodí. Pokles depozice Cl ve srážkách byl následován i poklesem odtoku Cl povrchovou vodou. Export Cl poklesl o 60% na dnešní úroveň ca. $4 \text{ kg Cl ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$ (tab. 2). Chloridový iont je

brán jako konzervativní při průchodu půdním prostředím a často slouží ke kontrole vodní bilance. Změny v depozici Cl svědčí o tom, že koncentrace Cl ve srážkách nebyla konstantní a při jeho použití v hydrologických bilancích se musí kriticky vyhodnotit sledované období. Přesto, vezmeme-li dlouhodobou průměrnou koncentraci Cl ve srážkové vodě (0.49 mg/l) při známém úhrnu (1206 mm) a dlouhodobě měřenou průměrnou koncentraci v potoční vodě (1.05 mg/l), jednoduchou bilanční rovnicí zjistíme, že vypočtená průměrná odtoková výška činí 620 mm, což je jen o málo méně nežli dlouhodobě měřený odtok (671 mm). Export DOC z povodí činí ca. 16 kg DOC ha⁻¹ rok⁻¹, tato hodnota řadí Červík mezi povodí s nízkým obsahem organických kyselin (průměrná koncentrace DOC byla 3.1 mg/l). Vysoká pufrací kapacita půd, spojená s vyšším pH, má za následek nízkou mobilitu Cd, dlouhodobý odtok je řádově nižší (0.4 g Cd ha⁻¹ rok⁻¹) nežli jeho depozice. Naopak odtok As činí asi 60% jeho celkové depozice do povodí. Vysoká retenční kapacita Pb v povodí (≈90%) je důsledkem nízkého exportu organického uhlíku z povodí (nemožnost kotransportu s DOC).

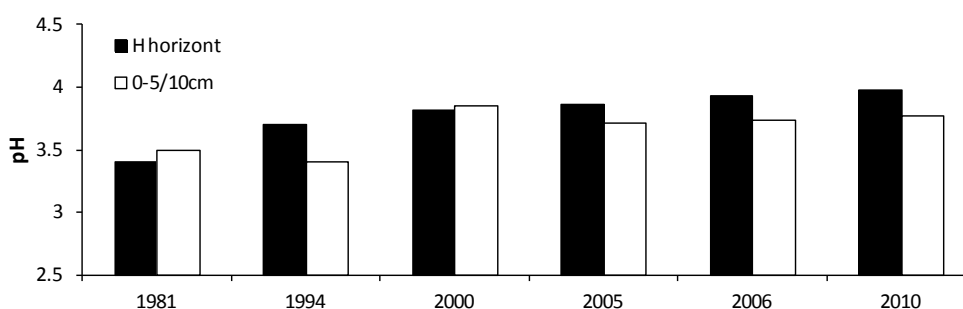
Odtok z povodí Červík nebyl v minulosti významně antropogenně acidifikován. Chemismus vod reagoval na snížení depozice S, zvýšila se retenční kapacita N v povodí a tím došlo ke snížení síranů a dusičnanů. Díky vysoké pufrací kapacitě podloží bylo pH vody neutrální, koncentrace rozpuštěného hliníku nízké a koncentrace bazických kationtů vysoké. Během dvaceti let monitoringu došlo k významnému snížení depozice a odtoku Cl. Těžké kovy z depozice jsou v případě Cd a Pb účinně zadržovány v půdách povodí.

Chemismus půd a jeho vývoj

I přes vysokou pufrací kapacitu podloží, půdy v povodí Červík (lokalita Klepačka ICP Forest Level II) vykazují nízkou bazickou saturaci v minerálních horizontech (mezi 3 a 7%, tab. 3). Hlubší minerální horizonty mají vyšší pH než svrchní horizonty a organické horizonty (pH horizontu F/H je 3.9). Poměr C/N v horizontu F/H činí 25 a snižuje se při přechodu do minerální půdy. Srovnáním C/N poměru v jednotlivých minerálních horizontech s DOC/DON poměrem povrchové vody (16) můžeme usuzovat, že DOC a DON se v průměru generuje zhruba z hloubky půdního profilu do 20 cm

Tabulka 3: Chemismus půd na lokalitě ICP Forest Level II (Klepačka) v povodí Červík (2006).

2006	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	pH (CaCl ₂)	C _{tot} mg/100 mg sušiny	N _{tot} mg/100 mg sušiny	C/N	S _{tot} mg/kg sušiny	výluh 0,1 mol/l BaCl ₂			výluh lučavkou královskou				TEA výměnná acidita mmol/100g sušiny	BS bazická saturace %
								Ca výměnný mg/kg sušiny	K výměnný mg/kg sušiny	Mg výměnný mg/kg sušiny	Ca mg/kg sušiny	K mg/kg sušiny	Mg mg/kg sušiny	P mg/kg sušiny		
FH	3.9	2.8	3.0	38	1.5	24.5	1850	1641	454	166	1160	844	410	999	11.9	47
0 - 10 cm	3.7	3.0	3.1	6.9	0.4	18.4	390	41	63	20	110	1329	1170	516	12.0	4.2
10 - 20 cm	4.1	3.5	3.6	2.6	0.2	15.9	175	30	23	8.3	105	1925	1772	390	9.1	2.9
20 - 40 cm	4.4	3.8	3.9	1.5	0.1	13.6	170	33	30	5.8	68	1963	1967	329	5.9	4.6
40 - 80 cm	4.5	4.0	4.0	0.9	0.1	11.5	150	41	33	8.9	80	2367	2302	284	4.7	7.3



Obr. 5: Vývoj půdního pH (vodní výluh) od roku 1981 v dolní části povodí Červík B. Data z let 2006 a 2010 jsou z lokality ICP Forest LII Klepačka (horizont F/H a 0-10cm).

(C/N 10-20cm je ≈16). Parametr pH, díky své metodické robustnosti, se jeví jako vhodný údaj pro postih změn vývoje půdního chemismu. Z dlouhodobých dat od roku 1981 vyplývá, že zejména svrchní organické vrstvy a svrchní minerální půda se postupně opět alkalizuje. V horizontu F/H vzrostlo pH půdy z 3.4 v roce 1981 na 4.0 v roce 2010. Méně výrazný nárůst byl zaznamenán i ve svrchní minerální půdě – vzrůst z 3.5 na 3.8 (obr. 5). V hlubších horizontech nejsou změny

signifikantní. I přes nízkou bazickou saturaci půd, došlo k regeneraci půdního prostředí, především ve svrchních organických horizontech, díky snížení kyselé atmosférické depozice. V tomto kontextu můžeme nepřímo uvažovat, že regenerace půdního může mít pozitivní vliv i na retenci živin v ekosystému, zejména dusíku, díky stimulaci a vyšší efektivitě mikrobiálních procesů (Oulehle et al., 2011).

Odhad biomasy pomocí laserového skenování

Metodou laserového skenování byl vytvořen velmi podrobný digitální model povodí, který bude v budoucnu využit pro pokročilé hydrologické modelování (obr. 2). Díky vysoké rozlišovací schopnosti skeneru, bylo možné detekovat jednotlivé stromy v povodí a tím postihnout jeho prostorovou strukturu (obr. 6). Analýzou lidarových dat bylo detekováno v povodí 33192 jedinců stromů s výškou nad 2m, průměrná výška stromů v povodí činí 17.8m. Na základě alometrických rovnic byla odhadnuta biomasa v povodí na 68 tun/ha. V tabulce 4 jsou uvedeny obsahy živin v asimilačních orgánech (jehlicích) na lokalitě Klepačka (ICP Forest Level II). Do budoucna se plánuje srovnání zásob odhadnutých pomocí lidarových dat se zásobou vedenou v lesních hospodářských plánech. Přesně získané údaje o množství nadzemní biomasy jsou cennou součástí veškerých budoucích odhadů vývoje zásob živin v lesních ekosystémech.

Tabulka 4: Koncentrace živin v 1. a 2. ročníku jehlicí na lokalitě Klepačka mezi lety 2005 a 2011.

	ročník	Ca mg/kg sušiny	K mg/kg sušiny	Mg mg/kg sušiny	P mg/kg sušiny	N _{tot} hm. % sušiny
2005	1.	2019	9012	804	1718	1.42
	2.	3807	6415	694	1104	1.23
2007	1.	2885	7334	806	1395	1.44
	2.	3860	6256	708	1079	1.30
2009	1.	4009	8206	787	1671	1.38
	2.	3878	6773	692	1197	1.27
2011	1.	3053	6627	977	1513	1.49
	2.	3381	6507	711	1235	1.43

Závěr

Povodí Červík v Beskydech bylo postiženo vysokou kyselou depozicí v uplynulých dekádách. Díky vysoké pufrací kapacitě podloží (flyš) nebylo povodí nikdy výrazně acidifikováno. Během dvaceti let měření došlo k poklesu vyplavování všech silných kyselých aniontů – sírany a chloridy poklesly v důsledku snížení jejich vstupů do povodí, kdežto dusičnany poklesly díky vyšší retenci N v povodí podmíněnou biologickými pochody (akumulace v biomase, retence v půdě, snížená nitrifikace). Regenerace půdního prostředí je dobře dokumentována pomocí dlouhodobého měření půdního pH (od roku 1981). Na pokles kyselé depozice nejvíce pozitivně reagovaly svrchní organické horizonty. Pomocí pokročilých technik dálkového průzkumu (laserové skenování) byl proveden detailní odhad množství nadzemní biomasy a zkonstruován detailní digitální model povodí. Povodí Červík tak může sloužit jako příklad multidisciplinárního výzkumu koloběhu vody a prvků v ekosystémech.



Obr. 6. Příklad vertikálního řezu porostem, který je odvozen z dat laserového skenování.

Poděkování

Tento výzkum byl podpořen projektem CzechGlobe – Global Change Research Centre (CZ.1.05/1.1.00/02.0073) a výzkumným záměrem České geologické služby (MZP0002579801). Filip Oulehle děkuje za podporu grantu GAČR (14-3331S) a Programu Lidé (Marie Curie Actions) FP7/2007-2013 (No:PCIG13-GA-2013-618430).

Literatura

- Aber, J., McDowell, W., Nadelhoffer, K., Magill, A., Berntson, G., Kamakea, M., McNulty, S., Currie, W., Rustad, L., Fernandez, I. Nitrogen saturation in temperate forest ecosystems: Hypotheses revisited (1998) *BioScience*, 48 (11), 921-934.
- Bíba, M., Oceánská, Z., Vícha, Z., Jařabáč, M. Lesnicko-hydrologický výzkum v beskydských experimentálních povodích. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 54, 113-122.
- Fottová, D., Skořepová, I. Changes in mass element fluxes and their importance for critical loads: Geomon network, Czech Republic (1998) *Water, Air, and Soil Pollution*, 105 (1-2), 365-376.
- Kopáček, J., Posch, M., Hejzlar, J., Oulehle, F., Volková, A. An elevation-based regional model for interpolating sulphur and nitrogen deposition (2012) *Atmospheric Environment*, 50, 287-296.
- Krám, P., Čuřík, J., Veselovský, F., Myška, O., Lamačová, A., Hruška, J., Štědrá, V. Hydrologie a hydrochemie dlouhodobě zkoumaného ultrabazického povodí Pluhův bor (2014) *Sborník Hydrologie malých povodí (toto číslo)*.
- Krám, P., Hruška, J., Driscoll, C.T., Johnson, C.E., Oulehle, F. Long-term changes in aluminum fractions of drainage waters in two forest catchments with contrasting lithology (2009) *Journal of Inorganic Biochemistry*, 103 (11), 1465-1472.
- Oulehle, F., Evans, C.D., Hofmeister, J., Krejci, R., Tahovska, K., Persson, T., Cudlin, P., Hruska, J. Major changes in forest carbon and nitrogen cycling caused by declining sulphur deposition (2011) *Global Change Biology*, 17 (10), 3115-3129.
- Oulehle, F., Hofmeister, J., Cudlín, P., Hruška, J. The effect of reduced atmospheric deposition on soil and soil solution chemistry at a site subjected to long-term acidification, Načetín, Czech Republic (2006) *Science of the Total Environment*, 370 (2-3), 532-544.
- Oulehle, F., McDowell, W.H., Aitkenhead-Peterson, J.A., Krám, P., Hruška, J., Navrátil, T., Buzek, F., Fottová, D. Long-term trends in stream nitrate concentrations and losses across watersheds undergoing recovery from acidification in the Czech Republic (2008) *Ecosystems*, 11 (3), 410-425.
- Zianis, D., Muukkonen, P., Mäkipää, R., Mencuccini, M. Biomass and stem volume equations for tree species in Europe (2005) *Silva Fennica Monographs*, 4, 1-63.

Assessment of bed sediments hydraulic conductivity in Žitný Ostrov channel network

Janka Ovcharovichova¹, Renáta Dulovičová², Yveta Velísková²

¹ Civil Engineering Technology, HACC College, PA, USA

² Institute of Hydrology, Slovak Academy of Sciences, Slovakia

Abstract

The objective of this study is to assess the hydraulic conductivity of the sediments in irrigation channels at Žitný Ostrov (ŽO), Southern Slovakia. The irrigation channels continuously experience silting. Deposition of the sediments reaches 0.1 m to over 1.5 m in thickness. The sediments are clayey sand and loamy sand in nature. Sediments' hydraulic conductivity is one of the influential parameters in regards to infiltration and recharge of water into and out of the channels into Danube River aquifer. A number of empirical formulas exists for hydraulic conductivity computation. Selected formulas were used in this study. They are based mainly on the grain distribution in conjunction with other parameters. The obtained values of hydraulic conductivity from selected formulas are assessed by statistical methods.

Keywords: hydraulic conductivity, irrigation channels, sediments, clayey sand, loamy sand, linear regression line, logarithmic trend line, representative value

Introduction

A number of empirical formulas for determination of hydraulic conductivity (HC) are used in engineering practice. Most of the ground water textbook refer the reader to the formulas of Hazen, Beyer, Sauerbrei, Kozeny, USBR, Pavchich, Schlichter, Terzaghi, Kruger, Zunker, Zamarin, Boonstra & de Ridder, Spacek, Palagin, Schweiger, Carman & Kozeny, Seelheim, Orechova, Zieschang, and others. The structure of the formulas ranges from a simple function of the grain size to the most complex exponential equations containing a number of parameters, which can be computed through additional equations.

Most of the empirical formulas are based on either the laboratory or field experiments. However, many texts do not describe either the conditions under which the formula was derived nor the range of application. It is hard then to apply the formulas for the engineering estimates of quantities where we need to know the representative value of the HC. A typical quantity estimate may include the computation of the amount of infiltrated or ex-filtrated water into/from the irrigation channel into/from the aquifer.

Many scholars and scientists addressed the computation of HC of the ŽO sediments by using empirical formulas (Kosorin, 1975; Špaček, 1987; Dulovičová, Velisková, 2005; Jánošík, Jarabicová, Pásztorová, Vitková, 2009; Dulovičová, Velísková, 2010), just to mention a few. For hydraulic modeling of the interaction of surface and groundwater, the HC is one of the most important inputs. It is a common practice to estimate the HC from the available empirical formulas. One may find out that a wide range of the HC values is obtained as a result. The computed values may differ by factors of ten or more. The decision as to which formula has the most appropriate application to a given condition could be subjective. Often times the representative HC is computed as an arithmetic mean of multiple results.

Methodology

In this study we are assessing the values of HC of the sediments computed from 14 empirical formulas. The computations can be found in previous publication, along with the specific formulas,

Dulovičová, Velísková, 2005. The main channels of ŽO were selected for this study. The sediments from these channels were extracted several times in the past. The physical extraction of the sediments samples from the channels was performed separately for the bottom layer and top layer of the sediment. The reason for layer separation is a different nature of the sediments at the top and the bottom. The top layer of sediments is often time mixed with the organic matter, which influences the properties of the sediments. They can be best described as loamy sand and clayey sand. The granularity curves were determined in the laboratory.

We selected the loamy sand for this analysis. The computation of HC values from empirical formulas used the granularity curves results. They included double results; one for the top and one for the bottom layers of the sediments. We call the number of HC results a sample population counts. The following table 1 explains the combination of HC input values for the loamy sand analyses.

Table 1: Sample population count for the HC values computed from empirical formulas.

1.Channel SVI 12	HC values, the top & bottom layer	Sample population count
2.Channel Komárno 10	HC values, the top layer	Sample population count
3.Channel SVI 10	HC values, the bottom layer	Sample population count

As a first step we constructed bar graphs of the values of HC computed from the empirical formulas. In fig. 1 we show a bar graph for Channel SVI, loamy sand, top & bottom layer of sediments.

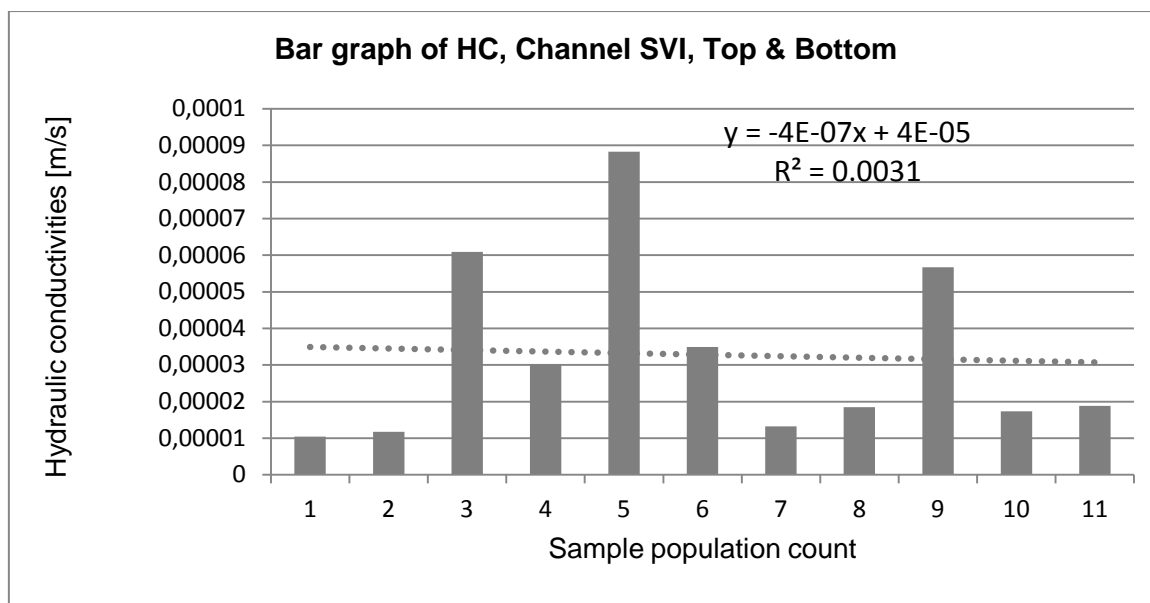


Fig.1: Bar graph of HC computed for Channel SVI, loamy sand, top & bottom layer of sediments.

For comparison we then constructed a scatter graph of the same variables, fig. 2.

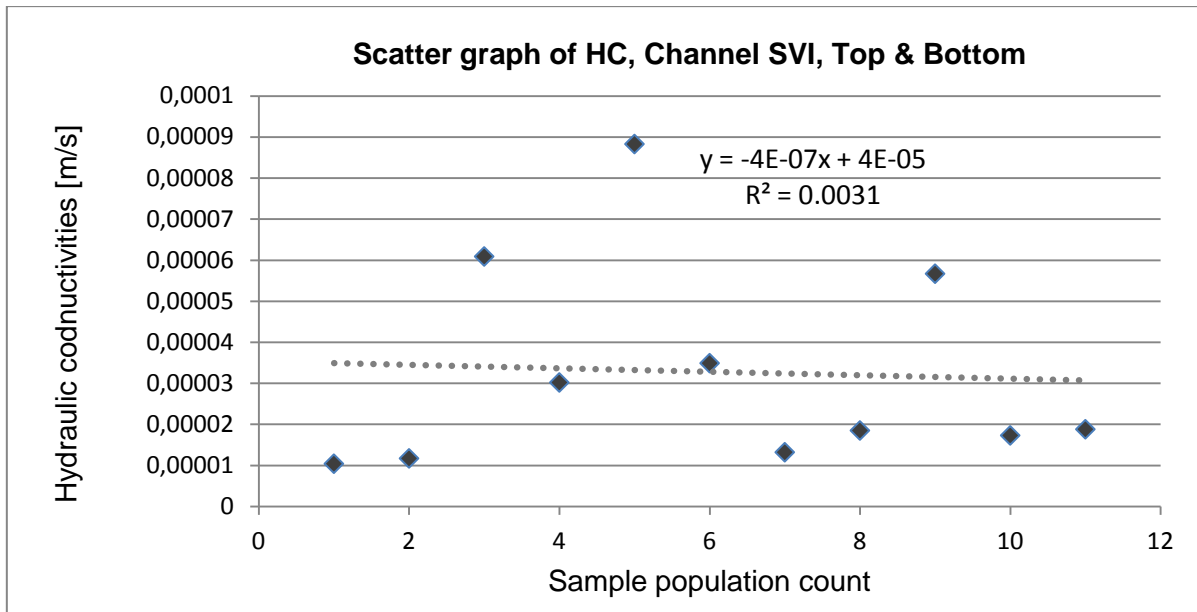


Fig.2: Scatter graph of HC computed for Channel SVI, loamy sand, bottom layer of sediments.

Similar way we constructed bar graphs and scatter graphs for the next two sample populations, loamy sand Channel Komárno top layer and Channel SVI bottom layer of sediments. The statistical indexes of all three sample populations are shown in table 2.

Table 2: Statistical indexes of sample populations.

Statistical indexes	1. Channel SVI, Top & Bottom	2.Channel Komárno, Top	3. Channel SVI, Bottom
Arithmetic mean	3.281 E-05	4.489 E-05	3.505 E-05
Harmonic mean	2.077 E-05	3.181 E-05	2.307 E-05
Geometric mean	2.561 E-05	3.785 E-05	2.802 E-05
Standard deviation	2.534 E-05	2.681 E-05	2.554 E-05
Variance	5.840 E-10	6.469 E-10	5.872 E-10

By visual inspection of both bar and scatter graphs we concluded that the values of HC exhibit a wide range of the numerical values. The coefficient of determination R^2 in the graphs provides a measure of how well computed outcomes are replicated by the linear regression line. The $R^2 = 0.0031$ for Channel SVI top & bottom layers, $R^2 = 0.0626$ for Channel Komárno top layer and $R^2 = 0.0345$ for Channel SVI bottom layer, hence very low values. For an ideal correlation R^2 equals to 1.0.

In order to achieve higher R^2 we transformed the values of HC into logarithmic values. As an intermediate step we constructed a new bar graph, Fig.3. The equation of the logarithmic trend line is:

$$y = -0.238 \ln(x) + 10.951, \text{ Channel SVI top \& bottom} \quad (1)$$

Similarly the equations of the logarithmic trend lines for the other two channels are:

$$y = -0.1337 \ln(x) + 9.98, \text{ Channel Komárno, top} \quad (2)$$

$$y = 0.0219 \ln(x) + 10.449, \text{ Channel SVI, bottom} \quad (3)$$

All three logarithmic trend lines were then superimposed in one coordinate system, Fig.4.

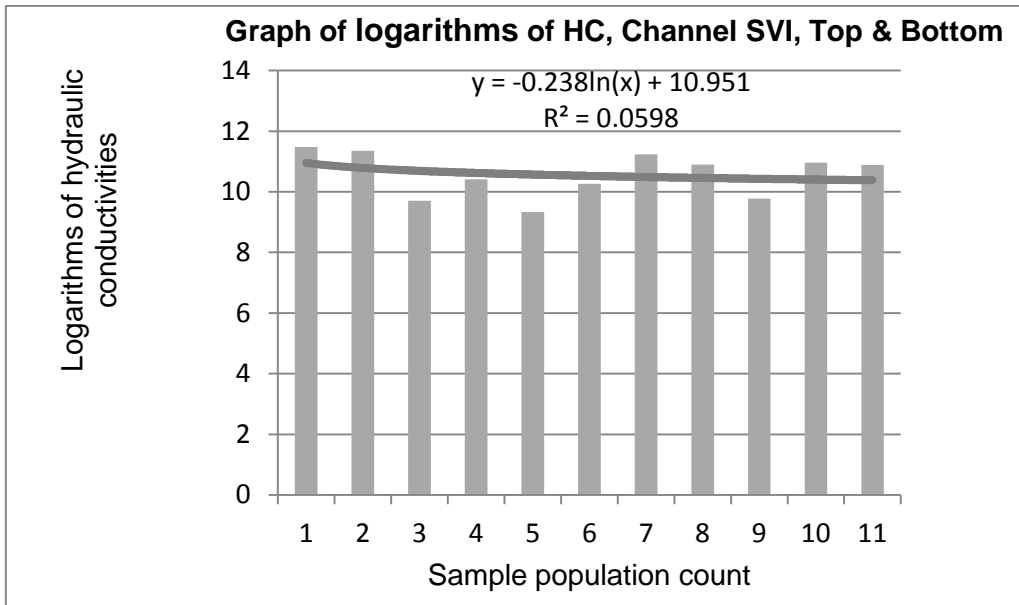


Fig. 3: Bar graph of logarithmic values of HC, Channel SVI top & bottom.

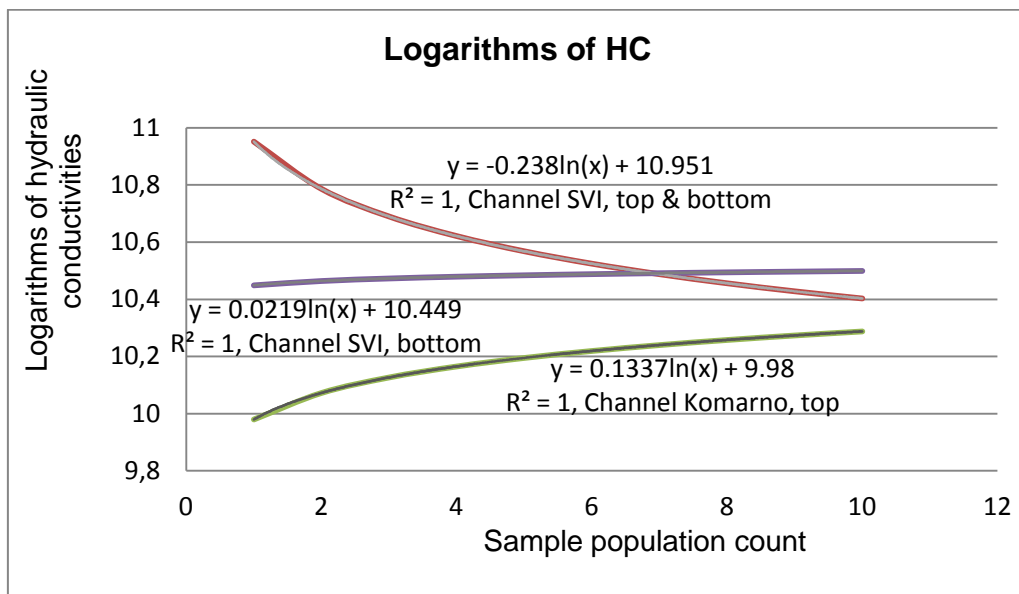


Fig. 4: Logarithms of hydraulic conductivities for Channel SVI top & bottom, Channel Komárno top, and Channel SVI bottom.

Results and discussion

The graph in Fig.4 represents three different logarithmic trend lines of hydraulic conductivities in Channel SVI and Komárno. The coefficient of determination in each case is $R^2 = 1$.

As a progression of calculations we created one logarithmic trend line, representing all three lines. We repeated this step three times as this one logarithmic trend line is computed as an arithmetic mean, harmonic mean and geometric mean, Fig.5, 6, 7. The following equations illustrate computation of these three types of mean differ, as the formulas for a computation of each is different:

$$\text{Arithmetic mean} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (4)$$

$$\text{Harmonic mean} = \frac{n}{\frac{1}{x_1} + \frac{1}{x_2} + \dots + \frac{1}{x_n}} \quad (5)$$

$$(\text{Geometric mean } x_i)^{1/n} = \sqrt[n]{x_1, x_2, x_3, \dots, x_n} \quad i = 1 \text{ to } i = n \quad (6)$$

It should be noted that geometric mean is sometimes called the log-average. It is computing the arithmetic mean of the logarithm-transformed values of a variable, in this case hydraulic conductivity. The equations of the three logarithmic trend lines are shown in Figures 5, 6 and 7.

$$y = -0.027 \ln(x) + 10.46, \text{ trend line computed as an arithmetic mean} \quad (7)$$

$$y = -0.021 \ln(x) + 10.447, \text{ trend line computed as a harmonic mean} \quad (8)$$

$$y = -0.024 \ln(x) + 10.453, \text{ trend line computed as a geometric mean} \quad (9)$$

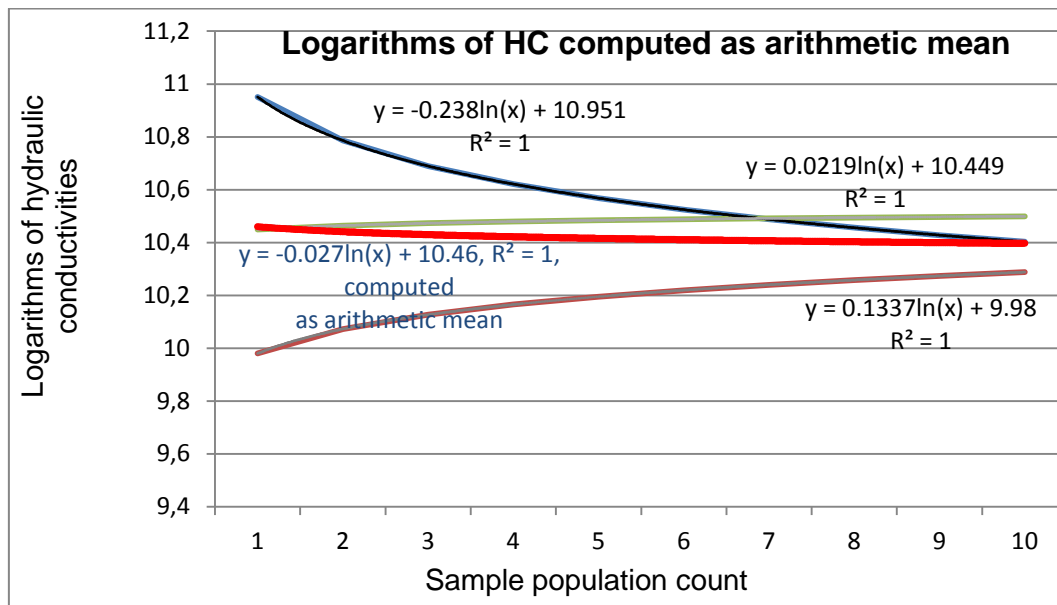


Fig. 5: Logarithmic trend line of HC computed as arithmetic mean.

Table 3: HC computed as arithmetic mean, equation (7).

x	y	HC [m/s]
1	-10.4600	2.866 E-05
2	-10.4413	2.920 E-05
3	-10.4303	2.952 E-05
4	-10.4226	2.975 E-05
5	-10.4165	2.993 E-05
6	-10.4116	3.008 E-05
7	-10.4075	3.021 E-05
8	-10.4039	3.032 E-05
9	-10.4007	3.041 E-05
10	-10.3978	3.050 E-05

x = sample population; y = absolute values of natural logarithms of HC computed from equation (7); HC = hydraulic conductivity [m/s].

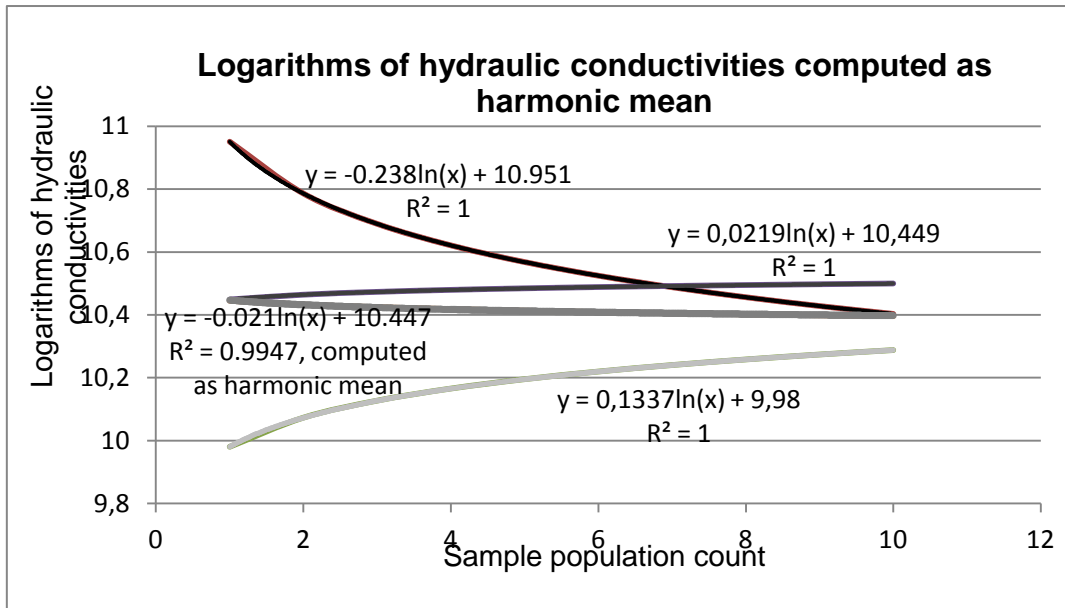


Fig. 6: Logarithmic trend line computed as harmonic mean.

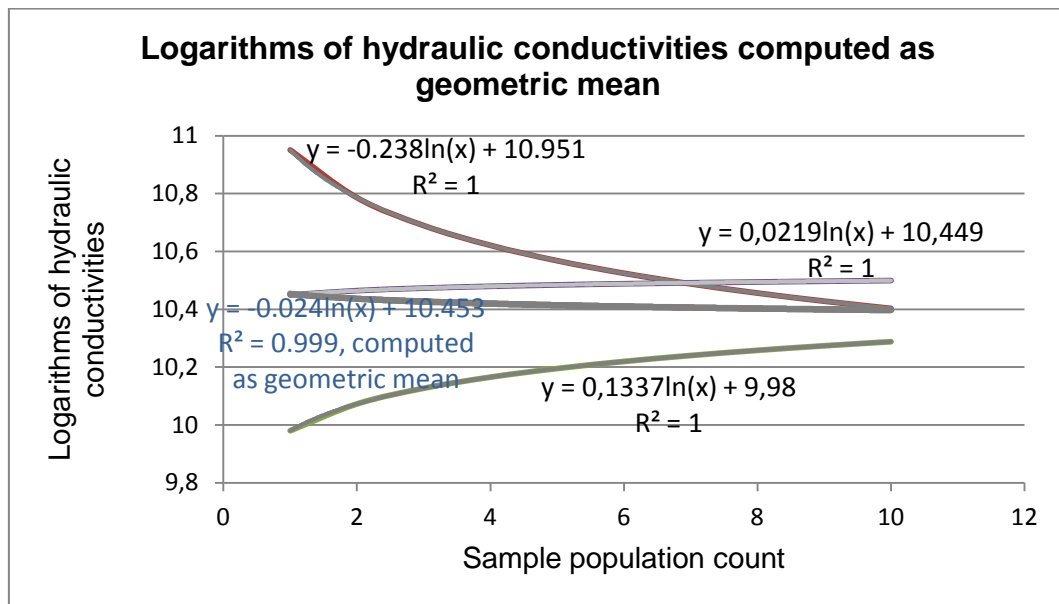


Fig. 7: Logarithmic trend line computed as geometric mean.

Tables 3, 4 and 5 summarize computations of the logarithms and the actual values of the HC's for the case of arithmetic, harmonic and geometric mean respectively.

Table 4: HC computed as harmonic mean, equation (8).

x	y	HC [m/s]
1	-10.4470	2.904 E-05
2	-10.4324	2.946 E-05
3	-10.4239	2.971 E-05
4	-10.4179	2.989 E-05
5	-10.4132	3.003 E-05
6	-10.4094	3.015 E-05
7	-10.4061	3.025 E-05
8	-10.4033	3.033 E-05
9	-10.4009	3.041 E-05
10	-10.3986	3.047 E-05

In a summary the values of HC's computed from the equations (7), (8) and (9) do not experience a large range of numerical values;

(2.866 ÷ 3.050) E-05 [m/s] arithmetic mean
 (2.904 ÷ 3.047) E-05 [m/s] harmonic mean
 (2.886 ÷ 3.050) E-05 [m/s] geometric mean.

For comparison the arithmetic mean values computed for the channels under study reached the following values;

3.281 E-05 [m/s], Channel SVI Top & Bottom
 4.490 E-05 [m/s], Channel Komárno Top
 3.505 E-05 [m/s], Channel SVI Bottom

As a final step the actual values of the hydraulic conductivity are computed through an exponential function, de-logarithming, as shown in the third column of tables 3, 4 and 5.

Table 5: HC computed as a geometric mean, equation (9).

x	y	HC [m/s]
1	-10.4530	2.886 E-05
2	-10.4364	2.935 E-05
3	-10.4266	2.963 E-05
4	-10.4197	2.984 E-05
5	-10.4144	3.000 E-05
6	-10.4100	3.013 E-05
7	-10.4063	3.024 E-05
8	-10.4031	3.034 E-05
9	-10.4003	3.042 E-05
10	-10.3977	3.050 E-05

Conclusion

In this study we used 14 empirical formulas to compute hydraulic conductivities of the sediments on the channels in ŽO. We assessed the data and concluded that they were for the most part consistent, e.g. the values of the hydraulic conductivities ranged within the factor of E-05. We only eliminated one outlier, a value of the factor of E-08.

We used logarithmic transformation of numerically computed hydraulic conductivities. The graphical representation of the hydraulic conductivities demonstrated that the data is grouped closer to the logarithmic trend lines, with the coefficient of determination R^2 equal one, as compared to the linear regression lines with R^2 ranging from 0.0031 to 0.00626. The actual values of the hydraulic conductivities we then computed through de-logarithming.

We believe this method is more objective in regards to computations of the representative values. Although the computation of a simple arithmetic mean is quick, it may not produce the most representative value.

Acknowledgement

This work was supported by the VEGA Project No. 2/0123/11 and it is also the result of the project implementation ITMS 26240120014 Center of excellence for protection and use of landscape and biodiversity supported by the Research & Development Operational Programme funded by the ERDF.

References

- Bear, J., (2007): Hydraulics of ground water, Dover Publications, Inc., Textbook.
- Bulmer, M.G., (1979): Principles of statistics, Dover Publications, Inc., Textbook.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2005): Koeficienty nasýtenej hydraulickej vodivosti nánosov na hlavných kanáloch kanálovej siete Žitného ostrova, In Acta Hydrologica Slovaca, ISSN 1335-6291, Vol.6, No.2, p.274-282.
- Dulovičová, R., Velísková, Y. (2010): Zmeny na kanáloch Žitného ostrova vplyvom ich zanášania, In Acta Hydrologica Slovaca, ISSN 1335-6291, Vol.11, No.2, p.219-226.
- Freedman, D., Pisani, R., Purves, R., (2007): Statistics, Fourth edition, W.W. Norton & Company, Textbook.
- Harr, M.,(1991): Groundwater and seepage, Dover Publications, Inc., Textbook.
- Jánošík, J., Jarabicová, M., Pásztorová, M., Vitková, J. (2009): Využitie zrnitostných rozborov pri stanovení nasýtenej hydraulickej vodivosti, 8.konferencia mladých vodohospodárov 2009.
- Kasenow, M., (2010): Determination of hydraulic conductivity from grain size analysis, Water Resources Publications, LLC, Textbook.
- Kosorin, K., (1975): Poľné merania priepustnosti dna a bočných prírastkov prietoku na kanáloch SVI a SVII na ŽO, Čiastková úloha č.II-7-3/6-2, ÚHH SAV.
- Maidment, D.,(1992): Handbook of Hydrology, McGraw-Hill, Inc., Handbook.
- McWhorter, D., Sunada, D., (2010): Groundwater hydrology and hydraulics, WR Publikations, Inc., Textbook.
- Špaček, J. (1987): Stanovení koeficientu filtrace z totálních křivek zrnitosti, Meliorace 1987, No.23, 1-13.

Odvození průběhu přívalových povodní v červnu 2013 na nepozorovaných povodích

Martin Pecha¹, Radovan Tyl¹

¹ Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 - Komořany

Úvod

Povodně v červnu roku 2013 zasáhly Českou republiku postupně ve třech vlnách. Během druhé vlny, v období od 8. do 10. června, se vyskytly přívalové srážky, které na mnoha místech republiky způsobily lokální přívalové povodně. Protože se jednalo zejména o nepozorovaná povodí, byly hydrogramy povodňových vln ve vybraných lokalitách odvozeny pomocí srážkoodtokového modelu.

Popis situace

Srážky, které se vyskytovaly 8. až 10. června nad územím České republiky, byly převážně konvekčního charakteru, přičemž na některých místech způsobily lokální zatopení území a přívalové povodně. Půda byla po proběhlé první vlně stále ještě velmi silně nasycená, a proto významnější povrchový odtok vyvolaly i přívalové srážky menší intenzity.

8. června se vyskytovaly jen velmi lokální intenzivnější srážky především v severozápadní polovině Čech (např. Plzeňsko, Kladensko, Podkrkonoší). Denní úhrny zpravidla nepřekročily 40 mm. 9. června byly lokální přívalové srážky intenzivnější, vydatnější a rovněž plošně rozsáhlejší. Maximální denní úhrny přesáhly i 70 mm. Přívalové povodně byly zaznamenány na Šluknovsku, Mladoboleslavsku, Chomutovsku a Lounsku, Domažlicku, Jesenicku a v Podkrkonoší. 10. června se lokální přívalové srážky vyskytly kromě Čech (Plzeňsko, Prachaticko, Rokycansko a okolí Mariánských Lázní) i na Moravě a ve Slezsku, např. na Jesenicku, Šumpersku, Opavsku, Blanensku a v okolí Bystřice pod Lopeníkem. Maximální denní úhrny jen výjimečně překročily 50 mm.

V důsledku přívalových srážek se zvedly hladiny i větších řek (Lužnice, Radbuza, Klabava, Berounka, toky na Jesenicku), kulminační průtoky však jen ojediněle přesáhly dobu opakování 5 let.

Vstupní údaje a okrajové podmínky

Vzhledem k tomu, že při přívalových srážkách a bouřkách bývají často zasažena území o malé ploše, nedojde většinou k zaznamenání události pomocí měřících zařízení staniční sítě ČHMÚ (srážkoměry, vodoměrné stanice). Potom je nezbytné odhadnout průběh povodně pomocí jiných dostupných zdrojů a nástrojů, jakými jsou meteorologické radary (pro podrobný průběh srážek) a srážkoodtokové modely (pro určení průběhu hydrogramu).

V tomto případě byl použitý událostní deterministický srážkoodtokový model HEC-HMS hydrologického centra společnosti USACE (US Army Corps of Engineers), umožňující simulovat velikost přímého odtoku v povodí na základě zadaného hyetogramu a počátečního nasycení.

Základním a nezbytným vstupem pro srážkoodtokové modelování jsou srážky. Do modelu vstupovaly v 15minutovém kroku jako kombinace radarových odhadů srážek a srážek z pozemního pozorování, a to ve dvou různých variantách:

- **Varianta 1** – Kombinace údajů ze všech dostupných pozemních srážkoměrných stanic, které prošly pečlivou kontrolou, a srážkových odhadů z radarového měření, včetně zahrnutí dat z meteorologických radarů okolních států, tzv. systém INCA-CZ (podrobnější popis je uveden v (Haiden a kol., 2011)). Tento systém se v současné době připravuje k uvedení do provozu

ČHMÚ, pro modelování přívalových situací v 2. vlně byly srážky z tohoto výstupu spočítány pracovníky radarového oddělení.

- **Varianta 2** – Operativní radarová data, tzn. kombinace údajů z vybraných (zhruba 160) srážkoměrných stanic a odhadů srážek z radarů Skalky a Praha (Brdy), tzv. metoda MERGE (podrobnější popis viz (Šálek, 2011)), jejíž výstupy jsou k dispozici na stránkách HPPS ČHMÚ: (http://hydro.chmi.cz/hpps/main_rain.php?t=r&mt=&id=24).

Druhým nezbytným krokem fungování srážkoodtokového modelu je určení velikosti transformace srážky na odtok. Jako transformační funkce povodí byla využita metoda Clarkova dvouparametrického okamžitého jednotkového hydrogramu, ke stanovení odtokových ztrát metoda CN křivek. Pro určení hodnot CN v jednotlivých zasažených povodích byla využita aktuální rastrová data hodnot CN, která se odvozují v denním kroku při běhu Indikátoru přívalových povodní (FFG-CZ), vždy pro den předcházející povodňové epizodě.

Fyzickogeografické parametry modelu byly určeny z digitálního modelu terénu v měřítku 1:10000.

Srážkoodtokovým modelováním bylo vyhodnoceno několik vybraných oblastí, které byly výrazně zasaženy přívalovými srážkami a kde byly hlášeny a dokumentovány přívalové povodně. Nelze vyloučit, že v některých dalších lokalitách se mohly vyskytnout kulminační průtoky a povodně podobného nebo i většího významu.

Průtoky byly odvozeny s využitím obou variant vstupních srážek. Je pochopitelné, že přesnější odhady srážkového rozložení by měly poskytnout výstupy z varianty 1, kde bylo využito všech srážkoměrných pozorování a údajů z radarů sousedních zemí. Pokud však v zasažené oblasti nebyly k dispozici žádné relevantní údaje z pozemních srážkoměrů, je odhad maximálních srážkových intenzit závislý pouze na použité metodě, a proto nelze s určitostí říci, která z použitých metod (INCA-CZ, MERGE) je „správnější“. Data ze srážkoměrů jsou proto neocenitelnou informací a nelze je plně nahradit jinou metodou měření.

Průtoky určené srážkoodtokovým modelem je třeba brát jako odhad, vycházející z nejlepšího možného odvození vstupních srážek.

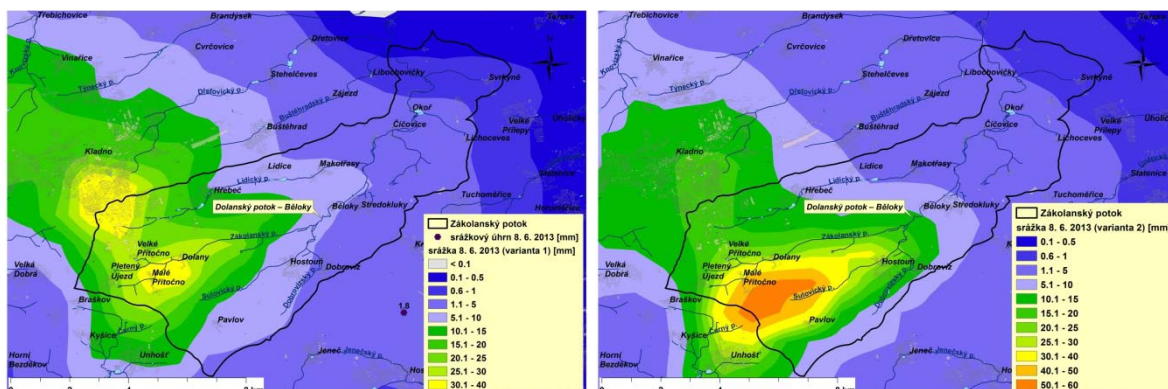
Povodí Zákolanského potoka – Dolany, Běloky

Lokální přívalové srážky začaly vypadávat zejména v pramenné části povodí Dolanského (Zákolanského) potoka v sobotu 8. června večer po 19. hodině. Přibližně kolem 21:15 srážky ustaly a později se už vyskytly pouze slabší přeháňky nebo občasné velmi slabé deště. V nejmíce zasažené části povodí se intenzita srážek pohybovala od 15 do 20 mm za 15 minut a během jedné hodiny dle radarových odhadů spadlo více než 50 mm.

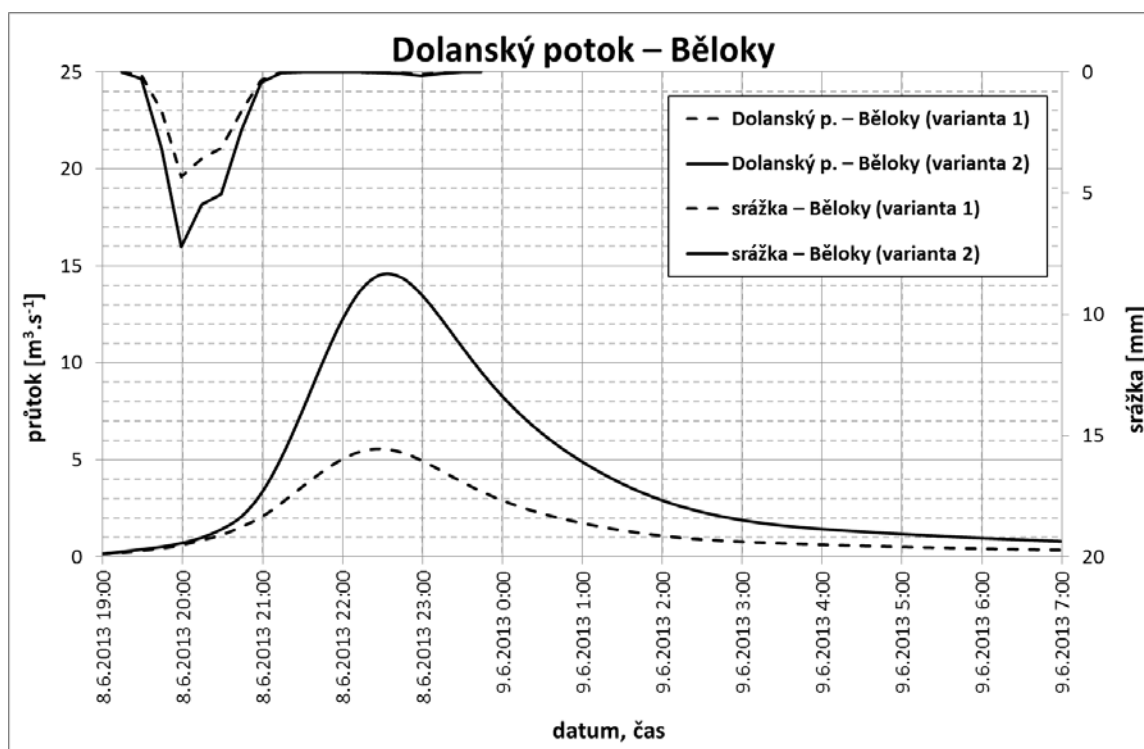
Vzhledem k významnému nasycení povodí docházelo k velmi rychlému povrchovému odtoku z celé horní části povodí Dolanského a Sulovického potoka. Nejdříve bylo zasaženo Velké a Malé Přítočno a dále se voda a bahno z okolních luk a polí valily jak korytem Dolanského potoka, tak také po polích, loukách, cestách a silnicích směrem na Dolany. Podobná situace nastala v horním povodí Sulovického potoka, který protéká Hostouní a vlévá se do Dolanského potoka nad obcemi Běloky a Středokluky, které byly rovněž velmi výrazně zasaženy povodňovou vlnou z Dolanského potoka. Také zde byly poničeny místní komunikace, chodníky, vlastní koryto potoka a mostky či lávky. Voda s bahnem se v Bělokách valila vrchem přes most na návsi. Vodní živel ohrožoval velké množství domů v obci, v některých se dostal až do obytné části, jinde pouze zaplavil zahrady, garáže a sklepy.

Dále po toku již povodňová vlna postupovala bez významnějších přítoků a postupně docházelo k její transformaci, zejména vlivem rozlivů do okolních luk a polí. Přívalová vlna zasáhla ještě Velké a Malé Čičovice, Čičovice a Okoř. Díky informacím z horní části povodí byl včas vypuštěn rybník v Okoři, ve kterém následně došlo k částečnému zachycení a další transformaci povodňové vlny. I tak se zde ale vodní živel dostal do níže položených stavení, sklepů a zahrad.

Oblast zasaženého území společně s plošným rozložením srážek 8. června ukazuje obr. 1. Hodnoty maximálních intenzit srážek jsou však zatíženy velkou nejistotou, protože v jádru srážek se nenachází žádná srážkoměrná stanice, a proto nebylo možné významněji zpřesnit odhad srážek z meteorologického radaru. Hydrogram průtoků v profilu Běloky na Dolanském potoce je znázorněn na obr. 2.



Obr. 1: Plošné rozložení srážek (varianta 1 vlevo, varianta 2 vpravo) s vyznačením zasaženého povodí.



Obr. 2: Srážkoodtokovým modelem odvozený hydrogram povodně na Dolanském potoce v Bělokách.

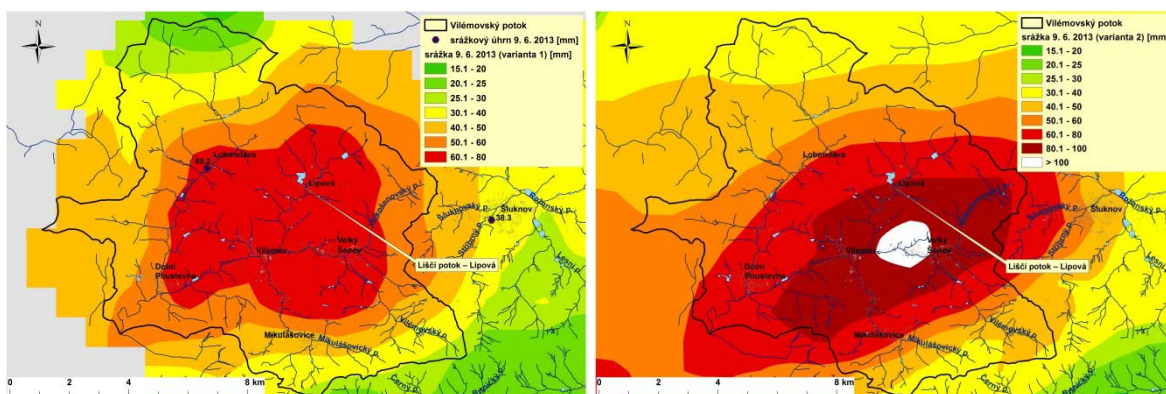
Vilémovský potok, Liščí potok – oblast Šluknovského výběžku

V neděli 9. června se přivalové srážky vyskytly na severu Čech. V brzkých odpoledních hodinách zasáhla Šluknovský výběžek silná bouřka s krupobitím a s intenzitami srážek, které místy přesáhly 25 mm za 15 minut. Celkový úhm během srážkové epizody, která trvala zhruba 90 minut, mohl být podle radarových odhadů na některých místech i 90 mm. Slabší srážky se vyskytly ještě 9. června ve

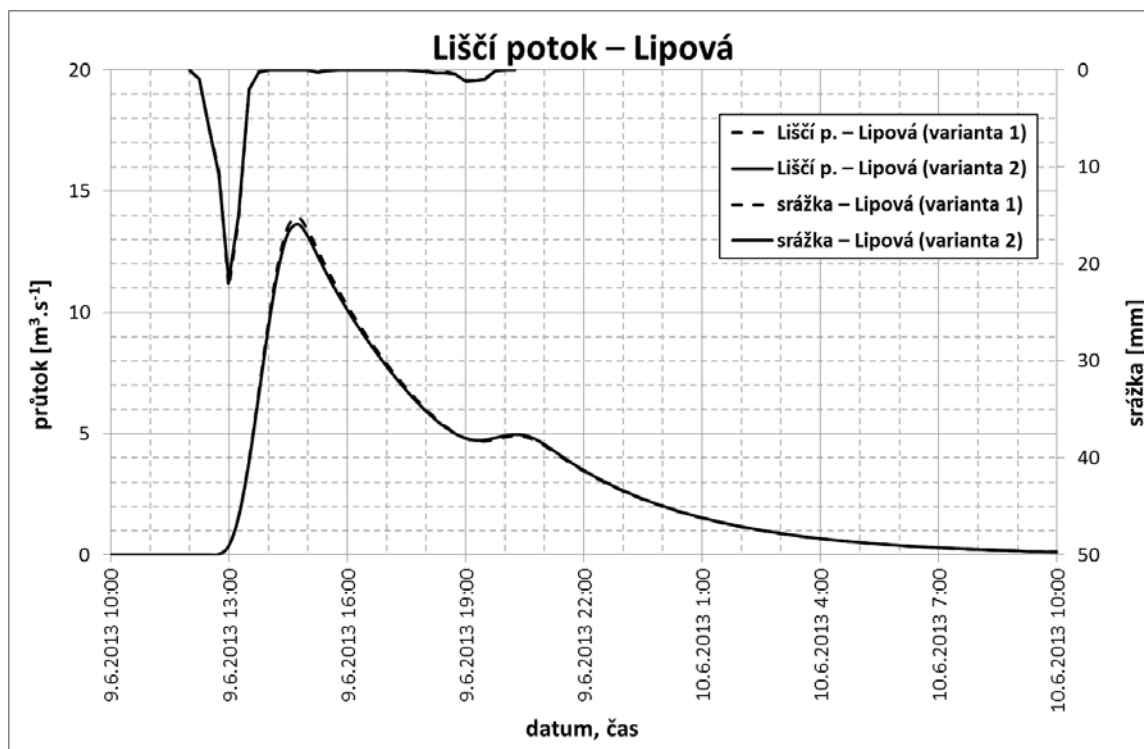
večerních hodinách s intenzitami kolem $3\text{--}6\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Oblast zasaženého území společně s odhadem rozložení srážek za 9. června ukazuje obr. 3.

Přivalová srážka zasáhla více či méně všechny obce Šluknovského výběžku, výrazná odtoková odezva se projevila nejvíce v obcích Lipová, Vilémov, Jiříkov, Lobendava a Rožany. Voda tekla z okolních lesů, polí a luk, zaplavené byly některé domy, komunikace, v Rožanech došlo k přelití místního rybníka. Až do výšky jednoho metru byl zaplavený 300 let starý a před nedávnem rekonstruovaný podstávkový dům v centru Lipové.

Srážkoodtokovým modelem byl odhadnut průběh povodňové vlny v povodí Vilémovského potoka. Průběh průtoku Liščího potoka (pravostranný přítok Vilémovského potoka) v obci Lipová je zobrazen na obr. 4.



Obr. 3: Plošné rozložení srážek (varianta 1 vlevo, varianta 2 vpravo) s vyznačením zasaženého povodí.

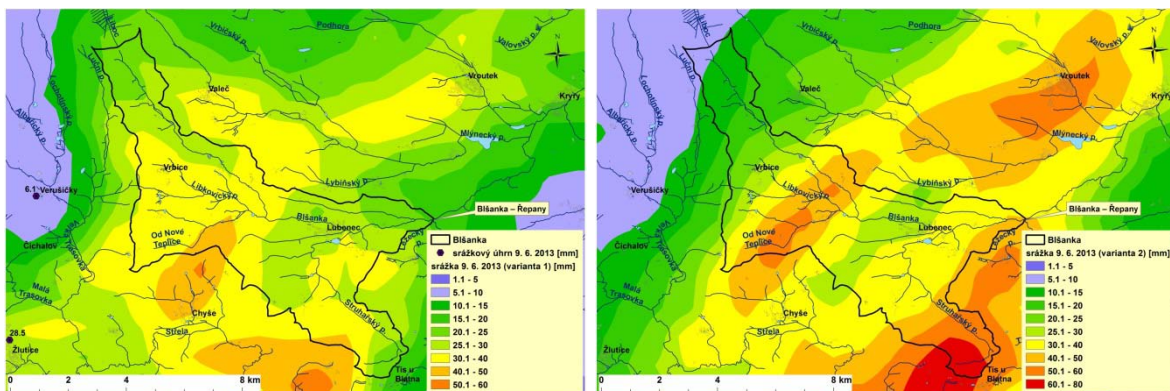


Obr. 4: Srážkoodtokovým modelem odvozený hydrogram povodně na Liščím potoce v Lipové.

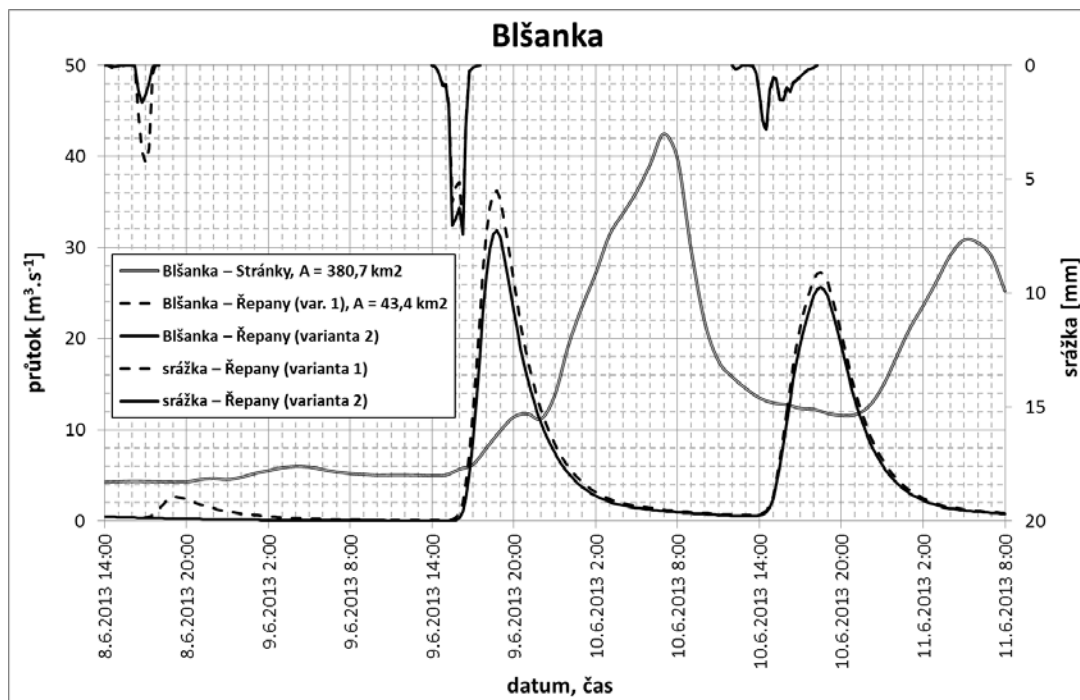
Blišanka a Struhařský potok – Lubenec, Kryry

V sobotu 8. června se srážky v povodí horní Blišanky vyskytovaly v podobě přeháněk a bouřek v odpoledních hodinách. Během jedné hodiny spadlo 20 až 30 mm, což lokálně vyvolalo zvýšený povrchový odtok v tomto povodí. V noci na 9. června se srážky nevyskytovaly, ale další přívalové srážky zasáhly povodí v neděli 9. června po 14. hodině. Nejintenzivnější byly přibližně od 15:15 do 16:30, kdy napršelo od 25 do 35 mm (z toho 15 mm za 15 min) a na některých místech se vyskytlo i poměrně silné krupobití.

V reakci na intenzivní srážky a zejména vzhledem k vysoké nasycenosti území povodí horní Blišanky předchozími srážkami, docházelo v odpoledních hodinách k velmi rychlým vzestupům hladin místních toků, ale voda s bahnem tekla také z okolních lesů, luk a polí nad Lubencem. Povodňová vlna ze Struhařského potoka byla transformována v Lubeneckém rybníku, který se však později naplnil a voda přetékala přes hráz. Také ostatní toky v povodí horní Blišanky se rozlévaly mimo svá koryta, voda tekla po polích, loukách, zahradách a místních komunikacích.



Obr. 5: Plošné rozložení srážek (varianta 1 vlevo, varianta 2 vpravo) s vyznačením zasaženého povodí.



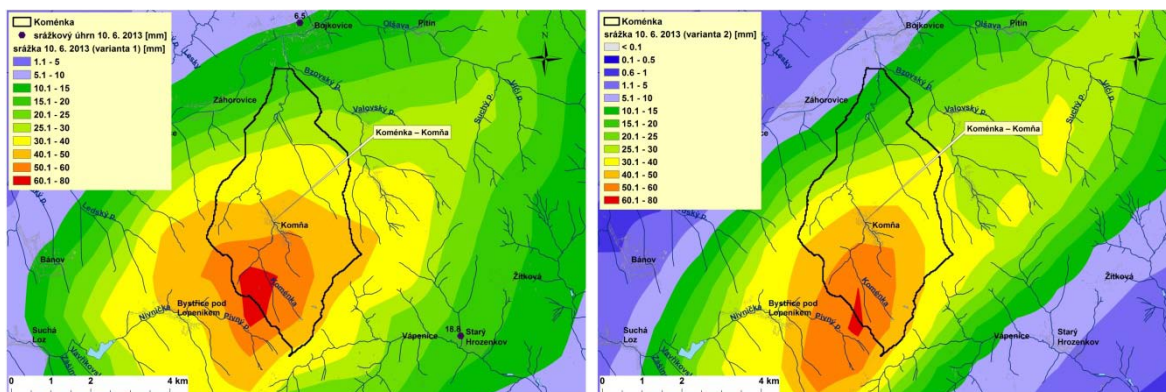
Obr. 6: Srážkoodtokovým modelem odvozený hydrogram povodně na Blišance pod Řepany a pozorovaný průběh povodně ve stanici Stránky.

Povodňová vlna na Blšance pod Lubencem postupovala dále do obcí ležících níže na toku. Nejdříve zasáhla Řepany, kde muselo být vzhledem k riziku protržení Lubeneckého rybníka několik osob evakuováno. Vzhledem k významnému rozvodnění menších přítoků Blšanky pod Lubencem (např. Ležecký potok) docházelo k dalšímu nárůstu průtoku v Blšance. Povodňová vlna postupně zasáhla obce Přibenice a Mukoděly. K soustředění odtoku z přívalových srážek v povodí Blšanky došlo nad obcí Kryry pod soutokem s Mlýneckým potokem, jehož povodí bylo také zasaženo přívalovou srážkou. Povodňová vlna z Mlýneckého potoka však byla transformována nádrží Vidhostice. Další levostranný přítok Blšanky nad obcí Kryry, Podhora, byl rovněž rozvodněn a způsobil problémy zejména v obci Vroutek. Silně rozvodněná Blšanka se v Kryrech rozlila do přílehlých komunikací a zasáhla nejvíce pozemky a zástavbu ležící přímo podél jejího toku. Hladina Blšanky na místním vodočtu vystoupala až do výšky 380 cm, což je více než 2 metry nad třetím stupněm povodňové aktivity.

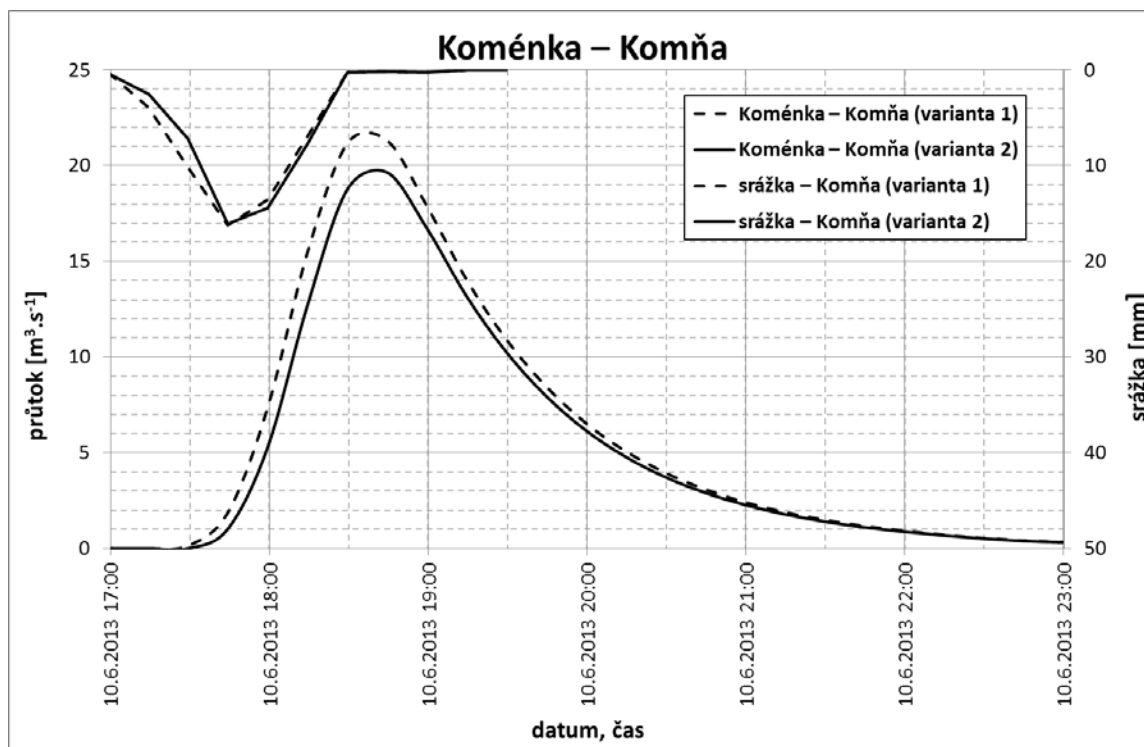
Večer 9. června se již srážky nevyskytovaly, ale znovu začalo pršet v pondělí 10. června v odpoledních hodinách, kdy od 14:00 do 18:00 napršelo v průměru na povodí Blšanky nad Lubencem dalších 15 až 20 mm. Vzhledem k velmi výrazně nasycenému povodí však opět došlo k poměrně významné odtokové odezvě a některé zasažené obce (či jejich části) byly zaplaveny znovu. Blšanka v Kryrech kulminovala okolo 23. hodiny a vystoupala do výše 320 cm. Oblast zasaženého území společně s celkovým denním úhrnem srážek za 9. června ukazuje obr. 5. Průběh průtoků byl odvozen srážkoodtokovým modelem k profilu Blšanky pod obcí Řepany (nad soutokem s Ležeckým potokem) a je zobrazen na obr. 6. Na obrázku je uveden i hydrogram z vodoměrné stanice Stránky ležící na dolním toku Blšanky.

Koménka – Komňa

První srážky byly zaznamenány v pramenné části povodí již 8. června, přičemž celkový úhrn se pohyboval kolem 10 mm. Tyto srážky přispěly k lokálnímu zvýšení nasycenosti povodí. Vydatné srážky přívalového charakteru se v povodí Koménky začaly vyskytovat 10. června kolem 17:00 a nejintenzivnější srážky byly zaznamenány zhruba od 17:30 do 18:15. Za více než hodinu tak většinou napršelo v pramenné části povodí od 30 do 50 mm srážek a 15 minutová průměrná srážka se zde pohybovala v době nejintenzivnějších srážek až okolo 15 mm. V nejvíce zasažené části povodí na hřebeni kolem lomu Rasová byly přívalové srážky doprovázeny i poměrně silným krupobitím. Na tyto srážky začala velmi rychle reagovat i hladina Koménky. Časový výskyt a velikost kulminace byla zřejmě ovlivněna retencí a následným protržením požární vodní nádrže nad obcí Komňa. V samotné obci Komňa došlo k vyběžení Koménky ze svého koryta, zatopení několika domů, sklepů, přízemních garáží a zahrad, k devastaci zregulovaného koryta, k poničení místních chodníků a komunikací a poškození několika obecních mostů. Oblast zasaženého území společně s rozložením příčných srážek 10. června ukazuje obr. 7. Srážkoodtokovým modelem bylo zpracované celé povodí Koménky až po ústí do Bzovského potoka. Na obr. 8 je zobrazen odvozený hydrogram povodně v obci Komňa.



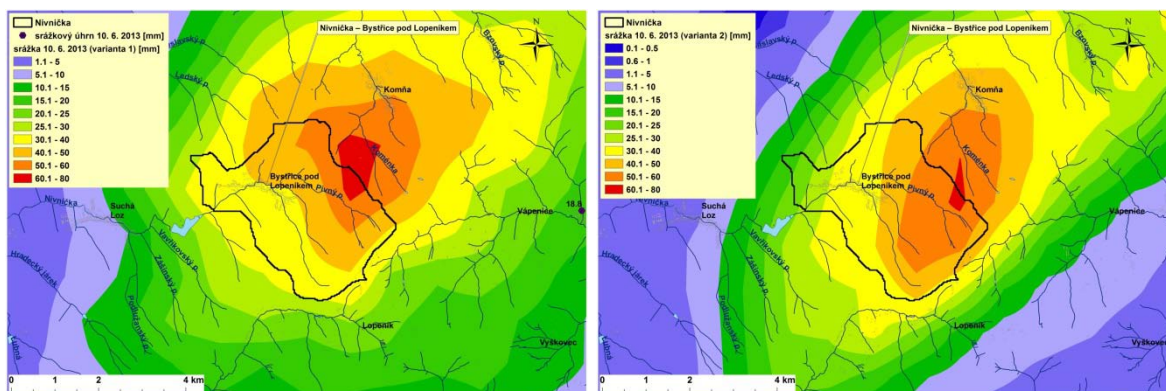
Obr. 7: Plošné rozložení srážek (varianta 1 vlevo, varianta 2 vpravo) s vyznačením zasaženého povodí.



Obr. 8: Srážkoodtokovým modelem odvozený hydrogram povodně na Koménce v Komni.

Nivnička a Pivný potok – Bystřice pod Lopeníkem

V povodí Nivničky se začaly přivalové srážky vyskytovat 10. června okolo 17:00, velmi rychle zesílily a zhruba do 18:15 napršelo 30 až 50 mm. V době nejintenzivnějších srážek spadlo 15 až 20 mm za 15 minut. Podobně jako v povodí Koménky se v pramenné oblasti (zejména) Pivného potoka vyskytlo velmi silné krupobití. Na intenzivní srážky začala velmi rychle reagovat hladina Nivničky a Pivného potoka, který se do Nivničky vlévá v Bystřici pod Lopeníkem.



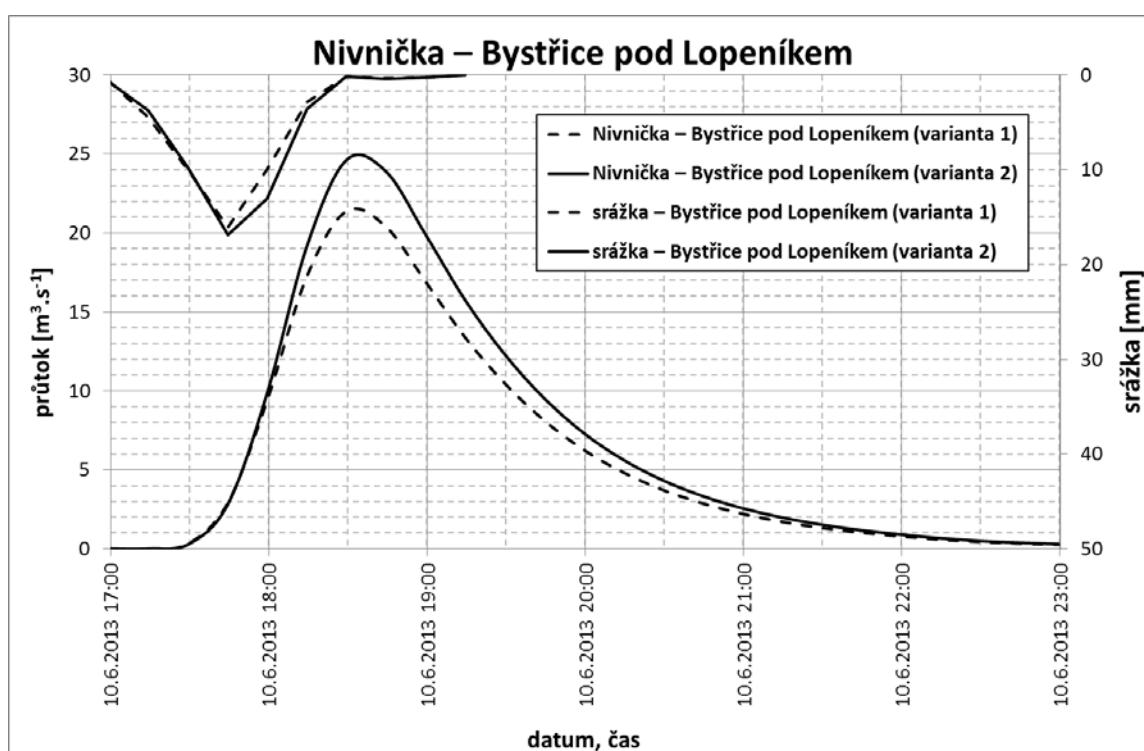
Obr. 9: Plošné rozložení srážek (varianta 1 vlevo, varianta 2 vpravo) s vyznačením zasaženého povodí.

Voda s bahnem přitékala do Bystřice pod Lopeníkem nejen ze tří hlavních toků (Pivný potok, bezejmenný přítok Pivného potoka a Nivnička), ale také formou plošného odtoku z polí, luk a lesů nad obcí. Postupem času došlo k vyběžení zmíněných toků, jejichž koryta nedokázala přivaly vody a bahna pojmout. Vytopeno bylo více než deset domů, zaplaveno několik dalších sklepů, garáží a

zahrad, poničeno několik mostních konstrukcí, vyrvány byly betonové panely regulace koryta toku i části zábradlí kolem.

Pod Bystřicí pod Lopeníkem se voda se splávním valila dále korytem Nivničky a po okolních pozemcích až do nádrže Ordějov, která byla vzhledem k nepříznivé předpovědi srážek částečně vypuštěna. Díky tomu mohlo dojít k zachycení povodňové vlny a její následné transformaci. Nepříznivou odtokovou situaci v povodí Nivničky i Koménky zhoršila i nižší infiltrační schopnost půd, které se v této části karpatského flyše nacházejí.

Oblast zasaženého území společně s plošným rozložením srážek za 10. června ukazuje obr. 9. Srážkoodtokovým modelem byl odhadnut časový průběh povodně na Pivném potoce a Nivniče. Na obr. 10 je zobrazen modelovaný průběh průtoku Nivničky v Bystřici pod Lopeníkem.



Obr. 10: Srážkoodtokovým modelem odvozený hydrogram povodně na Nivniče v Bystřici pod Lopeníkem.

Je pravděpodobné, že se při lokálních přívalových povodních vyskytly průtoky, které dosáhly či překročily dobu opakování 100 let. Seznam vybraných vyhodnocených nepozorovaných profilů s odhadem velikosti kulminace a doby opakování je v tab. 1. Tyto údaje však lze brát pouze jako orientační.

Tabulka 1: Seznam vybraných vyhodnocených nepozorovaných profilů.

číslo hydrologického pořadí	Tok	Profil	Plocha povodí [km ²]	Údaje ke kulminačnímu průtoku		
				den	průtok [m ³ ·s ⁻¹]	doba opak. [roky]
1-12-02-0260-0-00	Dolanský potok	Béloky	26.31	8. 6.	23**	100
1-15-01-0230-0-00	Liščí potok	Lipová	10.82*	9. 6.	13.9	100
1-13-03-0490-0-00	Bíšanka	nad ústím Ležeckého potoka	46.39	9. 6.	36.2	100
4-13-01-0890-0-00	Koménka	Komňa	6.16*	10. 6.	21.3	50-100
4-13-01-1170-1-00	Nivnička	Bystřice pod Lopeníkem	7.12*	10. 6.	21.4	50

* plocha z modelu HMS

** průtok odvozen hydraulickým modelem, z modelu HMS vyšel kulminační průtok 14,6 m³·s⁻¹

Závěr

Srážkoodtokovým modelem byly odvozené průběhy přívalových povodní ve vybraných povodích, kde nepozorované toky způsobily výrazné škody v zasažených obcích. Je velmi pravděpodobné, že průtoky dosáhly doby opakování 100 a více let.

Je zřejmé, že vstupní srážka je naprosto klíčovým údajem ovlivňujícím správnost velikosti odvozeného průtoku. U přívalových srážek je velmi těžké posoudit kvalitu naměřených úhrnů ve srážkoměrných stanicích. Často jsou srážkou zasažena pouze velmi malá území, kdy sousední srážkoměry vykazují velmi rozdílné hodnoty, což neumožňuje dostatečně přesně korigovat radarová data a odvodit korektní srážku, která by vstupovala do modelu a odpovídala reálné situaci.

Radarové pozorování bylo korigováno pozemními stanicemi ve dvou variantách, proto i průtoky ve vybraných povodích byly odvozeny ve dvou variantách. Vzhledem k výše uvedeným faktorům ovlivňujícím odvození průběhu srážky dochází i k rozdílným výsledkům u průtoků, přičemž průběh hydrogramu je těsně spjatý s průběhem vstupní srážky.

Z dosažených výsledků není možné určit, která varianta srážek by z celkového hlediska byla vhodnější pro odvozování průtoků srážkoodtokovým modelem. K podhodnocení radarové sumy srážek může docházet z mnoha důvodů, např. zastíněním paprsků radaru okolními bouřkovými jádry. Záleží také na prostorovém rozložení srážkoměrů vůči spadlé přívalové srážce.

Na velikost a časový průběh odvozených průtoků má výrazný vliv také to, jak podrobně (a pokud možno v souladu s prostorovým rozložením vstupní srážky) je v modelu rozdělena zasažené území na jednotlivá dílčí subpovodí.

Pro vyhodnocení lokálních povodní (zejména přívalového charakteru) na menších nepozorovaných povodích jsou srážkoměrná pozorování ve spojení s měřením meteorologického radaru naprosto nepostradatelnými podklady. Je proto nutné dále rozvíjet síť srážkoměrných stanic, metody odvození srážkového pole na podkladě radarových dat a měření pozemních srážkoměrů.

Po výskytu přívalových povodní na nepozorovaných povodích je nezbytné po opadnutí vody provést fotodokumentaci, zaměřit stopy maximální hladiny a u místních obyvatel zjistit informace o přibližném časovém průběhu povodně, příp. zjistit srážkoměrná pozorování mimo oficiální síť srážkoměrů ČHMÚ. Tyto údaje jsou neocenitelnými zdroji při dalším zpracování a vyhodnocování přívalových povodní.

Při vyhodnocení jednotlivých událostí bylo ve velké míře čerpáno z internetových zdrojů (oficiální stránky obcí, regionální deníky, videosevery). Podrobný seznam použitých zdrojů je uvedený v souhrnné zprávě o červnové povodni publikované na stránkách ČHMÚ.

Literatura

- Haiden, T., Kann, A., Wittmann, C., Pistolnik, G., Bica, B., Gruber, C. (2011): The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. In: Weather and Forecasting. Volume 26, Issue 2, 166-183.
- Šálek, M. (2011): Kombinace údajů meteorologických radiolokátorů a srážkoměrů pro odhad srážek. Doktorská disertační práce. Vysoké učení technické v Brně, Fakulta stavební, Ústav vodního hospodářství krajiny.

Experimentálne určovanie hodnoty koeficientov pozdĺžnej disperzie

Pavla Pekárová¹, Ján Pekár², Pavol Miklánek¹, Dana Halmová¹, Branislav Pramuk¹,
Veronika Bačová Mitková¹

¹ Ústav hydrologie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava, Slovensko

² Katedra Aplikovanej matematiky a štatistiky, FMFI UK Bratislava, Slovensko

Abstrakt

Pri využívaní modelov na simuláciu šírenia sa znečistenia v toku sa stretávame s nedostatkom informácií o veľkosti zmiešavacích disperzných koeficientov, či už v pozdĺžnom alebo priečnom smere. Pritom ich hodnoty do veľkej miery ovplyvňuje výsledok výpočtov, príp. simulácií rôznych prípadov úniku látok do toku. Preto presné určenie hodnoty týchto koeficientov je dôležitou súčasťou pri riešení problémov transportu znečistenia po toku. Vo všeobecnosti je možné hodnoty zmiešavacích koeficientov čerpať z literatúry (približné tabuľkové hodnoty), príp. ich odhadnúť pomocou približných empirických vzťahov, alebo ich určovať na základe terénnych meraní. Od roku 1991 sme vykonali sériu solných pokusov v rôznych tokoch za rôznych hydrologických a vegetačných podmienok vo viacerých regiónoch Slovenska (Mendel a kol., 1992; Pekárová a Pekár, 1993; Pekárová a Velísková, 1998). V tejto práci sme opísali experimenty zamerané na určenie koeficientu pozdĺžnej disperzie v mikropovodiach Rybárik a Lesný.

Kľúčové slová: koeficient pozdĺžnej disperzie, šírenie znečistenia, malé povodia

Použité metódy

Modely šírenia sa znečistenia v toku vychádzajú zo základnej advekčno-difúznej rovnice (Jolánkai 1992, 1997; Jolánkai a Biró, 2001; Starosolszky, 1987):

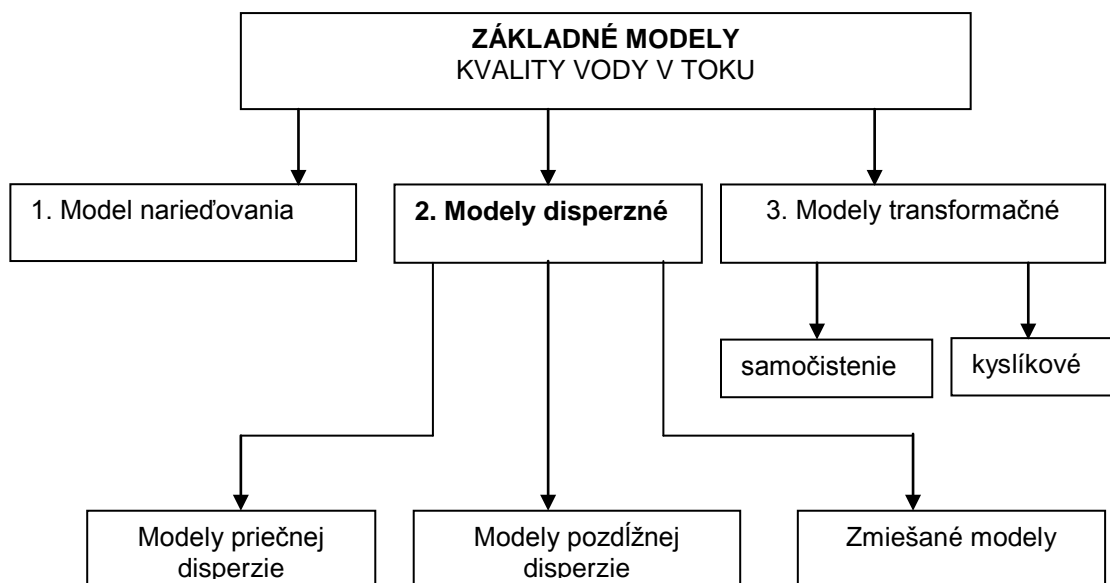
$$\underbrace{\frac{\partial c}{\partial t} + v_x \frac{\partial c}{\partial x} + v_y \frac{\partial c}{\partial y} + v_z \frac{\partial c}{\partial z}}_{\text{transport advekciou}} = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x} D_x \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} D_y \frac{\partial c}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} D_z \frac{\partial c}{\partial z}}_{\text{transport disperziou}} \pm \underbrace{Kc}_{\text{reakčný člen}} \pm \underbrace{F}_{\text{vonkajšie zdroje}}, \quad (1)$$

kde:

- t - čas [s],
- $c(x, z, y, t)$ - koncentrácia látky [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$],
- D_x, D_y, D_z - koeficient disperzie v pozdĺžnom, priečnom a vertikálnom smere [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$],
- v_x, v_y, v_z - stredná profilová rýchlosť prúdenia recipientu [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],
- K - reakčný koeficient (rozpadu, samočistenia) látky [s^{-1}],
- $F(x, y, z, t)$ - funkcia, reprezentujúce zdroje znečistenia [$\text{kg} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$],
- x, y, z - priestorová premenná [m].

Na základe rovnice (1) a jej zjednodušení bol zostavený celý rad modelov. Základné modely šírenia sa znečistenia vody vo tokoch môžeme rozdeliť podľa schémy na obr. 1. Na Slovensku sa problematike šírenia sa znečistenia v tokoch venovali napr. Kosorin (1992, 1995), Kosorin a Dulovičová (2000), Velísková (2004), v Českej republike Říha a kol. (1997), Daněček a kol. (2002), alebo Jandora a Daněček (2002). V posledných rokoch sa problematike experimentálneho získavania koeficientov priečnej a pozdĺžnej disperzie venovali Velísková a Pekárová (2006) na Hrone. Na Malej Nitre Sokáč a kol. (2012) a Velísková a kol. (2013) odhadli koeficient pozdĺžnej disperzie viacerými metódami. V tomto príspevku sa obmedzíme na riešenie pozdĺžnej disperzie z okamžitého bodového zdroja.

V prípade priamych úsekov prirodzených tokov, ktoré vo väčšine prípadov spĺňajú podmienku širokých plytkých korýt, je pozdĺžna zložka rýchlosti prúdenia v_x v toku rozhodujúca. Zložky rýchlosti v_y a v_z možno zanedbať. Potom za predpokladu konzervatívnosti kontaminantu, jeho dokonalého premiešania v priečnom smere a ustáleného rovnomerného stavu v toku možno rovnicu (1) zjednodušiť na tvar:



Obr. 1: Schéma rozdelenia základných modelov kvality vody v toku.

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - u \frac{\partial c}{\partial x} \quad (2)$$

kde:

u - priemerná profilová rýchlosť [m.s⁻¹];

D_x - koeficient pozdĺžnej disperzie (platný pre celý priečny profil).

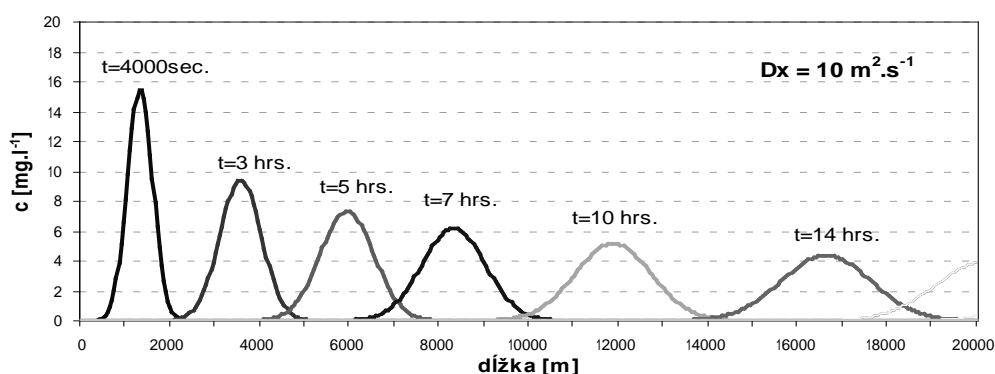
Analytické riešenie tejto rovnice pri počiatkovej podmienke $c(x,0) = 0$ (pre $t=0$), okrajovej podmienke $c(0, t) = 0$ (pre $x=0$) a pri množstve vstupujúceho bodového znečistenia G má tvar:

$$c = \frac{G}{2A(\pi D_x t)^{1/2}} \exp\left(-\frac{(x-ut)^2}{4D_x t}\right), \quad (3)$$

kde:

G - množstvo znečisťujúcej látky, ktoré sa jednorázovo („okamžite“) dostalo do toku [kg].

Na určenie koeficientu pozdĺžnej disperzie sme zostavili model SIRENIE, ktorý vychádza z analytického riešenia advekčno-difúznej rovnice (obr. 2).



Obr. 2: Zmeny koncentrácie vzhľadom na čas a miesto pri pozdĺžnej disperzii z bodového zdroja konzervatívneho kontaminantu.

Opis povodí a experimentov

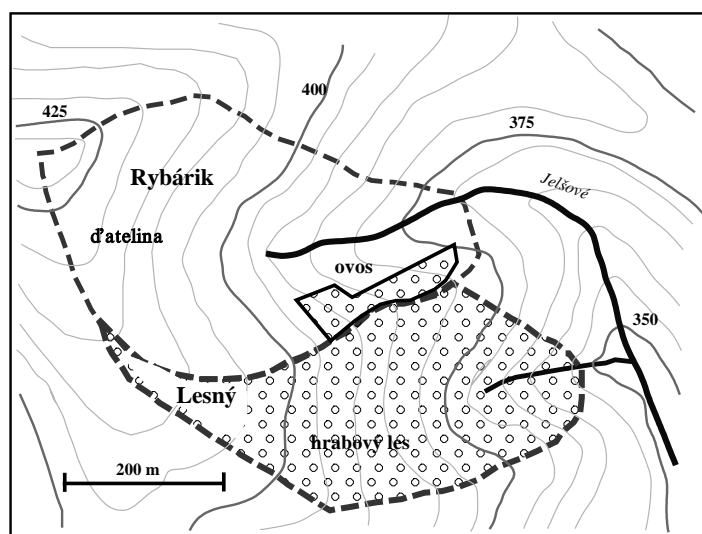
Hodnotu koeficienta pozdĺžnej disperzie sme zisťovali experimentálne na základe série účelových pokusov priamo v tokoch. Tieto sme organizovali v posledných dvadsiatich rokoch na rôzne veľkých tokoch v SR za rôznych prietokov a v rôznych vegetačných obdobiach.

V tomto príspevku sú opísané experimenty, ktoré sme organizovali na malých tokoch Rybárik a Lesný v Prírodnom hydrologickom laboratóriu ÚH SAV v experimentálnom povodí toku Mošteník pri Považskej Bystrici. Pokusy sme vykonávali v období ustálených prietokov, keď sa v povodí nevyskytli žiadne zrážkové udalosti. Ako stopovaciu látku sme používali koncentrovaný roztok NaCl, jeho množstvo bolo stanovené na základe odhadov.

Opis experimentálnych mikropovodí Rybárik a Lesný možno nájsť vo viacerých prácach (Pekárová a kol., 2005), preto uvedieme iba základné údaje o povodiach.

Poľnohospodársky využívané experimentálne mikropovodie Rybárik (obr. 3) má po záverečný profil rozlohu 0,119 km². Dĺžka toku od prameňa po tento profil je 256 m, priemerný sklon toku je 9,1%. Tvar povodia je výrazne vejárovitý, priemerný sklon povodia je 14,9 %. Nachádza sa v nadmorskej výške 369 – 434 m n. m. a je súčasťou pohoria Strážovské vrchy. Pôdny druh je zastúpený ílovito-hlinitými pôdami a pôdny typ hnedozemou. Pôdny profil má do hĺbky 2,1 m prachovitú svetlohnedú hlinu s hĺbkou ornice 0,5 m. Povodie je takmer z 2/3 využívané štátnymi majetkami, zvyšok obhospodaruje súkromne hospodáriaci roľníci. Lesný porast zaberá iba 10,4 % z celkovej plochy, zostatok pripadá na ornú pôdu, podiel trvalého trávnatého porastu je nepatrný. Experimentálne mikropovodie Lesný má plochu 0,0864 km². Priemerná nadmorská výška povodia je 380 m n. m., záverečný profil sa nachádza v nadmorskej výške 350 m. Pôdny pokryv tvorí hnedá lesná pôda. Povodie má 90% lesnatosť s nasledujúcou druhovou skladbou: 75% hrab, 20% smrek, 5% borovica. Vek porastu je 70 – 75 rokov, zakmenenie je 0,86. Geologické podložie oboch povodí je tvorené flyšoidnými súvrstviami (sliene, slienité bridlice, pieskovce), málo priepustnými pre prúdenie podzemnej vody.

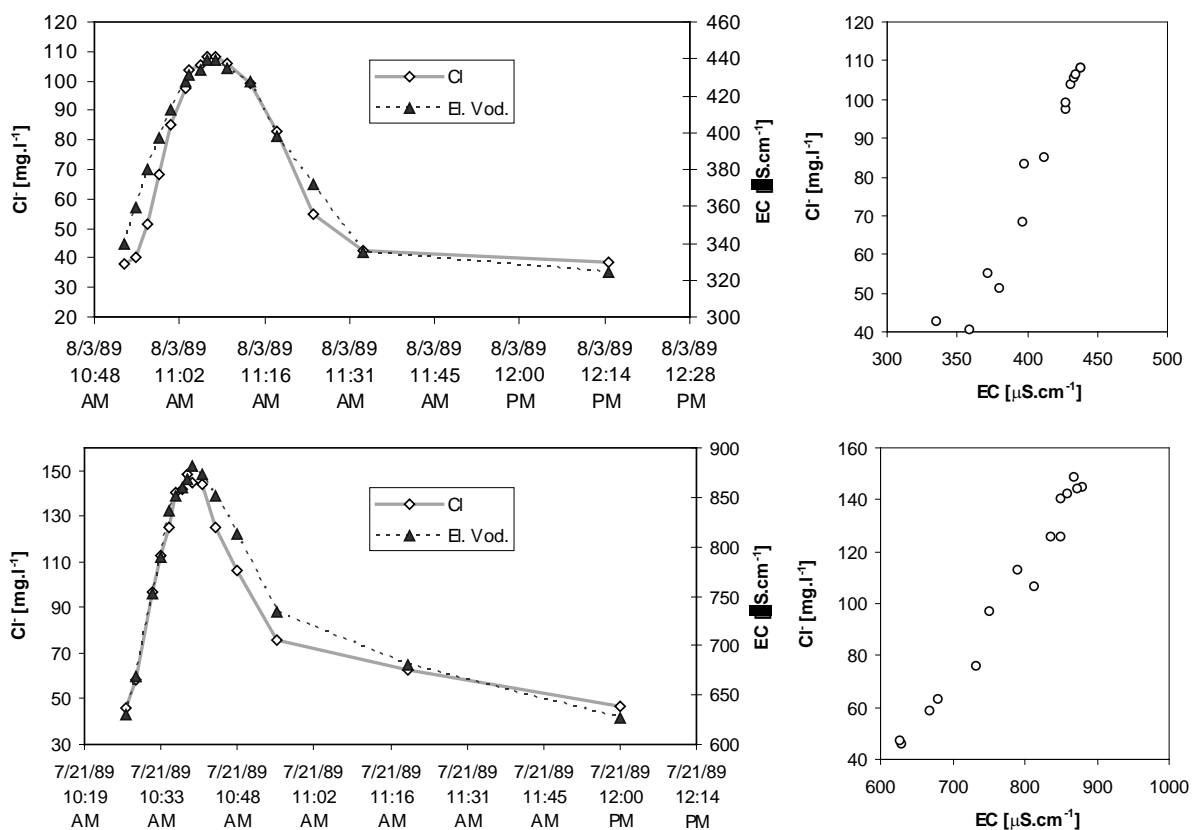
V záverečných profiloch povodí Rybárik a Lesný boli vybudované merné priepady typu Thompson (malý – 45° a veľký – 90°). V limnigrafickej budke boli osadené limnigrafy s týždenným chodom hodinového stroja. Vodné stavy z kontinuálneho záznamu boli z limnigramov odčítané v hodinovom kroku a podľa merných kriviek boli vyhodnotené hodinové prietoky v profiloch Rybárik i Lesný. Priemerný ročný úhrn zrážok (za obdobie rokov 1965–2004) v skúmanej lokalite bol 738,0 mm, priemerná ročná odtoková výška v povodí Rybárika bola 231 mm (prietok 0,00087 m³s⁻¹) a v povodí Lesný 163 mm (prietok 0,00045 m³s⁻¹), priemerná ročná teplota vzduchu v povodí bola 8,09 °C.



Obr. 3: Experimentálne mikropovodia Rybárik a Lesný, vegetácia v roku 2006.

Experimenty na malých tokoch Rybárik a Lesný

Prvé solné experimenty za účelom zistenia koeficientov disperzie v malých tokoch Rybárik a Lesný na PHL organizoval v júli a auguste 1989 Ing. Rončák. Vo vzdialenosti 100 a 250 m pod bodom injektáže NaCl do toku boli odoberané vzorky vody na analýzu koncentrácií Cl⁻ vo vode a bola meraná merná vodivosť v toku. Ako vidno na obr. 4, priebeh vln Cl⁻ a EC bol totožný. Pokusy sme opakovali v rokoch 2005–2007 pri rôznych vodných stavoch (prietokoch) a v rôznych ročných obdobiach (obr. 5). Keďže priebeh koncentrácií chloridov a meranej vodivosti boli totožné, v rokoch 2005-2007 sme merali len mernú vodivosť priamo v toku.

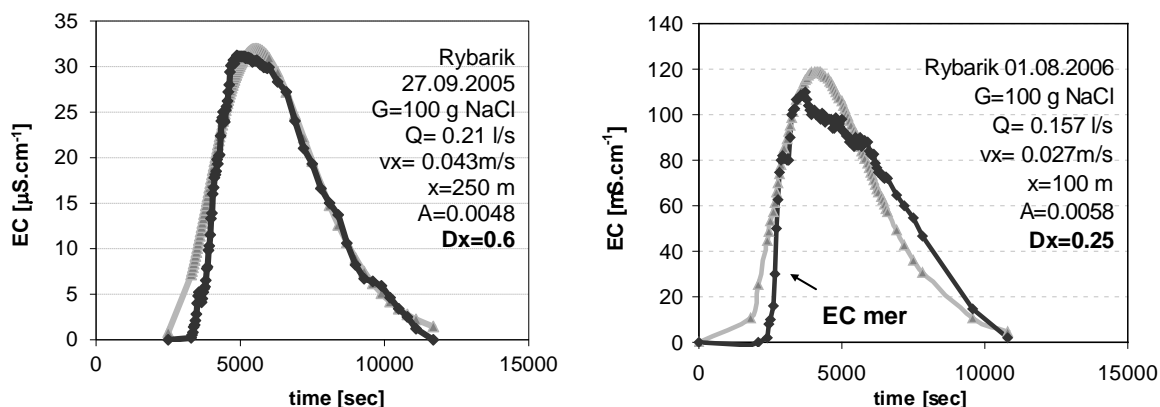


Obr. 4: Priebeh koncentrácií chloridov a mernej vodivosti (konduktivity) v $\mu\text{S.m}^{-1}$ počas solného pokusu 03. 08. 1989 (hore) a 21. 07. 1989 (dole), tok Rybárik, 75 g NaCl.



Obr. 5: Meranie mernej vodivosti (konduktivity) a odber vzoriek vody počas solných pokusov v septembri 2005 v toku Rybárik (vľavo) a v apríli 2007 v toku Lesný (vpravo).

Modelom SIRENIE sme optimalizovali koeficienty pozdĺžnej disperzie (D_x) tak, aby rozdiel medzi meranými a modelovanými hodnotami bol minimálny (pozaďové koncentrácie v tokoch boli odčítané) (obr. 6). Koeficienty D_x počas pokusov v tokoch Rybárik a Lesný sa pohybovali v rozsahu 0,2–0,7 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ v závislosti na prietokoch. Pri nízkych prietokoch ($0,027 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) bol disperzný koeficient nízky, dosahoval hodnotu iba $0,2 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.



Obr. 6: Priebieh meraných a modelovaných hodnôt konduktivity v $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ počas solného pokusu 27. 09. 2005 a 01.08.2006, tok Rybárik (pozaďové koncentrácie boli odčítané), model SIRENIE.

Záver

Na odhad koeficientov pozdĺžneho šírenia sa znečistenia v toku existuje viacero nepriamych vzťahov, založených na rôznych charakteristikách toku (napr. priemerná profilová rýchlosť vody, šírka koryta, sklon toku a pod.). Priame meranie disperzie látok v toku však prináša najpresnejšie výsledky. Na základe dlhoročných solných pokusov sme určili koeficienty pozdĺžnej disperzie v troch rôznych tokoch a v rôznych regiónoch. Namerané koeficienty D_x počas pokusov v mikropovodiach Rybárik a Lesný sa pohybovali v rozsahu $0,2 - 0,7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, v rieke Ondava v rozsahu $0,84 - 1,36 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a v Jaloveckom potoku $1,5 - 2,5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Čím sú prietoky vyššie a koryto toku neupravenejšie, tým sú koeficienty disperzie vyššie. Na Hrone v úseku Slovenská Lupča – Banská Bystrica (Velísková a Pekárová, 2006) sme koeficienty pozdĺžnej disperzie odhadli na 6 až $10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Daněček a kol. (2002) opravili vypočty koeficientov pozdĺžnej disperzie Kosorina (1995) na kanáloch na Žitnom ostrove na ca $8,0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na dolnom toku Svitavy určili títo autori hodnotu koeficienta pozdĺžnej disperzie na 4,73 až $6,66 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Velísková a kol. (2013) určili koeficienty pozdĺžnej disperzie toku Malá Nitra v oblasti Veľkého Kýru pri prietokoch $0,23$ až $0,235 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ v rozmedzí $0,05 - 2,5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Tieto koeficienty majú široké využitie, je možné ich napr. použiť pri simulácii šírenia sa havarijného znečistenia v tokoch, preto ich stanoveniu pre jednotlivé toky je potrebné venovať i naďalej pozornosť.

Podakovanie

Táto práca bola podporovaná projektom VEGA 0010/11. Táto publikácia bola vytvorená realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

- Daněček, J., Ryl, T., Říha, J. (2002): Stanovení hodnoty koeficientu podélné hydrodynamické disperze ve vodních tocích řešením Fišerova integrálu. J. Hydrol. Hydromech., 50, 2, 104–113.
- Jolánkai G., Bíró I, (2001): Basic river and lake water quality models, Computer aided learning programme on water quality modelling, (WQMCAL Version 2), (with an outlook to

- „ecohydrological“ applications), Software and description. UNESCO IHP Documents on CD-ROM Series No.1
- Jolánkai, G. (1992): Hydrological, chemical and biological processes of contaminant transformation and transport in river and lake system. IHP-IV. Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, 147 str.
- Jolánkai, G. (1997): Basic river water quality models. IHP-V. Technical Documents in Hydrology 13. UNESCO, Paris, 52 str.
- Kosorin, K. (1992): Numerická simulácia šírenia sa havarijného znečistenia v systéme povrchových tokov. J. Hydrol. Hydromech., 40, 2, 135-145.
- Kosorin, K. (1995): Disperzné koeficienty pre prirodzené profily povrchových tokov. J. Hydrol. Hydromech., 43, 1-2, 93-101.
- Kosorin, K., Dulovičová, R. (2000): K metodickým problémom viacrozmernej počítačovej simulácie pohybu povrchových a podzemných vôd. Acta Hydrologica Slovaca, 1, 217-222.
- Mendel, O., Pekár, J., Pekárová, P. (1992): Modelovanie priečného šírenia sa znečistenia vody v toku rieky. Vodohosp. Čas., 40, 2, 113-134.
- Pekárová, P., Koniček, A., Miklánek, P. (2005): Vplyv využitia krajiny na režim odtoku v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV. Veda, Bratislava, ISBN 80-224-0865-4.
- Pekár, J., Pekárová, P., Mendel, O. (1991): A model of transverse spreading of water pollution in the river. In "Mathematical Modelling in Engineering", Technical University Praha, 64-66.
- Pekárová, P., Pekár, J. (1993): Experimental methods for determining the coefficients of a mathematical model of longitudinal dispersion and self-purification. J. Hydrol. Hydromech. (Vodohosp. čas.), 41, 6, 398-411.
- Pekárová, P., Velísková, Y. (1998): Modelovanie kvality vody v toku Ondavy. VEDA, Bratislava, 254 str.
- Říha, J., Daněček, J., Glac, F. (1997): Vliv disperze na průběh koncentrací látek v toku. J. Hydrol. Hydromech., 45, 1-2, 69-80.
- Sokáč, M., Velísková, Y., Berta, P. (2012): Príspevok k metodike stanovenia disperzných koeficientov na základe výsledkov terénnych meraní vo vodnom toku. Acta Hydrologica Slovaca, 13, 2, 430-435.
- Starosolszky, Ö. (1987): Applied surface hydrology. WRP. 141-149.
- van Genuchten, M. Th., Leij, F. J., Skaggs, T. H., Toride, N., Bradford, S. A., Pontedeiro, E. M. (2013): Exact analytical solutions for contaminant transport in rivers. 1. The equilibrium advection-dispersion equation. J. Hydrol. Hydromech., 61, 2, 146-160.
- van Genuchten, M. Th., Leij, F. J., Skaggs, T. H., Toride, N., Bradford, S. A., Pontedeiro, E. M. (2013): Exact analytical solutions for contaminant transport in rivers. 2. Transient storage and decay chain solutions. J. Hydrol. Hydromech., 61, 2, 250-259.
- Velísková, Y., Halaj, P., Sokáč, M. (2013): Citlivosť modelu HEC-RAS na zmenu disperzného koeficientu – vstupného parametru modelu. Acta Hydrologica Slovaca 14, 2, 2013, 392-401.
- Velísková, Y., Pekárová, P. (2006): Numerical modelling of accidental pollution spreading at upper part of Hron River. In Proc. XXIII. Conference of the Danubian countries on the hydrological forecasting and hydrological bases of water management. ISBN 86-80851-07-8, (eds. Bruk, S., Petkovic, T.), CD ROM, Belgrade, Serbia, 10 p.

Vliv zoedafonu na proces infiltrace vody v půdě ve vazbě na navlažovací drenáž

Igor Pelíšek

Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 - Zbraslav

Abstrakt

Jedním z proměnlivých faktorů infiltrace vody v podmínkách středně těžkých a těžkých půd je proces influkce vody, způsobený aktivitou žízála. Pro popis účinnosti navlažovacích drenů při infiltraci drenážních vod do půdního profilu je potřebné opatřit podkladové hodnoty intenzity vtoku (influkce) do nekapilárních zoogenních makropórů. V účelném měřítku, daném řešením navlažovací drenáže, je pomocí jednoduchého modelu a měřených terénních dat definováno rozmezí působení influkce.

Klíčová slova: influkce; infiltrace; zoedafon; regulovaná drenáž

Úvod

Procesy infiltrace, influkce a distribuce vody v půdním profilu jsou ovlivněny činností zoedafonu. Pozornost je zaměřena především na vybrané funkce vertikálních tubulárních zoogenních pedohydatod (ve smyslu definice VAŠKŮ, 2003: 27). V případě půd opatřených trubkovou drenáží zasahují vertikální zoogenní makropóry ve výplních drenážních rýh do hydraulicky účinného obvodu drenážních trubek, a toto hydraulické napojení se projevuje při navlažovací nebo odvodňovací fázi regulace drenážního odtoku. Získat v terénu data o vzestupu vody zoogenními tubulárními pedohydatodami je problematické, proto je nutné vycházet z dat o pohybu vody shora, zejména z naměřených hodnot influkce, z parametrů půdní matrix a výpočtů z modelových laboratorních pokusů.

Popsány jsou vybrané zoogenní vlivy na infiltrační procesy v půdách, se zaměřením na vybrané druhy, které jsou početností a velikostí na zemědělských půdách významné v mezo- až makroměřítku pro variabilitu vtoku a vzestupu vody skrze makropóry v půdním profilu a distribuce vody v půdní matrix.

Charakteristiku mezo- a makrozoedafonu podávají NOVÁK a kol. (1959) a s ohledem na zde řešené téma zdůrazňují především vliv žízalovitých, relativně menší význam krtků, periodický vliv hlodavců a většího hmyzu, společenského hmyzu a okrajový vliv větších savců. Potravní a prostorová vazba na žízaly je důvodem pro alespoň stručné shrnutí vlivu krtka obecného (*Talpa europaea*). Plocha teritoria 1 samce činí cca 2000 m². Udržované lovecké nory krtků o průměru cca 4 cm znamenají navýšení kapacity půdních makropórů a zesílení bypass efektu. Mechanismus hloubení nor (vyhrabávání zeminy) a další aktivity pravděpodobně snižují výrazně propustnost stěn nor, zároveň souvisí s preferovanými půdními druhy. Letní a zimní lovecká aktivita se liší hloubkou (letní do 20 cm, zimní 50 – 60 cm). Sezonní údržba a průchodnost chodeb v různých hloubkách, spolu s periodicky kolísající aktivitou danou mj. i rozmnožováním, může hrát určitou roli v kolísání kapacity půdních makropórů.

Dále se příspěvek zaměřuje na vybrané vlivy tubulárních makropórů vzniklých činností žízála (čeleď žízalovití, *Lumbricidae*) v podmínkách zemědělských půd ČR. Podkladové informace o biologii žízalovitých byly čerpány z prací PIŽLa (2002), VAŠKŮ (2003), ZEITHAMLa (2007) a KARACA (2011). Jedná se především o definici ekologických skupin a jejich vazbu na vertikální abundanci vyhloubených makropórů v půdním profilu. Podkladem pro zjištění abundance makropórů je také zjištění parametrů zoocenózy - přítomnosti, početnosti, druhového zastoupení a biomasy žízála (HUISLOVÁ, VOPRAVIL, SRBĚK, 2013), takže je možné následně odvozovat rámcové hodnoty influkce apod. Z antropických vlivů jsou parametry zoocenózy ovlivněny kombinací agrotechnických zásahů. Hnojení a hloubka kořenové zóny a hustota kořenů pěstovaných plodin ovlivňuje komfort pro

zoedafon, posun hloubky výskytu a usměrnění do řádků mezi kořenové systémy znamená prostorové přeskupení charakteristických skupin makropórů a v měřítku plochy pole úpravu průměrných hodnot.

Pro kvantifikaci hydrologické účinnosti zoogenních pedohydatod byly čerpány informace z prací URBÁNEK a DOLEŽAL (1992), VAŠKŮ (2003) a dalších. Řadu výsledků potvrzují studie z podobných půdních podmínek a laboratorních testů. Trojrozměrnou rekonstrukci pomocí rentgenové tomografie provedli BASTARDIE a kol. (2003) a potvrdili rozdíly mezi (epi)endogeickými druhy (dlouhé a složité systémy větvených nor v půdním horizontu A) a anektickým druhem *Lumbricus terrestris* (pouze jedna vertikální a kontinuální nora s velkým průměrem). Klíčové zjištění pro vybrané endogeické a epigeické druhy je znovuvyplňování vlastních makropórů (CAPOWIEZ a kol., 2014). Časová a prostorová kontinuita vtoku, vzestupu a distribuce vody v půdním profilu je ovlivněna také sezonními změnami průchodnosti nor (uzavírání vertikál na chladné období, otevírání na jaře a před deštěm). Obdobou v mikroměřítku půdního povrchu je bezprostřední obnova makropórů sociálního hmyzu po dešťových srážkách, významnější roli hraje tento typ obnovy v semiaridních oblastech.

Materiál a metody

Pro definici ovlivnění procesu distribuce vody při regulaci drenážního odtoku činností žížal postupují práce ve třech úrovních. V první úrovni se práce zaměřily na procesy na úrovni jednotlivých vertikálních zoogenních pedohydatod. Jedná se zejména o:

- rozměrové a drsnostní parametry jednotlivých pedohydatod (průměr, délka, plochy, křivost, typ, větvení; drsnost nebyla blíže proměřována, rychlost vtoku odvozena z empiricky zjištěných dat v terénu a laboratoři a dle tabelárních hodnot),
- propustnost stěn makropórů a její ovlivnění kompakcí stěn při hloubení a vylučováním mucusem,
- materiál půdní matrix (vrstevnatost půdního profilu, zrnitostní složení, pórovitost, propustnost).

Druhá úroveň představuje stanovení míry influkce a vsaku prostřednictvím zoogenních pedohydatod v reálných podmínkách experimentálních ploch (parametry influkce: rychlost, objem). Třetí úroveň se zaměřuje na zevšeobecněné parametry sítě makropórů (objem, povrch, směr, větvení; stabilita, drsnost, propustnost stěn; homogenita).

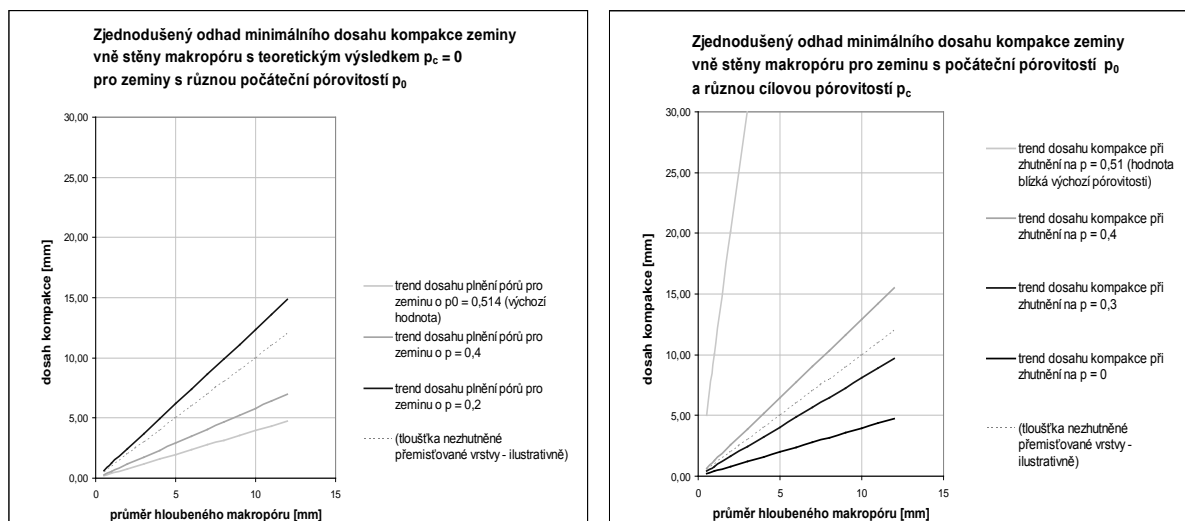
Činností žížal při hloubení nor dochází ke kompakci (stlačování) materiálu v blízkosti hloubených nor (zoogenních pedohydatod). Část zeminy žížala pozře, část přemění na energii, část pozmění a vynáší na povrch půdy nebo ponechává v podobě exkrementů. Přesto při samotném procesu hloubení žížaly cyklickými změnami tvaru čelní strany těla vytvářejí puklinu v zemině a následně stlačují určitý objem zeminy do určité vzdálenosti. Argumentem, že ke stlačování dochází, je také proces nakypření po rozvolnění původně zhutněné zeminy. Bez stlačování by se musel dotýčný živočich při hloubení nory potýkat s větším objemem rozvolněné zeminy, než je objem vyhloubené nory.

Míra zhutnění blízkého okolí hloubené nory souvisí také s cílovým průměrem a tedy i velikostí (průměrem) živočicha. Předpokladem je, že s narůstajícím průměrem makropóru, vyhloubeného výše popsaným způsobem, narůstá také míra zhutnění okolí a klesá pórovitost zeminy. Dosah zhutnění se odvíjí od parametrů zeminy (půdy), parametrů póru a způsobu činnosti živočicha. QUILLIN (2000) s využitím starších studií udává pro *L. terrestris* vyvinutý radiální tlak cca 90 kPa. Pro věkové třídy (od mláďat až po dospělé) přitom zaznamenal rozdíly v jednotkovém radiálním tlaku. Míru stlačitelnosti je nutné modifikovat pro výpočet na bobtnavých půdách. Pro výpočet dosahu a intenzity stlačení lze využít také hodnoty koeficientu stlačitelnosti (c_c), tabelární údaje jsou však odvozeny pro makroměřítko stavební praxe.

Možnost výpočtu dosahu a intenzity tlaku způsobeného pronikáním tělesa s kulatým čelem do pružného tělesa uvádí např. DORGAN a kol. (2006), při aplikaci na mořské organismy a sedimentární prostředí. Dále s odkazem na starší zdroje popisuje, proč v materiálech o určité zrnitosti živočichové hloubí nory poněkud dále od pevných překážek, zejména z důvodu stlačitelnosti vrtné zeminy, limitované pevnou překážkou. Pro podmínky orné půdy lze vyslovit domněnku, že v určitých hloubkách při hloubení vertikálních chodeb je pro žížaly výhodné přiblížit se k větším úlomkům

hornin jen na určitou vzdálenost, a tedy okolí vyhloubeného makropóru bude mít zachovanu tendenci vsakovat vodu. Předpoklad o udržované distanci však nemusí platit, pokud mohou kameny skýtat určitý typ ochrany (u horizontálních a přípovrchových nor), takže je výhodné chodby přiblížit těsněji. Roli může hrát i snadnost tvorby iniciální pukliny v půdě v axiálním směru těla živočicha.

Na obr. 1 je znázorněn zjednodušený odhad minimálního dosahu kompakce zeminy vně stěny hloubeného makropóru. Menší dosah kompakce způsobený hloubením nory bývá způsoben faktem, že pro trasování hloubených chodeb žížaly vyhledávají stávající pukliny v půdě. Pokud žížala využívá tubulární fytoenní makropór po kořenech rostlin, pro daný průměr lze očekávat podobnou míru zhutnění, neboť pro kořenové čepičky platí obdobný mechanismus hloubení při růstu kořenů.



Obr. 1: Zjednodušený odhad minimálního dosahu kompakce zeminy vně stěny hloubeného makropóru.

Zhutněním okolí makropóru dochází ke změně pórovitosti a sacího tlaku. Vzniklý stav lze popsat jako soustavu 3 prostředí, pracovně označených jako (0) dutina makropóru, (1) zhutněné blízké okolí a (2) okolní zemina. Podle mechanismu hloubení a charakteru půdní matrix lze předpokládat různě ostrý přechod mezi prostředími (1) a (2). Lze vyslovit domněnku, že za určitých podmínek vzniku zhutněné vrstvy (1) a napojení pórů v matrix prostředí (2) může mít vrstva (1) vůči vzduchem vyplněnému makropóru nebo naopak výrazně suššímu pórovitému půdnímu prostředí funkci polopropustné membrány a např. omezit vtok vody z prostředí (2) do makropóru (0) nebo opačným směrem.

Pokud bereme v potaz relativně krátkodobý (řádově minuty až dny) proces vtoku vody shora do půdního profilu skrze zoogenní makropóry, platí zřejmě předpoklad podle SIEBNERA (2000), že infiltrace stěnami makropórů je v porovnání s rychle se pohybující vodou v makropóru malá, a následně i difuze látek rozpuštěných ve vodě skrze stěny makropóru do půdní matrix je velmi pomalý proces, a proto téměř zanedbatelný. Vlastními měřeními je zjištěn podíl objemu vsaku z jednotkového přítékajícího množství makropórem cca 0,4 %, v počáteční fázi vtoku, viz též grafy na obr. 2 a 3. Pro případ pedatody s uzavřeným koncem se vtok po vyplnění pedohydatody zpomaluje. K podobným výsledkům dospěli také EDWARDS a kol. (1979) pomocí diskretního 2D modelu tubulárního makropóru.

Rozdílné poměry intenzit procesů nastávají při vzestupu vody při regulaci drenážního odtoku, kdy jednak rychlost vtoku vody v_i' je výrazně nižší v porovnání s influkcí shora, jednak po řádově dny až týdny je umožněná kumulace objemu vsaku i difuze do prostředí matrix (2). Vzhledem k tomu, že mucus žížalovitých obsahuje běžně cca 98 % vody a biogenní polysacharidy a proteiny (např. KARACA, 2011, a další), lze pro regulovaný proces vzestupu vody předpokládat rozpuštění, vymytí mucusu a následnou změnu propustnosti a stability stěn makropórů. Obdobně lze tento fakt aplikovat

na posouzení parametrů makropóru při vtoku shora, kdy proudící vodou a rázy při úniku bublin vzduchu může docházet k destrukci a rozpouštění mucusu a stěny makropóru.

Při výpočtech vlivu tubulárních pedohydatod žížalovitých na pohyb vody v půdě při navlážení prostřednictvím regulované drenáže se lze omezit na vertikální pedohydatody žížal, neboť v hloubkách regulace hladiny podzemní vody (obvykle cca 0,5 až 1,2 m v zemědělských půdách) se dominantně vyskytuje vertikální typ chodeb žížalovitých.

Definice pravděpodobné distribuce zoogenních pedohydatod v reálné polní ploše (prostorová, časová - sezonní) umožňuje srovnání s údaji jiných autorů (např. měření infilukčně infiltrační schopnosti půdy podle VAŠKŮ, 2003). Podle šetření na 16 variabilních plochách na území bývalého Československa (URBÁNEK a DOLEŽAL, 1992) je např. abundance pedohydatod žížal 10 – 200/m² pro $d_{zphd} = 3$ mm.

Údaje o infilukčně infiltrační schopnosti půdy, získané rešerší, bylo nutné doplnit a verifikovat v terénu (povodí Kotelského potoka). Za využití informací podle PIŽLa (2002), ZEITHAMLa (2007) a dalších byly určeny druhy žížalovitých, na lokalitách v povodí Kotelského potoka jsou prokázány jako dominantní druhy *Lumbricus terrestris* a *Aporrectodea caliginosa*, především v blízkosti nekoseného pásma břehových porostů. Podle pobytových stop na povrchu půdy (otevřené makropóry, exkrementy na počátku jarního období) byly odkryty pedohydatody žížal a cíleně provedena měření K_s , K_i a k . Doplnění hodnot K_i bylo možné také z dřívějších náhodně ovlivněných měření nasycené hydraulické vodivosti, po patřičných dopočtech. Dále byly odebrány neporušené půdní bloky a další vzorky pro laboratorní analýzy. Rámcově byla stanovena abundance pedohydatod v několika hloubkách, v rámci výkopů o plochách cca 1,5 m². Prokázán je výskyt vertikálních pedohydatod vytvořených žížalami do průměru 8 mm do hloubky 40 cm, ve větších hloubkách až 10 mm. Vyšší hustota chodbiček do hloubky cca 15 cm souvisí s aktivitou endogeického druhu.

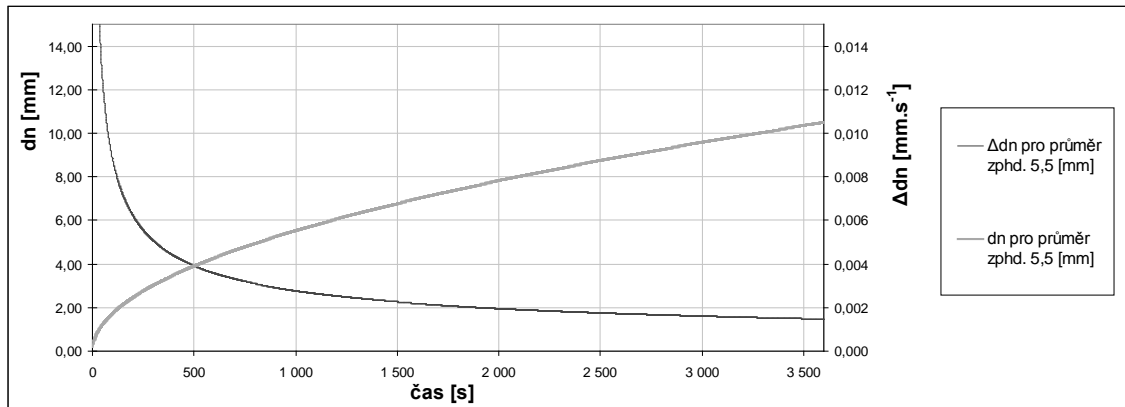
Výsledky

Vlastní pokusy s mírou zhutnění okolí makropórů jsou rozpracovány, s ohledem na variabilitu podmínek okolí vyhloubených makropórů je nutné získat reprezentativnější soubor dat. Vlastní pokusy se stabilitou mucusu a impregnovaných stěn vůči rozpouštění vodou nepřinesly u hloubených tubulárních makropórů prozatím použitelné výsledky.

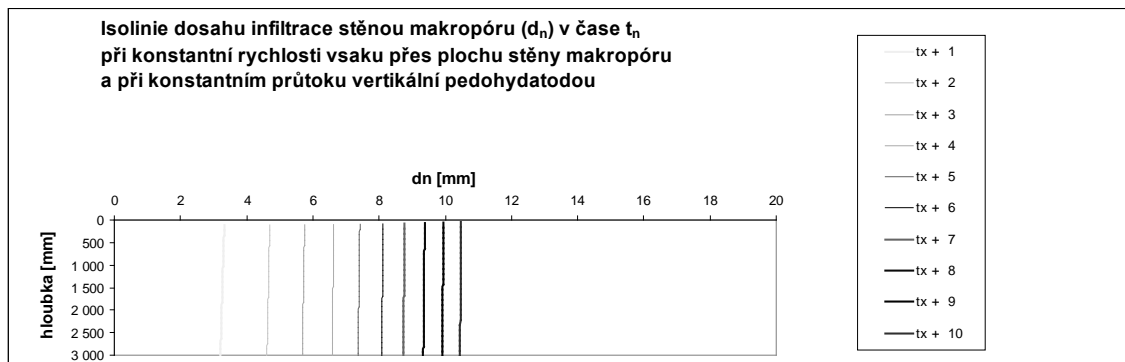
Napojené přímo na hydraulicky účinný obvod drenážních trubek, případně do krtčích nor byly na experimentálních lokalitách pedohydatody větších průměrů (6 – 8 mm). Před dalším zobecněním výsledků je nutné brát zřetel na specifické podmínky každé lokality.

Výpočty rychlosti vtoku do vertikálního makropóru s kruhovým průřezem jsou provedeny na základě naměřených hodnot infiltrační rychlosti a objemů infilukce. Hodnoty rychlosti vtoku vody do (v_i) se pro $d_{zphd} \geq 5$ mm v daných podmínkách pohybovaly od 4 do 12 cm.s⁻¹. Rychlost vtoku měřená v místě přístroje na vstupu (v_i) je rychlostí postupu čela vtékajícího objemu vody ve výšce h_0 . Postupující objem vody za jednotku času V_i' se s rostoucí vzdáleností, tj. v čase t_1 až t_n , postupně snižuje vlivem vsaku do stěn makropóru. Trendy dosahu vsaku stěnou makropóru zachycují grafy na obr. 2 a 3.

Ve výpočtu rychlosti vtoku vody shora do prázdné zoogenní pedohydatody není zohledněn případný objem vzduchu, unikajícího z makropóru. Při zohlednění přítomnosti vzduchu ve výpočtu voda neproudí celým průřezem makropóru, takže stejný odtékající objem se rozprostírá na větší délce makropóru a rychlost v_i' postupu čela vtékajícího objemu je vyšší. Při manipulaci s úrovní hladiny podzemní vody během zavlažovací nebo odvodňovací fáze regulace drenážního odtoku má vzduch z pedohydatody možnost unikat vzhůru, pokud zároveň neprobíhá vsak a vtok vody např. ze srážky, nebo není uzavřená pedohydatoda.



Obr. 2: Trendy dosahu infiltrace stěnou tubulárního makropóru (d_n) v čase t_n a rychlosti postupu vsaku v půdním prostředí (Δd_n) při konstantní rychlosti vsaku přes plochu stěny makropóru (zoogenní pedohydatody o průměru 5,5 mm).



Obr. 3: Schéma dosahu infiltrace zhutněnou a mucusem impregnovanou stěnou tubulární pedohydatody, s otevřeným koncem, průměrem 5,5 mm při vtoku shora, v pravidelných časových intervalech za celkovou dobu $t_n = 1$ hod (dle reálně naměřených hodnot K_s a K_i). S ohledem na obvyklé hloubky uložení drénů, hloubku půdního profilu zemědělských půd a maximální hloubky dosahu vertikálních nor žížal *Lumbricus* je hloubka v grafu omezena na 3 m.

Z pohledu pohybu vody ve vertikální zoogenní pedohydatodě při zvýšení nebo snížení hladiny v navlažovacím drénu, přičemž vstup do pedohydatody je přímo z hydraulicky účinného obvodu drénu a rychlost vstupu je limitována průměrem pedohydatody, lze vymezit varianty:

- vzestup vody zoogenním makropórem do nenasyčeného prostředí,
- vzestup vody zoogenním makropórem do nasyceného prostředí,
- pokles vody makropórem z nasyceného prostředí,
- vtok vody do nenasyčeného prostředí,
- vtok vody do nasyceného prostředí - po procesu c) nebo d),
- kombinace souběhu procesů.

Zobecnit výpočet infiltrace zhutněnou a mucusem impregnovanou stěnou tubulární pedohydatody při vertikálním vzestupu vody zoogenní pedohydatodou lze až po dořešení průběhu zhutnění okolí makropóru a vazby na sací tlaky.

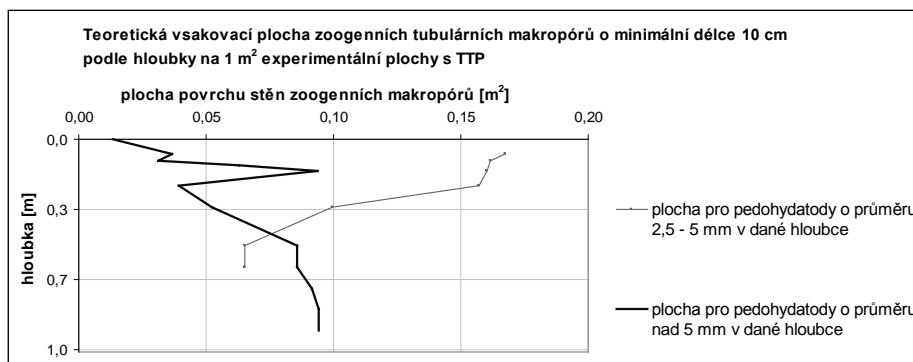
Závěr a diskuze

Pro parametry hloubkového výskytu, typů soustav makropórů a průměru zoogenních tubulárních makropórů jsou potvrzeny rešeršně zjištěné vazby na ekologické skupiny a velikost živočichů.

Trvanlivost vertikálních nor žízalovitých se odvíjí od příznivějšího rozložení zemních tlaků, než u horizontálních nor krtků, přičemž dlouhodobou funkci vertikálních pedohydatod podtrhuje zjištěné přetrvání ve spodních půdních horizontech po desítky let (DOLEŽAL, 2014). Pro doplnění, životnost krtčí drenáže byla běžně uváděna jednu vegetační sezonu při jejím využití pro závlahu (MIKA, 1959: 435). Pro těžké jílovité půdy Anglie se uváděla životnost krtčí drenáže řádově desítky let, ovšem mechanismus vzniku je protahováním kovové aplikace, nikoli hrabáním, a uplatňují se i další faktory.

Dlouhodobá přítomnost a odolnost pedohydatod žízalovitých souvisí s vylučováním mucusu a s impregnací a vyhlazením stěn. Při hloubení nor zároveň dochází ke kompakci materiálu jeho vytěsněním za úroveň poloměru hloubeného makropóru. Při opakovaných průlezech makropórem je vrstva mucusu obnovována, fyziologie vylučování mucusu ve vazbě na účelnost míry a homogennosti pokrytí stěn nory mucusem (souvisí s energetickým výdejem živočicha) nebyla podrobněji prověřena. Kompakce a její vazba na hydrickou účinnost zoogenních pedohydatod si žádá další šetření (rešeršní nebo experimentální doložení), zejména změny bypass efektu ve vzestupném směru. K hydropedologickým procesům v detailu jednotlivých pedohydatod náleží také poznámka o možné existenci funkce polopropustné membrány (změny pórovitosti a sacího tlaku). Je vhodné brát v úvahu komplex a následnost všech působících faktorů (zhutnění při hloubení, pokrytí a sycení mucusem, přístup vzduchu makropórem a tedy možné vysychání a tvorbu puklin, mikrobiální aktivitu, pohybovou aktivitu žízal, vtok vody s možnou destrukcí povrchu makropóru a zatemováním puklin). Výpočet vsaku stěnami vertikálního makropóru je nutné detailněji rozpracovat podle variability parametrů půdní matrix (vrstevnatosti půdního profilu a dalších).

Zevšeobecně kvazi-konstantní výskyt zoogenních tubulárních pedohydatod v půdním profilu (tj. typ, kapacita a množství) dává představu o pravděpodobné distribuci v reálné polní ploše. Podle získaných a zpracovaných dat z terénu a literatury lze přibližně určit prostorovou a časovou (sezonní) charakteristiku soustavy makropórů. Na základě zjištěných hodnot abundance a průměrů zoogenních pedohydatod lze orientačně odhadnout plochu povrchu těchto pedohydatod v jednotlivých hloubkách půdního profilu. Příklad teoretického výpočtu uvádí obr. 4.



Obr. 4: Teoretická plocha povrchu stěn zoogenních tubulárních pedohydatod na 1 m² plochy TTP.

Plocha povrchu makropórů však nebude využita při infiltraci vody rovnoměrně intenzivně. Na základě naměřených dat infiltrace a influkce do vertikálních makropórů lze dokladovat intenzitu vtoku a pokles vlivem vsaku do stěn makropóru (viz též 1D řez na obr. 3). Objem pedohydatod žízalovitých v objemu půdy bývá udáván v řádu jednotek procent (BASTARDIE a kol. 2003, ZEITHAML, 2007). Otázkou je míra poklesu vsakovací plochy a bypass efektu makropórů při významné eliminaci abundance žízal, např. při opakované aplikaci ochranných postřiků. Roli hraje vazba hodnot hydrofyzikálních parametrů půd na postupný zánik neudržovaných (nevyužívaných) zoogenních makropórů a na snížení abundance mladých vývojových stádií v půdě. Spekulovat lze o nástupu konkurenčně zvýhodněných druhů a změnách poměrů v potravním řetězci.

Intenzita eroze stěn a změn profilových charakteristik zoogenních pedohydatod jsou v experimentálním šetření. Další šetření vyžadují tyto procesy také pro opakovaný vzestup a stagnaci

hladiny vody (opakované promývání makropórů při více cyklech navlažení). Ve vztahu k navlažovací drenáži úloha umožňuje definovat variabilitu vybraných hydrofyzikálních parametrů dle požadavků na regulovanou resp. vícefunkční drenáž (např. RADČENKO, NĚMEC a kol., 1980). Úloha přispívá k řešení otázek účinnosti opatření na infiltraci a využití vod v plochách zemědělských povodí.

Poděkování

Príspevek vznikl v rámci řešení projektu NAZV QJ1220050, Posílení infiltračních procesů regulací odtoku vod z malých povodí. Poděkování patří také dr. Fr. Doležalovi, Ing. T. Khelovi a Bc. P. Huislové za cenné rady a připomínky.

Seznam použitých zkratk a symbolů

d_{zphd} = průměr zoogenní pedohydatody; k = nenasycená hydraulická vodivost; K_i = nasycená hydraulická vodivost infilukčně ovlivněná; K_s = nasycená hydraulická vodivost; v_i = rychlost vtoku (influkce) do pedohydatody; v_i' = rychlost postupu čela infilukčního objemu; $zphd$ = zoogenní pedohydatoda.

Literatura

- BASTARDIE, F., CAPOWIEZ, Y., DE DREUZY, J. R., CLUZEAU, D. (2003): X-ray tomographic and hydraulic characterization of burrowing by three earthworm species in repacked soil cores. *Applied Soil Ecology*, 24 (1): 3–16.
- CAPOWIEZ, Y., BOTTINELLI, N., JOUQUET, P. (2014): Quantitative estimates of burrow construction and destruction, byanecic and endogeic earthworms in repacked soil cores. *Applied Soil Ecology*, 74: 46–50.
- DOLEŽAL, F. (2014): ústní sdělení.
- DORGAN, K. M., JUMARS, P. A., JOHNSON, B. D., BOUDREAU, B. P. (2006): Macrofaunal Burrowing: The Medium is the Message. In: GIBSON, R. N. et al. (eds.) (2006): *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 44, Taylor & Francis, 85–121.
- EDWARDS, W. M., PLOEG van der, R. R., EHLERS, W. (1979): A numerical study of the effects of noncapillary-sized pores upon infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43: 851–856.
- HUISLOVÁ, P., VOPRAVIL, J., SRBEK, J. (2013): Metoda zjišťování početnosti populací žížal v půdě pomocí roztoku hořčice. Poster a abstrakt. In: kol. (2013): *Časové změny půdních vlastností a jejich predikce. 16. pedologické dny 2013*. ČPS, Č. pedol. spol., Soc. pedol. slovača.
- KARACA, A. (ed.) (2011): *Biology of Earthworms*. Springer. 316 s.
- MIKA, Z. (1959): Otázka životnosti krtčí drenáže. *Lesnictví*, 5 (4): 427–442.
- NOVÁK, V., KÁŠ, V., NOSEK, J. (1959): *Živěna půdní (edafon)*. Praha: ČSAZV, Československá akademie zemědělských věd, SZN, Státní zemědělské nakladatelství. 287 s.
- PIŽL, V. (2002): Žížaly České republiky. Uherské Hradiště: Sborník Přírodovědného klubu v Uherském Hradišti. *Supplementum č. 9/2002*. 154 s.
- QUILLIN, K. J. (2000): Ontogenetic scaling of burrowing forces in the earthworm *Lumbricus terrestris*. *Journal of Experimental Biology*, 203: 2757–2770.
- RADČENKO, I., NĚMEC, J. et al. (1980): *Regulační drenáž*. Studijní zpráva. Praha: ÚVTIZ, Ústav vědeckotechnických informací po zemědělství. 64 s.
- SIEBNER, C. S. (2000): *Wasserbewegung und Stofftransport in Pelosolen am Beispiel des Südniedersächsischen Röt (Oberer Buntsandstein)*. Dissertation. Göttingen: Fakultät für Agrarwissenschaften der Georg-August-Universität Göttingen. 115 s.
- URBÁNEK, J., DOLEŽAL, F. (1992): Review of some case studies on the abundance and on the hydraulic efficiency of earthworm channels in czechoslovak soils, with reference to the subsurface pipe drainage. *Soil Biology and Biochemistry*, 24 (12): 1193–1773.
- VAŠKŮ, Z. (2003): Sozologické interakce niv s okolní krajinou. In: kol. (eds.) (2003): *Pedologické dny 2003. Ochrana a využití půdy v nivních oblastech*. MZLU v Brně, ČPS, MŽP ČR. s. 19–32.
- ZEITHAML, J. (2007): *Společenstva žížal (Lumbricidae) v ekotonu pole – les a jejich vliv na retenční potenciál půdy*. Disertační práce. Praha: FŽP ČZU. 66 s. + přílohy.

Analýza variability sněhu v horských povodích: využití shlukové analýzy a vícenásobné lineární regrese pro výpočet vlivu vegetace a topografie

Hana Pevná, Michal Jeníček, Ondřej Matějka

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie,
Albertov 6, 12843 Praha 2, hana.pevna@natur.cuni.cz

Abstrakt

Sníh je důležitou součástí hydrologického cyklu ve střední Evropě. Velké množství vody je v průběhu zimy akumulováno a v relativně krátkém období na jaře odtéká toto množství do řek. Studium akumulace a tání sněhové pokrývky je důležité pro predikci jarních povodní.

Výzkum se věnuje malým horským povodím v Krušných horách a na Šumavě. V měřených lokalitách jsou od roku 2008 nainstalovány klimatologické stanice, kde jsou zjišťovány mimo základních meteorologických informací i vodní hodnota sněhu a výška sněhové pokrývky. Jednotlivá experimentální povodí se liší ve sklonu, expozici, nadmořské výšce a vegetačním pokryvu.

Data o výšce sněhové pokrývky a vodní hodnotě sněhu jsou analyzována pomocí vícenásobné lineární regrese a shlukové analýzy. Výsledky těchto analýz popisují korelační vztahy mezi vodní hodnotou sněhu a výšky sněhové pokrývky s vegetací, sklonem, expozicí a nadmořskou výškou. Výsledky těchto analýz jasně prokazují dominantní vliv vegetace na sněhovou pokrývku ve zkoumaných lokalitách. Na podobné závěry ukázala i analýza variability teplotních faktorů tání odvozených pro měřené lokality pomocí metody teplotního indexu. Studie také zkoumá vhodnost užití vybraných statistických analýz na analyzovaná data. Výsledky prokazují vhodnost užití shlukové analýzy a vícenásobné lineární regrese pro studium fyzickogeografických vlivů na sněhovou pokrývku.

Klíčová slova: sněhová pokrývka, vegetace, shluková analýza, vícenásobná lineární regrese, degree-day faktor

Úvod

Sněhová pokrývka představuje v našich zeměpisných šířkách velmi důležitou součást hydrologického cyklu. Během zimního období jsou srážky ve formě sněhu akumulovány a v relativně krátkém období na jaře jsou akumulované srážky uvolněny. To ovlivňuje nejen hydrologický cyklus, ale také další složky fyzicko-geografické sféry, např. klima, a biosféru, ale také socioekonomickou sféru.

Na průběh akumulace a tání sněhové pokrývky mají vliv fyzickogeografické faktory: 1) klimatologické: úhrn srážek, teplota vzduchu, směr a rychlost větru, 2) geomorfologické: nadmořská výška, sklon a expozice, 3) vegetace. Vliv fyzickogeografických faktorů je zkoumán ve dvou povodích v Krušných horách (horní povodí Bystřice, povodí Zlatého potoka) a v povodí Ptačího potoka na Šumavě. Měření jsou prováděna od zimy 2008/2009.

Získaná data byla hodnocena pomocí jednorozměrných a vícerozměrných statistických analýz. Konkrétně byly využívány lineární regrese, shluková analýza a korelační analýza. Na základě výsledků analýz je hodnocena míra vlivu posuzovaných faktorů na sněhovou pokrývku v experimentálních povodích.

Materiál a metody

Měření sněhové pokrývky probíhají v experimentálních povodích v Krušných horách (povodí horní Bystřice a Zlatého potoka) a na Šumavě (povodí Ptačího potoka) od zimy 2008/2009. Na povodí Bystřice je měřeno celkem 16 profilů, které jsou sdruženy do 10 lokalit. Na povodí Zlatého potoka je

měřeno 15 profilů, které jsou sdruženy do 9 lokalit, a na povodí Ptačího potoka je měřeno celkem 16 profilů, které jsou sdruženy v 10 lokalitách. Na jednotlivých lokalitách je vždy měřen 1-2 profily, podle typu vegetace. Jeden profil je měřen v zalesněném území a jeden profil je měřen na otevřené ploše. V rámci profilu je vždy měřeno 5 bodů, v každém bodě je zjišťována výška sněhové pokrývky a v 1. a 5. bodě je měřena vodní hodnota sněhu. Ta je zjišťována pomocí sněhoměrného válce o výšce 150 cm (resp. 100 cm) a průřezu válce 50 cm². U každého měřeného bodu byly zaznamenány typ vegetace, nadmořská výška, sklon a expozice. V 1. a 5. bodě měřeného profilu byl pořízen hemisférický snímek oblohy pro přesnější klasifikaci vegetace (objektiv Sigma Circular Fisheye s ohniskovou vzdáleností 4,5 mm).

Naměřená data byla zpracovávána pomocí jednorozměrných a vícerozměrných statistických analýz v programech MS Excel a Statistica. Hemisférické snímky byly analyzovány v programu Gap Light Analyzer. Hodnoceno bylo celkem 17 měření prováděných v průběhu 4 let. Jako analýzy byly používány regrese, korelace a shluková analýza.

Fyzickogeografické faktory, které byly hodnoceny – nadmořská výška, sklon, expozice a vegetace, byly kvantifikovány. Nadmořská výška byla vyjadřována v metrech nad mořem, sklon ve stupních, expozice je vyjádřena pomocí parametru „jižnost“. Jako převodový vzorec je použita rovnice 1:

$$jižnost = \frac{\sin\left(\text{expozice}(\text{rad}) - \frac{\pi}{2}\right)}{2} \quad (1)$$

Vegetace je vyjadřována pomocí dvou proměnných, které byly získány analýzou hemisférických snímků oblohy. Snímky byly pořízeny v měřených lokalitách a následně analyzovány v programu Gap Light Analyzer. Jako proměnné pro hodnocení vlivu vegetace na vodní hodnotu sněhu byl zvolen 1) LAI4 (Leaf Area Index), který udává jaká je plocha listů na jednotkovou plochu a 2) radiace, která vyjadřuje celkový úhrn přímého a rozptýleného slunečního záření s ohledem na zastínění vegetací a okolním reliéfem. Závislé i nezávislé veličiny byly testovány na normální rozložení (Shapiro-Wilk test).

Pomocí korelační analýzy a krokové dopředné regrese (stepwise forward regression) byl hodnocen vztah mezi vodními hodnotami sněhu při jednotlivých měřeních a zkoumanými faktory. V obou případech byla jako hladina spolehlivosti zvolena hladina 0,05. Pomocí shlukové analýzy bylo hodnoceno několik skupin dat. Vždy se hodnotila celé zima vůči jednotlivým faktorům. Hodnoceny byly všechny body najednou nebo pouze určité skupiny dat. Jednalo se vždy o skupiny, kde byl jeden ze zkoumaných faktorů u všech bodů stejný. Tímto způsobem byly hodnoceny skupiny se stejnými expozicemi (sever, jih a západ) a typem vegetace (otevřená plocha a les). Při zpracování dat byla využita jako míra podobnosti Euklidovská vzdálenost. V rámci zpracování dat bylo testováno více nejčastěji používaných shlukovačích metod. Euklidovská metoda byla zvolena na základě rešerše literatury a na základě srovnání s výsledky ostatních testovacích metod. Výsledky shlukové analýzy byly znázorněny pomocí dendrogramů. Tyto grafy znázorňují strukturu objektů ve shlucích.

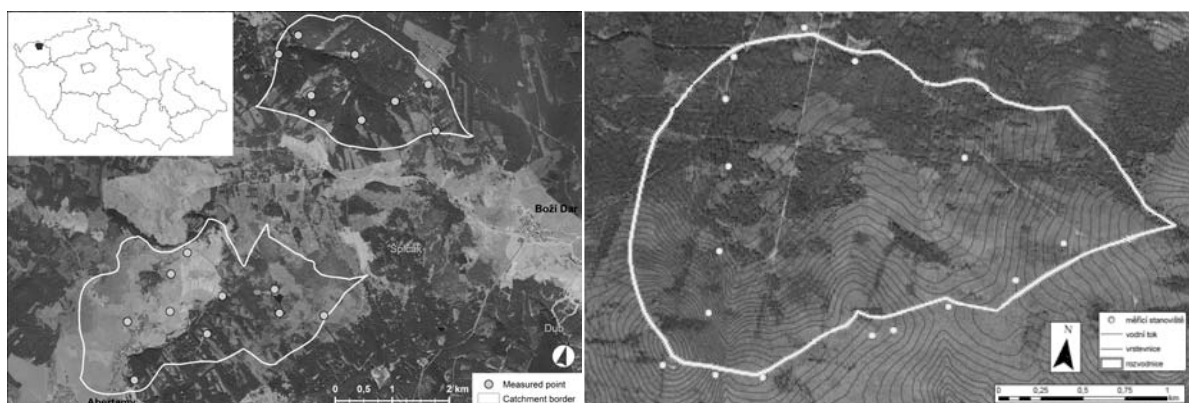
Vliv vegetace v období tání sněhu byl sledován pomocí faktorů tání, které byly odvozeny na základě měřených dat s využitím metody teplotního indexu. Tato metoda vychází z velmi zjednodušeného výpočtu energetické bilance, kterou se snaží popsat pouze pomocí teploty vzduchu a faktoru tání (rovnice 2).

$$M = m_f \cdot (T_a - T_c), \quad (2)$$

kde M [mm d⁻¹] je úbytek sněhu, T_a [°C] je teplota vzduchu, T_c [°C] je kritická teplota vzduchu představující prahovou hodnotu tání (nejčastěji 0°C) a m_f [mm °C d⁻¹] je faktor tání vyjadřující úbytek vodní hodnoty sněhu za den na každý stupeň Celsia nad kritickou teplotou vzduchu T_c . Na základě měřených úbytků sněhu na sledovaných lokalitách bylo v případě povodí v Krušných horách odvozeno 179 hodnot m_f , v případě Šumavy 83 hodnot m_f . Pomocí krabicových grafů byla vyjádřena jejich variabilita v různých typech vegetace (otevřené plochy, mýtiny, les).

Výsledky

Experimentální povodí Bystřice se nachází v západní části Krušných hor v blízkosti obce Hřebečná (viz obr. 1). Jeho plocha je 9 km². Nejvyšším místem povodí je vrchol hory Nad Rýžovnou, který se nachází v nadmořské výšce 1050 m n. m. Nejnižším místem je závěrový profil povodí v nadmořské výšce 860 m n. m. Bystřice pramení pod Božidarským špičákem, protéká Ostrovem nad Ohří a následně se vlévá do Ohře, která se u Litoměřic vlévá do Labe. Povodí Bystřice se nachází převážně na jižních a západních svazích a jeho průměrný sklon je 4,5°. Povodí je z necelé poloviny zalesněno (46,5 %), na zbytku se nachází převážně louky (Pevná 2012).

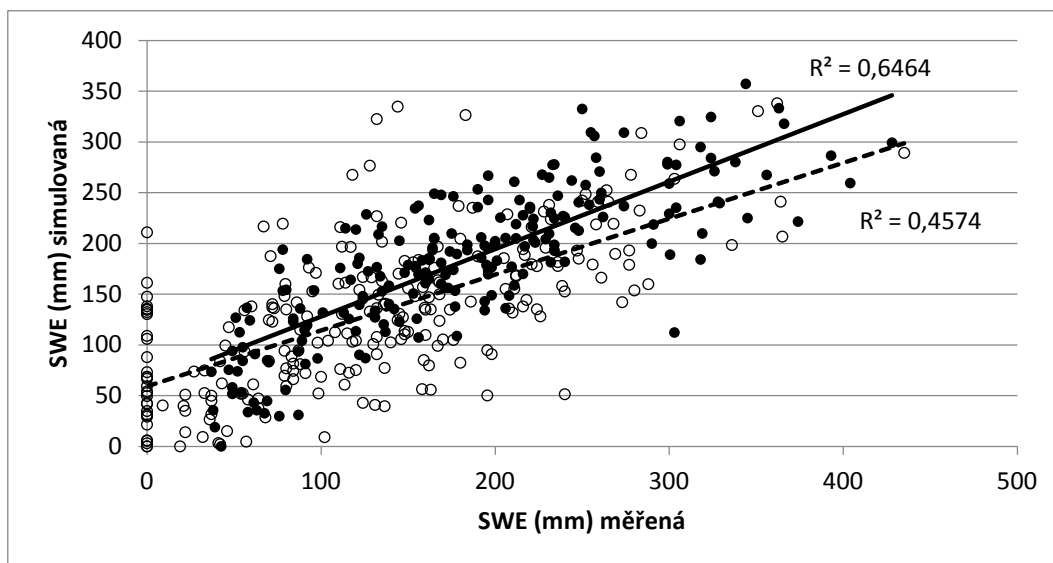


Obr. 1: Mapa povodí Bystřice a Zlatého potoka (vlevo) a Ptačího potoka (vpravo).

Povodí Zlatého potoka se rovněž nachází v západní části Krušných hor. Leží přibližně 3 km západně od Božího daru. Jeho plocha je 5,6 km². Nejvyšší místo povodí se nachází v jeho východním cípu v nadmořské výšce 1030 m n. m. Nejnižším místem je závěrový profil, který se nachází v nadmořské výšce 765 m n. m. Zlatý potok pramení mezi obcemi Boží Dar a Tellerhäuser, protéká obcí Zlatý kopec a poté se v Německu vlévá do potoka Schwarzbach. Schwarzbach se vlévá do řeky Mulde, které se vlévá do Labe. Povodí Zlatého potoka se nachází převážně na severních a západních svazích a jeho průměrný sklon je 11°. Povodí je z větší části zalesněno (95 %), louky se nachází pouze na malém území v jeho jižní části (Jeníček a kol., 2012).

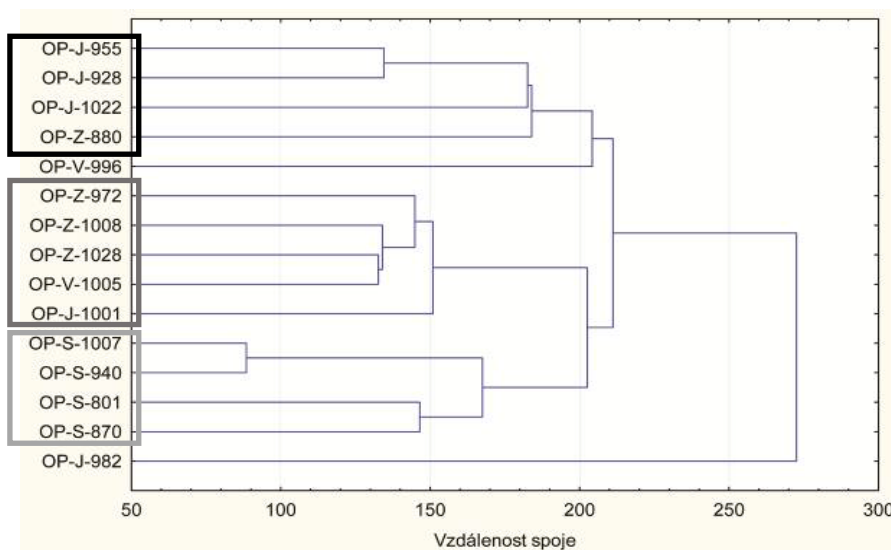
Ptačí potok se nachází v centrální části Šumavy a tvoří jednu ze zdrojnic Vydry. Plocha povodí je 4,1 km². Nejvyšším bodem povodí je Malá Mokrůvka (1330 m n. m) a nejnižším bodem je profil hladinoměru v místě bývalé Ptačí nádrže (1135 m n. m). Průměrný sklon povodí je 9°. Povodí je ve spodní části pokryto jehličnatým lesem, vrcholové oblasti byly odlesněny po rozsáhlém rozpadu lesa vlivem kůrovcové kalamity v 90. letech. I v současné době jsou některé části lesa napadeny kůrovcem. Téma změn vegetace a možného dopadu na odtok z povodí jak v letním, tak v zimním období, je tedy z tohoto pohledu velmi aktuální.

Při hodnocení vlivu vybraných fyzickogeografických faktorů pomocí krokové dopředné regrese a korelace bylo vždy porovnáváno jedno měření a zkoumané faktory. Zkoumán byl vliv faktorů na vodní hodnotu sněhu zvláště pro období akumulace a zvláště pro období tání sněhové pokrývky. Hodnocenými faktory byly: nadmořská výška, jižnost, sklon, Leaf area index a celkový radiační úhrn. V obou případech byla jako hladina spolehlivosti vybrána hladina 0,05. Výsledky analýz ukazují na dominantní vliv nadmořské výšky v období akumulace sněhové pokrývky a podle korelační analýzy je dalším významným faktorem celkový radiační úhrn. Regrese jako druhý dominantní faktor udává sklon. V případě hodnocení vlivu fyzickogeografických faktorů na vodní hodnotu sněhu v období tání vychází jako dominantní faktor jižnost, tedy faktor, který udává expozici svahu. Korelace v tomto případě udává jako druhý nejvíce dominantní faktor Leaf area index. Na základě regresní analýzy byla jako druhý nejdominantnější faktor vyhodnocena nadmořská výška. Pro hodnocení výsledků korelační analýzy byla použita lineární regrese a koeficient determinace. Ten byl zvláště vypočítán pro období akumulace a tání sněhu v zimách 2009/2010 až 2012/2013. Výsledný graf je znázorněn na obr. 2.



Obr. 2: Graf závislosti měřených a simulovaných hodnot v zimách 2009/10 – 2012/2013. (plné body, plná čára a tučně psaný koef. determinace – období akumulace; prázdné body, čárkovaná čára a netučně psaný koef. determinace – období tání).

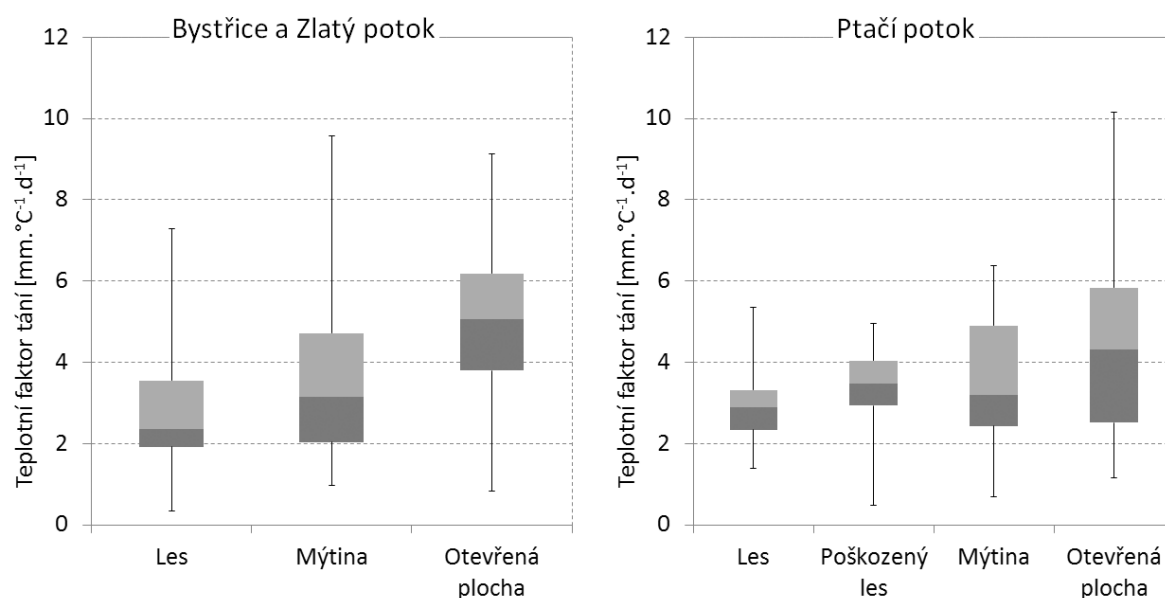
Shlukovou analýzou byla hodnocena míra vlivu vybraných fyzicko-geografických faktorů na vodní hodnotu sněhu v průběhu celé zimy. Cílem této analýzy bylo zjistit podobnosti mezi jednotlivými body v povodí a nalézt dominantní faktor, který ovlivňuje distribuci vodní hodnoty sněhu v rámci povodí. Analyzovány byly různé soubory dat. Při analýze všech měřených dat se jako dominantní faktor projevuje typ vegetace (les, otevřená plocha). Dále byly analyzovány soubory dat, tak že vždy byl jeden faktor společný. Při analýze bodů, které se nachází na otevřených plochách, se jako nejvýznamnější faktor projevuje expozice svahu (viz obr. 3). Analýza bodů, které jsou měřeny v lese, nevykázala žádný dominantní faktor. Důvodem, proč byly zkoumány tyto soubory dat, byla snaha minimalizovat vliv vegetace, který se ukazoval jako velmi výrazný a zároveň snaha zjistit, jaký další faktor je v povodích důležitý. To je pravděpodobně způsobeno malou výškovou členitostí povodí. Při hodnocení souboru bodů s jedním typem expozice (např. jen bodů, které jsou měřeny na svazích se západní expozicí) se jako dominantní faktor projevuje opět vegetace.



Obr. 3: Dendrogram pro vodní hodnotu sněhu na otevřených plochách v povodí Bystřice a Zlatého potoka za zimy 2009/2010-2011/2012 (popis osy y: OP – otevřená plocha, L – les, J – jih, Z – západ, V – východ, číslo – nadmořská výška v metrech).

Obrázek 4 vyjadřuje variabilitu faktorů tání (a tedy intenzity tání) v povodích Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách a v povodí Ptačího potoka na Šumavě. V případě Ptačího potoka byla odlišena navíc kategorie reprezentující poškozený les napadený kůrovcem. Z výsledků jsou patrné nejen rozdíly mezi jednotlivými pokryvy, ale také variabilita uvnitř každé třídy. Variabilita teplotních faktorů je vyšší v případě otevřených ploch, než lesa. Příčinou je pravděpodobně významnější vliv topografie (především jižní orientace svahů) v případě otevřených ploch. Rozdíly souvisí především s různým úhrnem krátkovlnné radiace v lese a na otevřených plochách a také na sklonitých, jižně orientovaných svazích.

Obrázek 4 také ukazuje, že v případě otevřených ploch malého rozsahu (typicky mýtiny) jsou faktory tání výrazně nižší a svými hodnotami se blíží spíše lesním lokalitám. Důvodem je nižší úhrn slunečního záření oproti velkým otevřeným plochám díky zastínění okolní vegetací. Na druhou stranu na mýtinách dochází k vyšší akumulaci sněhu díky chybějící intercepci sněhu na vegetaci a jeho následné sublimaci. V souladu s očekáváním dochází v poškozeném lesním porostu k vyšší akumulaci sněhu než v případě zdravých porostů. Na druhou stranu sníh v těchto porostech odtává rychleji než v původně zdravém porostu. To může představovat riziko rychlejšího tání a vyššího odtoku z povodí.



Obr. 4: Teplotní faktory tání v povodí Bystřice a Zlatého potoka v Krušných horách (vlevo) a v povodí Ptačího potoka (vpravo).

Diskuse

Při hodnocení výsledků je třeba mít na paměti nedostatky, které mohly vzniknout při sběru dat i při jejich zpracování. Při sběru dat dochází k chybám instrumentálním a metodickým. Instrumentální chyby jsou způsobeny konstrukcí měřicího přístroje. V případě této studie jde především o přesnost vah. Ta je výrobcem garantována na ± 2 g. Dalšími chybami, které mohou vzniknout při sběru dat, jsou chyby metodické. Při našich měřeních může docházet ke špatnému výběru místa odběru v terénu, špatnému odečtení výšky sněhové pokrývky ze sněhoměrné tyče, případně špatnému odběru sněhu (ztráta části sněhu při vážení apod.). Při zpracování dat může dojít k chybám numerickým nebo chybám způsobeným špatným použitím statistické metody (Meloun a Militký 2004).

Zhodnocení vlivu faktorů bylo prováděno na základě výsledků shlukové analýzy, korelace a regresní analýzy. Ve všech analyzovaných obdobích byl zkoumán vliv vegetace, sklonu, expozice a nadmořské výšky. V experimentálních povodích se v průběhu celé zimy ukazuje jako dominantní faktor vegetace. Dominance vlivu vegetace byla očekávaná. K podobným závěrům dospěli i autoři, kteří prováděli

studie ve střední Evropě (Hříbik a Škvarenina 2007; Kantor a kol. 2007). Ostatní sledované faktory, nadmořská výška, sklon a expozice, se projevují pouze v některých fázích zimy nebo pouze u některých bodů. Nadmořská výška se projevuje jako dominantní faktor v průběhu akumulace sněhové pokrývky a expozice v průběhu tání sněhové pokrývky. V povodích se také promítají fyzickogeografické faktory, které nebyly součástí výzkumu. Jedná se především o vliv větru. Vítr jako faktor, který ovlivňuje rozložení sněhové pokrývky v povodích, se projevil u několika bodů. Jednalo se o body na rozhraní otevřené plochy a lesa. Výrazný vliv větru na rozhraní otevřených ploch a lesa popisují ve svých studiích Cline (1999) a Vajda a kol. (2006).

Vegetace je v našich přírodních podmínkách jeden z nejdůležitějších faktorů ovlivňujících vývoj sněhové pokrývky. V případech experimentálních povodí je to dáno především celkovým charakterem oblastí. Povodí jsou malá s malou relativní výškou členitostí. Průměrný sklon povodí Bystřice je 4,5° a Zlatého potoka 11°. Vliv sklonu na rozložení sněhové pokrývky je však podle studií Hříbika a Škvareniny (2006) a Ehlera a kol. (1997) až od sklonu 60°. U otevřených ploch hraje velmi významnou roli především velikost otevřené plochy a expozice. Výsledky shlukové analýzy jasně ukazují na velmi těsné vazby mezi body měřenými na velkých otevřených plochách. Body, které byly měřeny na mýtinách, se v experimentálních povodích shlukují odděleně.

Vliv expozice se v povodích rovněž příliš neprojevuje. V případě povodí Bystřice je to dáno jeho rovinným charakterem. Navíc se většina měřených profilů nachází na jižních a západních svazích. Tyto svahy jsou některými autory hodnoceny dohromady. D'Eon (2004) tyto expozice označuje za teplé. Na povodí Zlatého potoka je vliv expozice pravděpodobně potlačen z důvodu velké zalesněnosti povodí. V době, kdy má expozice na vývoj sněhové pokrývky, resp. vodní hodnoty sněhu, největší vliv je jeho vliv minimalizován zachytáváním slunečního záření v korunách stromů. D'Eon (2004) ve své studii prováděné v Britské Kolumbii srovnává vliv expozice s nadmořskou výškou a zápojem stromů v lese. Z výsledků této studie vyplývá, že rozdíl ve výšce sněhové pokrývky v bezlesé oblasti a v oblasti s 100% pokryvem korunami stromů a mezi různými expozicemi je maximálně 9 %. Rozdíl mezi stejně zalesněnými oblastmi, se stejnou expozicí, ale různou nadmořskou výškou může dosahovat až 15 %.

Vliv nadmořské výšky se v těchto povodích projevuje v období akumulace sněhové pokrývky. Při hodnocení vlivu nadmořské výšky v průběhu celé zimy se již tento faktor neprojevuje tak výrazně. To je dáno především tím, že jsou povodí malá s malou relativní výškovou členitostí. Malý vliv nadmořské výšky v povodích je doložen nejen shlukovými analýzami, ale i regresními analýzami, při nichž byly porovnávány jednotlivé body v souvislosti s nadmořskou výškou. Korelační koeficienty ve sledovaných obdobích dosahovaly hodnot mezi 0,2 a 0,5.

Závěr

Popisovaný výzkum se věnuje problematice vodní hodnoty sněhu v experimentálních povodích v západní části Krušných hor a na Šumavě. Terénní data jsou zpracovávána pomocí statistických analýz – korelace, regrese a shluková analýza. Na základě výsledků analýz z měření v zimách 2009/2010, 2010/2011, 2011/2012 a 2012/2013 bylo zjištěno, že na vývoj vodní hodnoty sněhu v povodí Bystřice a Zlatého potoka má dominantní vliv vegetace. V období akumulace sněhové pokrývky má výrazný vliv nadmořská výška, sluneční radiace a sklon. V období tání sněhové pokrývky má výrazný vliv přítomnost jižně orientovaných svahů, vegetace a nadmořská výška. V některých částech experimentálních povodí se projevují i další fyzickogeografické faktory na vliv sněhové pokrývky, především vítr. Cílem výzkumu nebylo zjistit, jaký je konkrétní vliv jednotlivých faktorů na vodní hodnotu sněhu, ale který faktor je více dominantní a zda se některé faktory na tak malém území projevují.

Dosažené výsledky se však nedají aplikovat obecně. Míru vlivu jednotlivých fyzickogeografických faktorů na vodní hodnotu sněhu ovlivňuje fyzickogeografická charakteristika každého povodí a také jejich velikost. Na jiných povodích může být míra vlivu jednotlivých fyzickogeografických faktorů odlišná.

Poděkování

Příspěvek byl vytvořen za podpory projektu GAČR P209/12/0997 „Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluviálních procesů“ a projektu GAČR 13-32133S „Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům.

Literatura

- MELOUN, M., MILITKÝ, J. Statistická analýza experimentálních dat. Praha: Academia. 2004. 953 s.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob. In Hríbik, M. a kol. 12. Stretnutie snehárov: Zborník zo seminára. 2007. s. 88-98.
- KANTOR, P., KARL, Z., ŠACH, F. Ukládání a intenzita tání sněhu v mladém smrkovém a bukovém porostu v zimním období 2005/2006. In Rožnovský, J. a kol. (ed): Klima lesa. Křtiny, 2007. 10 s.
- CLINE, D. Snow Hydrology [online]. C 1999 [cit. 2012-30-7]. Dostupné z: <http://www.comet.ucar.edu/class/hydromet/09_Oct13_1999/docs/cline/comet_snowhydro/index.htm>.
- VAJDA, A., VENÄLÄINEN, A., HÄNNINEN, P., SUTINEN, R. Effect of Vegetation on Snow Cover ant he Northern Timberline: A Case Study in Finnish Lapland. In *Silva Fennica*. Volume 40, Issue 2, 2006, s. 195-207.
- HRÍBIK, M., ŠKVARENINA, J. Vplyv nadmorskej výšky, expozície, porastu a druhu porastu na hydrofyzikálne vlastnosti snehovej pokrývky v Biosférickej rezervácii Poľana, v zimách 2003/04, 2004/05. In 11. stretnutie snehárov: Sborník ze semináře. ČHMÚ. 2006. s. 30-40.
- EHLER, C. SEIDEL, K., MARTINEC J. Advanced Analysis of the Snow Cover based on Satellite Remote Sensing for the Assessment of Water Resources. IAHS '97, Rabat, 1997. 9 s.
- D'EON, R. G. Snow depth as a function of canopy cover and other site attributes in a forested ungulate winter range in southeast British Columbia. In *Journal of Ecosystems and Management*. Volume 3, Issue 2, 2004. 1-9 s.
- PEVNÁ, H. Vliv vybraných fyzickogeografických faktorů na průběh akumulace a tání sněhové pokrývky. Praha: Univerzita Karlova. Přírodo-vědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie. 2012. 73 s.
- JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK S. Modelling snow accumulation and snowmelt runoff – present approaches and results. *AUC Geographica*, 47 (2), 2012. p. 15-24.

Modelování proudění vody a vzduchu v heterogenním půdním prostředí

Tomáš Princ, Michal Sněhota

České vysoké učení technické v Praze, Thákurova 7, Praha 6

Abstrakt

Tento příspěvek se zabývá matematickým modelováním výtopové infiltrace vody do malého segmentu heterogenního pórovitého prostředí dvoufázovým modelem. Hlavní motivací bylo objasnit vliv zachyceného vzduchu v půdě na proudění vody pozorovaný v předchozích experimentech na půdních vzorcích. Výsledky simulací ukazují, že k zachytávání vzduchu docházelo nejvíce v preferenčních cestách. Rozpouštění reziduálního zachyceného vzduchu v protékající vodě vedlo k výraznému zvýšení rychlosti infiltrace.

Klíčová slova: Dvoufázové proudění; infiltrace; zachycený vzduch; reziduální nasycení

Úvod

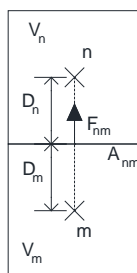
Výsledky mnoha experimentů ukazují, že se nasycená hydraulická vodivost půdy může v čase významně měnit. Například Císlarová et al. (1990) pozorovali různé ustálené rychlosti proudění při provádění totožných opakovaných výtopových infiltrací do vzorku o různé počáteční vlhkosti. Za jednu z příčin tohoto jevu mohou být považovány změny distribuce zachyceného vzduchu ve vzorku. Pro hlubší studium procesů uvnitř vzorku jsou stále více využívány neinvazivní snímkovací metody. Například experimenty Sněhoty et al. (2010), při kterých byl vzorek písčitohlinité půdy snímán magnetickou nukleární rezonancí (MRI), ukázaly, že velké póry ve svrchní vrstvě vzorku byly plně nasyceny při infiltraci provedené do suchého vzorku, zatímco při opakování infiltrace do vlhké půdy, zde zůstávaly oblasti nevyplněné vodou. Objemový tok vzorkem byl při opakování infiltrace mnohem nižší než v případě infiltrace první. Jelínková et al. (2011) použili MRI pro sledování pohybu paramagnetického stopovače niklu při opakované výtopové infiltraci do vzorku písčito hlinité půdy. Při opakované infiltraci poklesl ustálený objemový tok o 60 % a také se ukázalo, že uzavřený vzduch měnil trajektorii stopovače tak, že při druhé infiltraci voda na rozdíl od první infiltrace vůbec neprotékala některými cestami preferenčního proudění nejspíše v důsledku blokování preferenčních cest zachyceným vzduchem.

Cílem této práce je ověřit zda je možné stávajícím, komerčně dostupným modelem dvoufázového proudění TOUGH2 (Pruess et al., 2012) simulovat zachytávání vzduchu v prostředí s jednoduchou heterogenitou. Model předpokládá kontinuitu smáčivé (vody) i nesmáčivé fáze (vzduchu) a tak sice neumožňuje popsat chování jednotlivých bublinek vzduchu tak, jak je popsal např. Holocher et al. (2012), zároveň ale lze předpokládat, že v heterogenitách tvořených materiály různých hydraulických charakteristik může dojít k izolování oblastí s vyšším nasycením vzduchu díky efektům kapilární bariéry nebo díky kontrastu propustností jednotlivých materiálů pro vzduch.

Tento příspěvek navazuje na diplomovou práci Bolka (2012). Cílem práce je bylo numericky simulovat pohyb vody a vzduchu při výtopové infiltraci do fiktivního pórovitého prostředí se dvěma svíslými preferenčními cestami. Zvláštní pozornost byla věnována zachycování vzduchu a jeho rozpouštění a s ním spojeným ovlivněním rychlosti infiltrace.

Materiál a metody

Simulace byly provedeny pomocí kódu TOUGH2, pracujícím v prostředí PetraSim (Thunderhead Engineering, 2011). Byl použit modul EOS3 uvažující dvoufázové modelování vody a vzduchu. Pro numerické výpočty se používá metoda konečných diferencí, která uplatňuje diskretizaci prostoru i času a derivace nahrazuje zjednodušeně výpočty s diferencemi. Kontinuální prostředí je nahrazeno pravoúhloú sítí s uzlovými body ležícími ve středech jednotlivých elementů, viz obr. 1.



Obr. 1: Zobrazení dvou elementů (m a n) výpočetní sítě.

Model TOUGH2 využívá pro simulace pohybu vody a vzduchu rovnici hmotnostní bilance (1)

$$\frac{dM_n^\kappa}{dt} = \frac{1}{V_n} \sum_m A_{nm} F_{nm}^\kappa + q_n^\kappa \quad (1)$$

kde M_n je průměrná hodnota hmotnosti množství látky na jednotku objemu, zprůměrována přes V_n , kde V_n je objem elementu obklopujícího bod sítě n . F_{nm} je průměrná hodnota normálové složky toku přes plošku A_{nm} , ležící mezi objemy V_n a V_m . q_n značí zdroje či propady a κ je index fází (tj. vzduch či voda). Hmotnostní tok $F_{\beta nm}$ je určen z Darcyho zákona:

$$F_{\beta nm} = -k_{nm} \left[\frac{k_{r\beta} \rho_\beta}{\mu_\beta} \right]_{nm} \left[\frac{P_{\beta,n} - P_{\beta,m}}{D_{nm}} - \rho_{\beta,nm} g_{nm} \right] \quad (2)$$

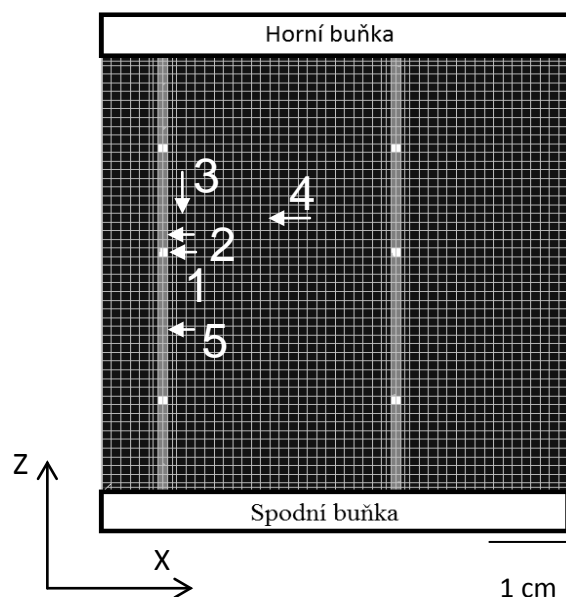
kde D_{nm} je vzdálenost mezi body sítě, $P_{\beta,n}$ a $P_{\beta,m}$ jsou tlaky v bodech n a m , β určuje fázi, g_{nm} je složka gravitačního zrychlení ve směru n m . U dalších hodnot index nm označuje zprůměrování na rozhraní mezi elementy n a m , ρ_β odpovídá hustotě fáze β . Kromě propustnosti k je v rovnici uvažována také relativní propustnost $k_{r\beta}$ a dynamická viskozita μ_β . Relativní propustnost se určuje pomocí van Genuchten-Mualemova modelu. Posledním vztahem je Henryho zákon (3), podle kterého je určováno množství rozpuštěného vzduchu ve vodě

$$P_i = Kx_i \quad (3)$$

kde P_i je parciální tlak plynu (v modelu se jedná o tlak vzduchu a tlak páry), K je Henryho konstanta, kterou počítá TOUGH2-modul EOS3 jako konstantní a pro vzduch je uvažována hodnota 10^{10} Pa a x_i je molární zlomek daného plynu.

Stejně jako v předchozí práci Bolka (2012) bylo v této práci simulováno dvoufázové proudění v jednoduché doméně čtvercového tvaru. V jinak homogenním prostředí byly vytvořeny dvě paralelní svíslé oblasti které představují cesty preferenčního proudění. Doména proudění, má tvar kvádr (viz obr. 2) o rozměrech $5 \times 1 \times 5$ cm (ve směrech os x , y a z), kde v směru osy y není výpočetní síť pro výpočty rozdělena, čímž úloha přechází v dvourozměrnou. Elementy mají většinou délku hrany 1 mm, ve zhuštěných místech je délka hrany elementů ve směru osy x 0.5 mm.

Většinu domény tvoří materiál představující půdní matici (MTRX), svíslé cesty preferenčního proudění jsou pak vyplněny propustnějším materiálem (FRAC). Třetí materiál, který bude dále označován jako SPNT, představuje určitá přerušení preferenčních cest. Vlastnosti materiálů jsou vypsané v tabulce 1, včetně parametrů retenčních čar dle van Genuchtenova modelu.



Obr. 2: Schema výpočetní sítě. Šedé buňky představují materiál FRAC, bílé SPNT a černé materiál MTRX. Čísly jsou označeny pozorovací body.

Tabulka 1: Vybrané charakteristiky použitých materiálů.

Materiál	K_s ($m \cdot s^{-1}$)	k (m^2)	pórovitost	α	n
MTRX	9.7770E-06	1.0004E-12	0.5	0.062	1.056
FRAC	2.0178E-04	2.0644E-11	0.8	0.360	3.000
SPNT	2.0178E-04	2.0644E-11	0.8	0.264	3.000

Okrajové podmínky jsou zadány formou zvláštních buněk napojených na horní a spodní okraj domény proudění. Horní okrajová podmínka Dirichletova typu simuluje výtopovou infiltraci s výtopou přibližně 1 cm (přetlak ve vodě je 100 Pa).

Modul EOS3 kódu TOUGH2 umožňuje pro materiály definovat parametr reziduálního nasycení vzduchem, který byl ve všech scénářích nastavena na hodnotu 0.1. Při sycení prostředí vodou a následném dosažení reziduálního nasycení vzduchem dále nedochází k proudění vzduchu, a k dalšímu sycení vodou může docházet jen v důsledku rozpouštění vzduchu ve vodě.

Simulace byly provedeny ve scénářích DFMin, DFMed a DFMax lišících se hmotnostním zlomkem (rozpuštěného) vzduchu (X_{airL}) v horní buňce (viz tabulka 2). Parametr X_{airL} byl nastavován tak, aby docházelo k různě intenzivnímu rozpouštění zachyceného vzduchu. Spodní buňka má vlastnosti odpovídající výtoku vody a vzduchu do atmosféry, a slouží také pro měření odtoku ze vzorku. Materiály jsou uvažovány jako izotropní.

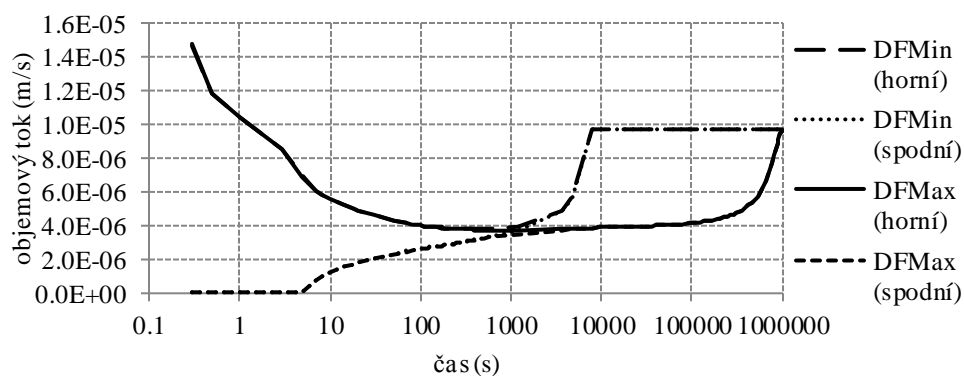
Počáteční podmínka je zadána jako tlak vzduchu 101 325 Pa, při nasycení vzduchem 0.1478, což odpovídá stavu v blízkosti nasycení. Ve scénářích je teplota neměnná a rovná se 20°C.

Tabulka 2: Hmotnostní zlomky rozpuštěného vzduchu ve vodě v horní buňce pro jednotlivé scénáře.

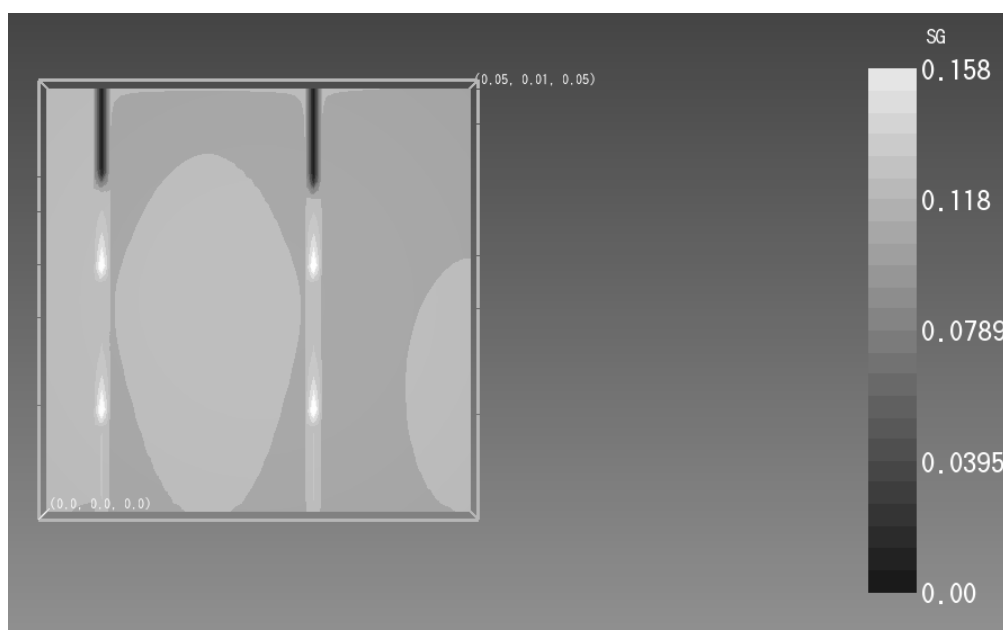
	DFMin	DFMed	DFMax
X_{airL}	1.000E-05	1.589E-05	1.592E-05

Výsledky a diskuze

Simulace byla provedena pro období 10^6 s, (11.57 dní). Obr. 3 znázorňuje průběhy objemových toků, přes horní a dolní okraj. V grafu jsou zakresleny jen případy pro scénáře DFMin a DFMax. K odtoku přes spodní buňku došlo vždy po nasycení spodních buněk vodou v čase $t = 7$ s. Dynamika odtoku byla u všech scénářů téměř stejná přibližně do okamžiku $t = 500$ s. Objemový tok přes spodní buňku pak rostl strměji pro scénář DFMin, zatímco ve scénáři DFMax byl růst velmi pomalý. Ve všech podscénářích dochází v jistém okamžiku ke zvýšení průtoku. Objemový tok byl po ustálení téměř stejný pro všechny scénáře. Ke zvýšení rychlosti proudění došlo v důsledku rozpouštění vzduchu zachyceného v preferenčních cestách. Obrázek 4 ukazuje příklad prostorové distribuce nasycení vzduchem pro scénář DFMax v čase 87 hodin (313 800 s), tedy ve fázi experimentu, ve které již docházelo ke zvyšování objemového toku vzorkem. Na obrázku je zřetelně vidět, že reziduální vzduch se již v horní části preferenční cesty zcela rozpustil a preferenční cesta se tím stala vodivější pro vodu. Na obrázku je dále vidět, že vzduchem nejvíce nasycené jsou oblasti preferenčních cest nad buňkami SPNT. Důvodem je rozdíl ve vstupní hodnotě vzduchu pro materiál SPNT oproti materiálu FRAC. Při stejné hodnotě kapilárního tlaku byl stupeň nasycení vodou vyšší pro materiál SPNT, proto byla naopak nižší hodnota nasycení vzduchem a relativní propustnost pro vzduch. Z horních buněk proudící vzduch se pak akumuloval nad buňkou SPNT, málo propustnou pro vzduch.

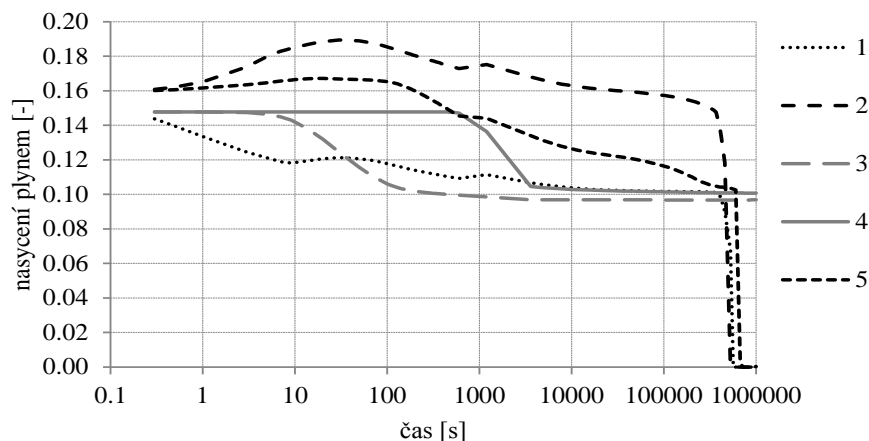


Obr. 3: Objemové toky přes hraniční buňky pro scénáře DFMin a DFMax.



Obr. 4: Nasycení vzduchu ve vzorku v čase $t = 87.17$ hod v simulaci scénáře scénář DFMax.

Obr. 5 ukazuje, že ve scénáři DFMax bylo nad skupinou buněk s materiálem SPNT v pozorovacím bodě 2 dosaženo v čase 30 s po začátku infiltrace nejvyšší hodnoty nasycení vzduchem 0.189.



Obr. 5: Nasycení vzduchem v jednotlivých buňkách pro scénář DFMax.

Závěr

Bylo prokázáno, že matematickým modelováním s využitím simulačního kódu TOUGH2 lze reprodukovat zachytávání vzduchu v modelovém heterogenním pórovitém prostředí. Zachytávání vzduchu v cestách preferenčního proudění bylo podpořeno přítomností buněk s nepatrně nižší vstupní hodnotou vzduchu oproti vstupní hodnotě vzduchu buněk okolních. Velmi významný vliv na rychlost proudění mělo rozpouštění zachyceného vzduchu do proudící vody. Výsledky simulací potvrdily, že infiltrující voda méně nasycená vzduchem rozpouští vzduch rychleji. Bylo prokázáno, že velký vliv na rychlost rozpouštění má už i relativně slabé odplynění infiltrující vody. Během simulovaného období 11 dnů byl vzduch rozpuštěn vždy pouze z oblastí preferenčních cest. Jedná se o první předběžné výsledky. V dalších krocích budou testovány další scénáře zohledňující jiné počáteční vlhkosti a jiné geometrie heterogenity pórovitého prostředí.

Poděkování

Tento výzkum vznikl v rámci projektu GAČR 14-03691S a projektu SGS 14/131/OHK1/2T/11.

Literatura

- Bolek, A. (2012): Modelování dvoufázového proudění v heterogenním pórovitém prostředí, diplomová práce, ČVUT v Praze, Fakulta stavební.
- Cislerova M., Vogel T., Simunek J. (1990): The infiltration-outflow experiment used to detect flow deviations. In: Field-Scale Water and Solute Flux in Soils. Roth, K. et al., (Ed.), Birkhauser Verlag, Basel.
- Holocher, J., Peeters, F., Aeschbach-Hertig, W., Kinzelbach, W., Kipfer, R., (2003): Kinetic model of gas bubble dissolution in groundwater and its implications for the dissolved gas composition. Environmental Science & Technology 37(7), 1337-1343.
- Jelínková V. (2011): Effects of entrapped residual air bubbles on tracer transport in heterogeneous soil: Magnetic resonance imaging study. Org. Geochem., doi: 10.1016/j.orggeochem.2011.03.020
- Pruess K. (2012): TOUGH2 user's guide, Version 2. Earth science division, University of California
- Snehota, M., Cislerova, M., Amin, M.H.G., Hall, L.D., (2010). Tracing the entrapped air in heterogeneous soil by means of magnetic resonance imaging. Vadose Zone Journal 9(2), 373-384.

Monitoring látkových toků tří malých povodí na Šumavě

Jan Procházka, Jakub Brom, Aleš Vácha a Martin Musil

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Zemědělská fakulta, Studentská 13, 370 05 České Budějovice, e-mail: prochaz@zf.jcu.cz

Abstrakt

Tento příspěvek dokumentuje více než 15 let monitoringu tří malých povodí s různým charakterem krajinného krytu a využití území na Šumavě, v tomto případě zacílený na vodní a látkové toky. V rámci komplexního monitoringu jsme hodnotili údaje o atmosférické depozici, průtocích a chemii vody v letech 1999 až 2003. Povodí Horského a Bukového potoka s plochami lesů, luk a mokřadů zadržuje v krajině více vody a ztrácí méně látek. Vyšší koncentrace dusičnanů, hydrogenuhličitanů a základních kationtů ve vodě odtékají z odvodněných pastvin na povodí Mlýnského. Celkové ztráty látek z povodí jsou dány chemismem vody a především vyšším kolísáním průtoku vody. Míra vlivu hospodaření na krajinné funkce v povodí je předmětem dalšího hodnocení a monitoringu.

Klíčová slova: monitoring, látkové toky, malé povodí, průtok, hospodaření v krajině

Abstract

This paper documents more than 15 years of monitoring three small catchments with different land cover and land use, on the Šumava Mountains in southwest of the Czech Republic, in this case focused on the water and matter flows. In the context of a comprehensive monitoring we evaluated data on atmospheric deposition, water flow and water chemistry in the period from 1999 to 2013. Horský and Bukový catchments with forest, meadow and wetland areas, retains more water in landscape and loses less matters. High nitrate, bicarbonate and base cations concentrations in the water discharged from the drained pastures on Mlýnský catchment. Total losses of substances from the catchment are determined water chemistry and primarily high fluctuations in water flow. The degree of influence of management on landscape functions in catchment is subject to further evaluation and monitoring.

Keywords: monitoring, matter flows, a small catchment, water flow, landscape management

Klíčová slova: monitoring, látkové toky, malé povodí, průtok, hospodaření v krajině

Úvod

Základní cíl a podstata monitoringu krajiny je získat informace, které pomohou specifikovat setrvalé využívání krajiny lidskou společností. To bude možné, pokud budeme schopni dobře popsat a respektovat základní funkce a změny krajiny, na kterých se člověk svým hospodařením významným způsobem podílí. Předložený příspěvek dokumentuje více než 15 let monitoringu tří malých povodí s různým charakterem krajinného krytu a využití území, v tomto případě zacílený na vodní a látkové toky.

S výběrem a prvním orientačním průzkumem modelových povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka v oblasti CHKO Šumava mezi přehradní nádrží Lipno a hranicí s Rakouskem se začalo v roce 1997 s cílem sledovat na povodích v podobných podmínkách vliv různého způsobu využití území a pochopit vzájemné vazby činnosti člověka v krajině a jednotlivých složek prostředí. Na povodích tak probíhá komplexní monitoring zahrnující vegetační mapování (Hakrová, Wotavová 2004), pedologické analýzy (Procházka et al. 2001, Chrastný et al. 2012), měření průtoku, sledování oživení (Hartvich et al. 2003) a jakosti povrchových vod, dálkový průzkum Země Procházka et al. 2006, vliv pastvy na kvalitu vody (Holubík, Fučík 2013), od roku 2007 monitoring místního klimatu pomocí dvou meteo-stanic (Brom, Pokorný 2009) a další. Kontinuální monitoring atmosférické depozice,

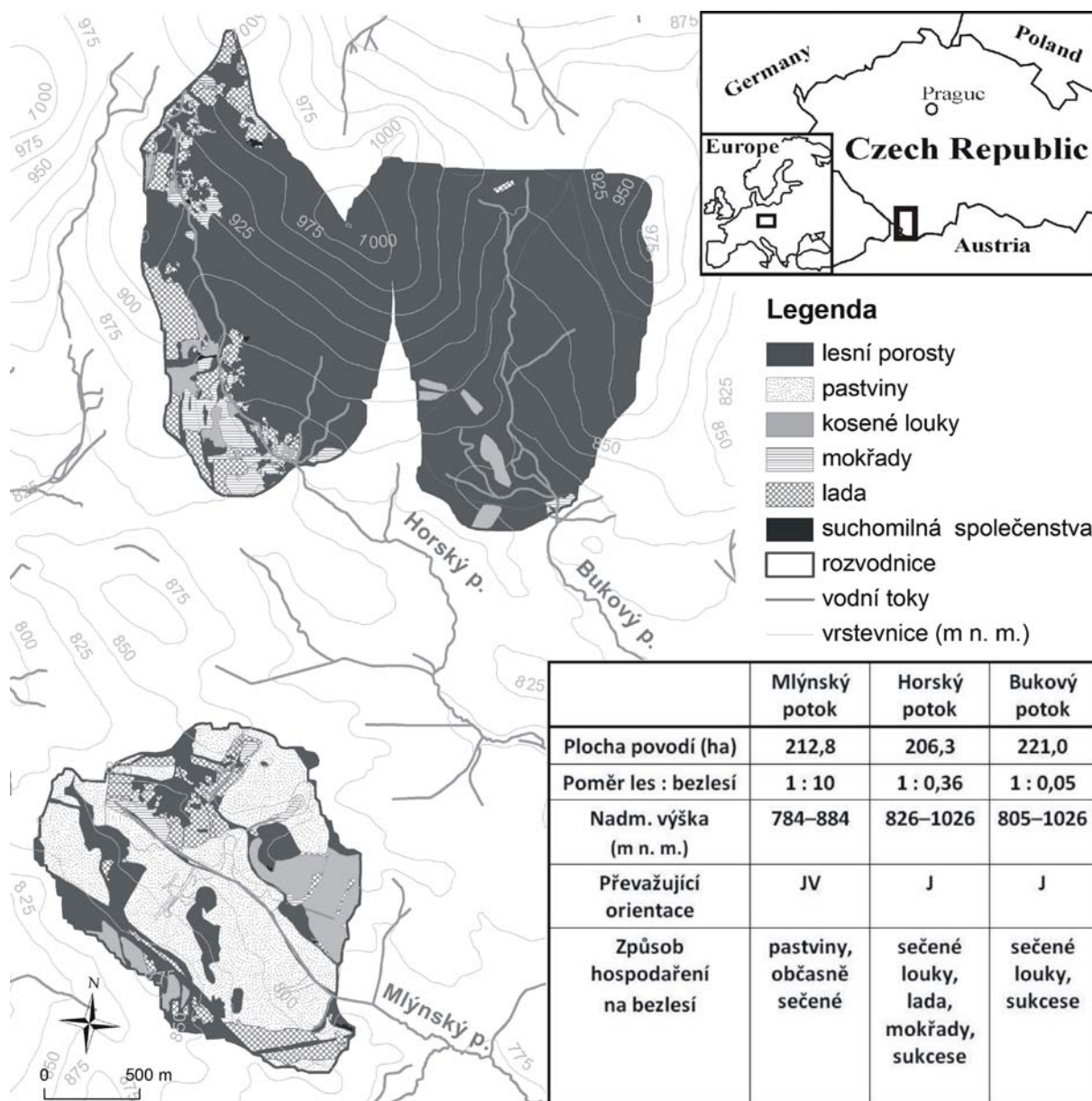
dynamiky odtoku a jakosti vody na závěrných profilech modelových povodí je prováděn od roku 1999 (Procházka 2009).

Sledováním koncentrace látek ve vodě a dynamiky odtoku vody z povodí je možné odhadnout látkový odnos z krajiny. Je to jakýsi integrální parametr, ve kterém se odráží stav a procesy v povodí. Celkové hodnocení povodí proto často vyžaduje tzv. holistický přístup. Holistický koncept hodnocení krajiny formulovaný prof. Riplem (Ripl 1995, Ripl 2003) vychází z poznatků o rozdělování (disipaci) dopadající sluneční energie v ekosystémech a vývoji vegetace na evropském kontinentě od posledního zalednění. Dokazuje, že vegetace je řídicím článkem pro fungování terestrických ekosystémů a voda představuje medium pro přeměnu energie a pro transportní a chemické procesy (ETR model: energie-transport-reakce). Koloběh vody lze považovat za energetický převaděč, který umožňuje disipaci sluneční energie a tlumení teplotních výkyvů. Kriteria, kterými lze účinnost těchto procesů v krajině hodnotit definoval jako (1) schopnost vegetace disipovat sluneční energii tj. vyrovnanost teplot povrchu (země, respektive vegetace) a (2) schopnost minimalizovat látkové ztráty (především rozpuštěné látky) v odtékající vodě. Hlavním principem holistického přístupu je pochopení toho, jak jsou jednotlivé složky krajiny vzájemně propojeny, jaké jsou jejich vzájemné vztahy. I proto je na modelových povodích uskutečňován monitoring komplexní zahrnující složky bioty, fyzikální a chemické parametry.

Materiál a metody

Modelová povodí Mlýnského, Horského a Bukového potoka se nachází v příhraniční oblasti tzv. „lipenského pravobřežní“ na Šumavě, spadají do povodí Dunaje (obr. 1). Povodí Mlýnského potoka bylo v minulosti systematicky odvodněno, potok napřímen, vydlážděn a zahlouben, v roce 1998 zde proběhla revitalizaci vlastního koryta toku, odvodnění okolních pastvin zůstalo zachováno. Na povodí probíhá během letní sezóny kontinuální pastva, pastviny pokrývají 90% plochy povodí. Povodí Bukového potoka je prakticky celé zalesněno s běžným lesnickým managementem, sekundární les tvoří převážně smrkové monokultury. Povodí Horského potoka je více než z poloviny pokryto lesními porosty, z nichž menší část je s přírodě blízkou druhovou skladbou. V rámci bezlesí jsou plošně méně významné plochy extenzivně obhospodařované (kosení, pastva), na většině bezlesí v povodí probíhá postupně již prakticky od poloviny 20. století přirozená sukcese (mokřady, mezofilní lada, háje různověkových náletových dřevin apod.). Všechna tři povodí jsou srovnatelná svou rozlohou (cca 200 ha), expozicí (JV), nadmořskou výškou (800 – 1000 m n.m.) a klimatickými podmínkami (roční srážky cca 1000 mm, roční průměrná teplota cca 5°C), liší se především ve způsobu využití území (Procházka et al. 2006). Půdotvorné substráty jsou tvořeny převážně žulou, dále pak syenitem a dioritem. Půdy mají výraznou výškovou pásmovitost ovlivněnou terénem, chemismem mateční horniny a složením lesních porostů. Dominantní jsou zde kambizemě kyselé v různém stupni oglejení, a to zejména ve vyšších polohách, často doprovázené kambizeměmi podzolovanými a dále glejové půdy a katény těchto půd (Fučík et al. 2012, Holubík a Fučík 2013).

Sledovaná oblast dlouhodobě disponuje jednou srážkoměrnou stanicí na Svatém Tomáši (972 m n. m., ČHMÚ, pobočka České Budějovice), v rámci výzkumných aktivit byla zřízena srážkoměrná stanice v osadě Pasečná (840 m n. m.), kde jsou zaznamenávány od listopadu 1999 denní srážkové úhrny a současně slévány týdenní vzorky (týdenní bulk) pro chemické analýzy atmosférické depozice. Podobně jsou odebírány vzorky i v lokalitě Niva Horského potoka (830 m n. m.) od roku 2004. Na měrných přelivech modelových povodí jsou kromě kontinuálního záznamu výšky hladiny, vodivosti a teploty vody měřeny průtoky pro kalibraci konzumpční křivky pomocí hydrometrické vrtule (mikrovrtule typu OTT C2). Současně jsou ve čtyřtýdenních (do roku 2004 třítýdenní) intervalech odebírány vzorky vody pro chemické analýzy Procházka et al. 2006. Na Mlýnském potoce je pro sledování vlivu pastvy na kvalitu vody nainstalován automatický sampler pro možnost kontinuálního odběru vzorků, zejména pak v průběhu významnějších srážko-odtokových událostí.



Obr. 1: Orientační mapka a základní charakteristika modelových povodí.

Pro výpočet látkových toků a bilancí jsou používána data o srážkových úhrnech, průměrných denních průtocích, přepočtených koncentracích látek ve srážkách a odtékající vodě. Změny koncentrací látek v odtékající vodě byly modelovány pomocí mnohonásobné lineární regrese s využitím zpětné selekce průkazných faktorů a jejich interakcí (průtok, teplota vody a vodivost). Pro vyloučení neprůkazných faktorů a jejich interakcí byla použita penalizace na základě Akaikeho informačního kritéria. Pro případy, kde použitá regresní analýza neposkytla průkazný výsledek na hladině průkaznosti = 5% nebo koeficient determinace regresního modelu byl menší než 0,5, bylo pro odhad využito modelu lokálně vážené polynomiální regrese (loess model), pomocí kterého byly proloženy časové řady jednotlivých sledovaných látek. Byl využit polynom druhého stupně (kvadratický člen) s lokálním odhadem na základě parametrické metody nejmenších čtverců. Tvrdost proložení (span) byla volena v závislosti na maximálním možném odhadu pro jednotlivé parametry, který byl testován pomocí lineární regrese mezi měřenými a odhadnutými daty. Pro odhad časových změn byl použit statistický software R (R Core Team 2013). Pro výpočet látkových toků a bilancí jsou používána data o srážkových úhrnech, průměrných denních průtocích, přepočtených koncentracích látek ve srážkách a odtékající vodě. Souhrnná data byla zpracována v programech MS Excel a Statistica 7.1 (StatSoft, Inc. 2005).

Výsledky a diskuse

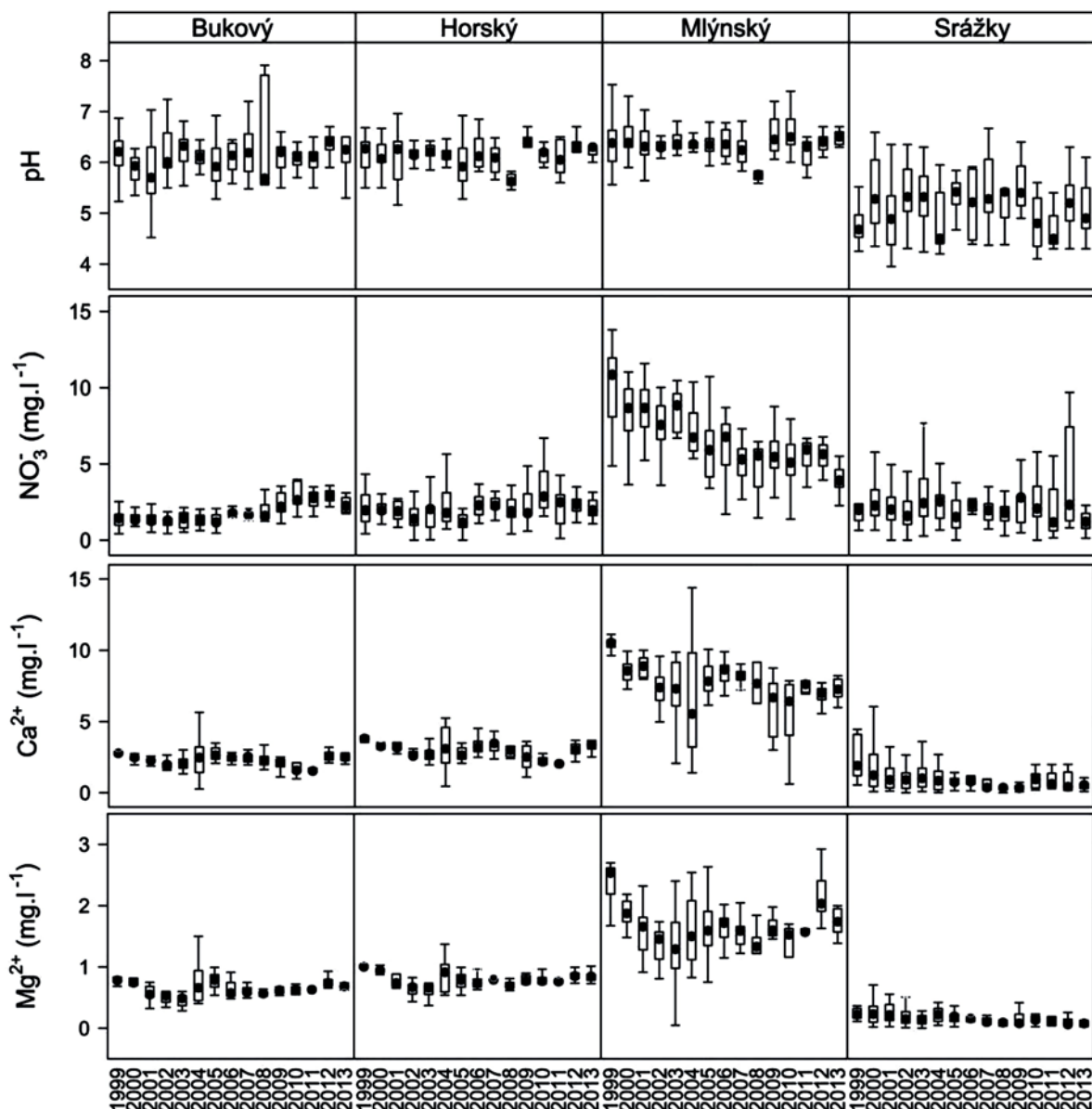
Vzhledem k ustálenému hospodaření bez větších změn v posledních dvou desetiletích na modelových povodích Mlýnského (pastvina), Horského (krajinná mozaika) a Bukového (les) potoka, hodnotíme soubory dat o chemismu vod od roku 1999 průběžně po jednotlivých letech i souhrnně jako celek (tab. 1). Celkový obsah rozpuštěných látek vyjádřený jako elektrická vodivost vody, stejně jako průměrné koncentrace hydrogenuhličitanů (KNK_{4,5}), dusičnanů, vápníku, hořčíku, sodíku, draslíku a chloridů jsou dlouhodobě statisticky významně vyšší ve vodě Mlýnského potoka než ve vodách Horského a Bukového potoka. To je podloženo základní statistikou souboru dat o chemismu odtékající vody z jednotlivých povodí v tabulce (tab. 2), potvrzená i výsledky statistického testu. Tabulka uvádí i statistický soubor koncentrací látek ve srážkách stanovených váženým průměrem za roky 1999 – 2013 ze stanice Pasečná, potažmo Niva Horského potoka.

Tabulka 1: Chemismus srážek a odtékající vody na závěrných profilech, rozdílnost mezi povodími v období let 1999 – 2013 (v mg.l⁻¹, vodivost v $\mu\text{S.cm}^{-1}$, KNK v mmol).

	Bukový			Horský			Mlýnský			Srážky			ANOVA F, p-level
	N	Průměr	SD	N	Průměr	SD	N	Průměr	SD	N	Průměr	SD	
Vodivost	203	36.24	6.83	206	42.56	7.54	201	88.91	14.14	276	34.14	28.26	1468.4, ***
KNK(4.5)	191	0.15	0.08	193	0.21	0.10	194	0.45	0.13	260	0.16	0.16	651.0, ***
pH	195	6.11	0.55	196	6.12	0.41	195	6.36	0.36	291	5.19	0.62	31.1, ***
NO ₃ ⁻	202	1.82	0.91	206	2.23	1.62	206	6.62	2.62	291	2.37	1.66	534.7, ***
PO ₄ ³⁻	183	0.05	0.04	195	0.06	0.03	200	0.06	0.05	114	0.17	0.23	10.7, **
SO ₄ ²⁻	200	10.39	7.12	201	10.27	6.19	204	12.32	6.73	282	6.59	6.43	8.4, **
Na ⁺	179	2.86	0.94	180	2.77	0.91	179	3.92	1.34	276	0.59	0.49	81.0, ***
K ⁺	180	0.54	0.38	180	1.07	0.34	179	1.56	0.46	275	0.65	0.59	601.3, ***
Ca ²⁺	178	2.35	0.77	178	3.11	1.35	178	7.61	2.76	275	1.23	1.36	596.8, ***
Mg ²⁺	180	0.66	0.28	180	0.85	0.44	180	1.65	0.56	272	0.22	0.23	404.8, ***
Cl ⁻	206	1.12	0.81	208	1.23	0.80	207	1.79	1.13	273	1.05	1.18	54.1, ***
NH ₄ ⁺	207	0.03	0.06	207	0.03	0.08	196	0.05	0.10	294	0.89	1.10	4.6, *

* průkazné na $p < 0.05$, ** průkazné na $p < 0.01$, *** průkazné na $p < 0.001$

Meziroční porovnání a trendy vývoje koncentrace látek ve srážkách a odtékající vodě potvrzují rozdílnost mezi povodími u některých parametrů (obr. 2) Zřetelné je to např. u vápníku a hořčíku, u dusičnanů je navíc zřejmý i výraznější pokles v koncentraci ve vodě Mlýnského potoka. To může mít souvislost se zatravněním všech zemědělských pozemků v povodí na počátku 90. let, víceletou absencí hnojení vzniklých pastvin, či revitalizací koryta Mlýnského potoka v roce 1998. Intenzita zatížení povodí pastvou se v celkovém součtu víceméně nemění.

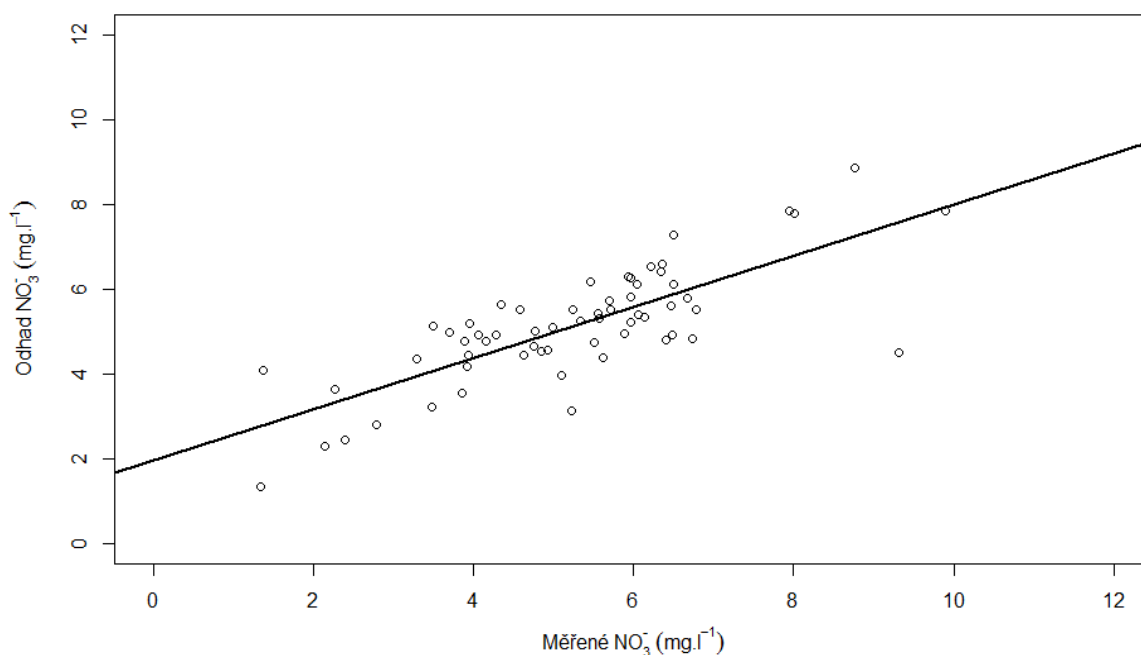


Obr. 2: Trendy průměrných ročních koncentrací látek ve srážkách a odtékající vodě za roky 1999 – 2013.

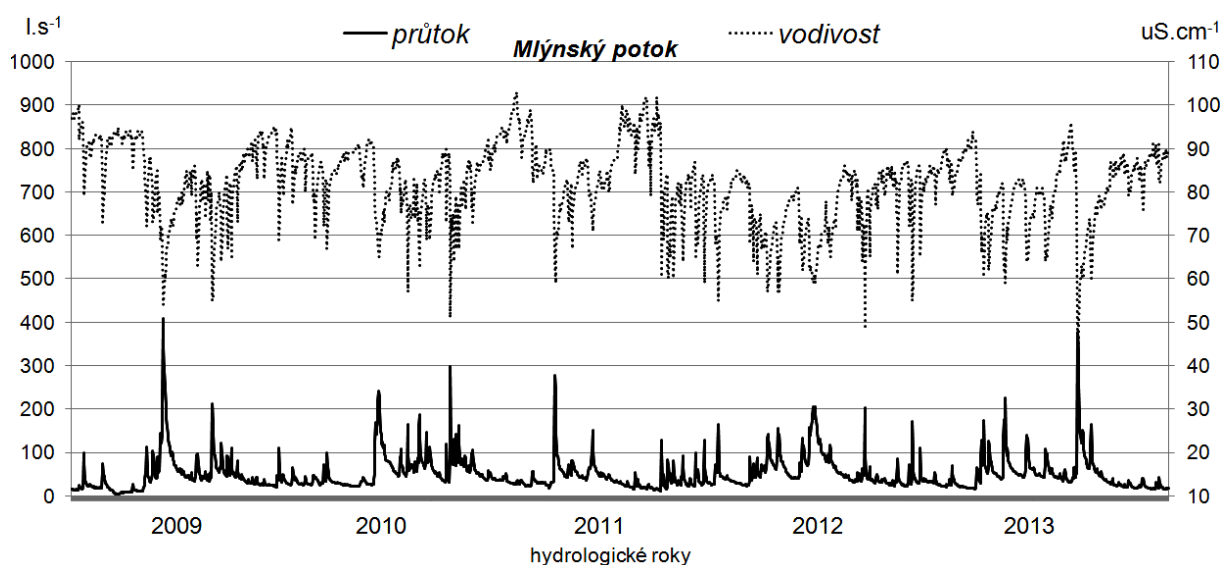
Hodnoty koncentrací látek pro dny mezi odběrovými termíny byly dopočteny pomocí regresního modelu. Výsledky regresního vztahu mezi měřeními a odhadnutými hodnotami na příkladu koncentrace NO_3^- (mg.l^{-1}) jsou vyjádřeny v grafu (obr. 3).

Poměrně jednoduchý způsob, jak získávat kontinuálně orientační informace o množství rozpuštěných látek ve vodě je měření elektrické vodivosti vody. Navíc změny hodnot vodivosti v závislosti na průtocích mohou dobře vypovídat o hydrochemických procesech, které v povodí probíhají. V potocích Bukovém a Horském se pohybuje vodivost v nevelkém rozsahu ($30\text{-}45$, resp. $35\text{-}60 \mu\text{S.cm}^{-1}$) a její nárůst se snižujícím průtokem není příliš výrazný. Celkově vyšší hodnoty vodivosti i výkyvy jsou zaznamenávány u vody Mlýnského potoka ($50\text{-}120 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Kontinuální monitoring pomocí měřicích stanic a odpovídajících čidel tyto někdy krátkodobé výkyvy dobře podchytí i na úrovni velmi malých povodí. Na příkladu období pěti let měření na odtoku z povodí Mlýnského potoka je z průběhu křivek průměrných denních průtoků a vodivosti vody zřejmý výrazný pokles hodnot vodivosti při zvýšeném průtoku vody a postupný nárůst vodivosti při déletrvajícím bezesrážkovém období (obr. 4). Podobně jako na dalších dvou povodích je zde sledována souvislost mezi průtokem, vodivostí a

koncentrací rozpuštěných látek. Jsou zde dále studovány tyto vztahy v různých obdobích a jednotlivé srážko-odtokové epizody. Z grafu je také patrné, že výraznými vrcholy křivky průtoku zde byly zaznamenány např. povodně z konce června 2009 nebo počátkem června 2013.

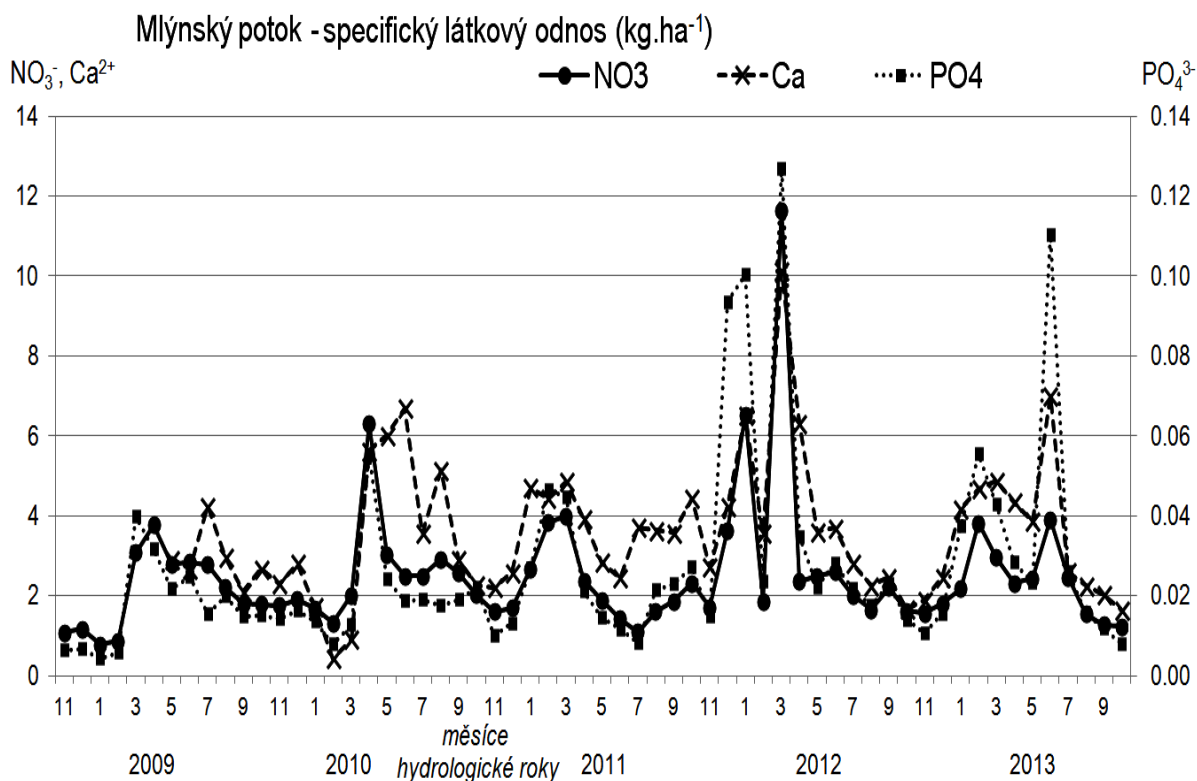


Obr. 3: Regresní vztah měřených hodnot NO_3^- (mg.l^{-1}) a hodnot odhadnutých pomocí lineárního regresního modelu ($R^2 = 0,618$).



Obr. 4: Průměrné denní průtoky a vodivost vody měřené v závěrném profilu Mlýnského potoka v průběhu hydrologických roků 2009 až 2013.

Přestože jsou za zvýšených průtoků sníženy koncentrace látek ve vodě, v celkovém součtu je zpravidla odnos látek vyšší. I z tohoto důvodu je potřeba kromě monitoringu koncentrací odhadovat celkový nebo specifický odnos z povodí. Kvítek et al. 2012 na základě výzkumu v povodí Želivky zdůrazňuje, že pouhé snižování koncentrace látek nestačí pro zlepšení celkové bilance, pokud nezvýšíme retenční kapacitu povodí především zvýšením retence půdy. Změny v hodnotách odnosů látek korespondující s výší celkového odtoku vody je dokumentován na příkladu Mlýnského potoka a ve vodě rozpuštěných iontů dusičnanu, fosforečnanu a vápníku (obr. 5).



Obr. 5: Specifický látkový odnos iontů dusičnanu, fosforečnanu a vápníku za jednotlivé měsíce v hydrologických letech 2009 až 2013 z povodí Mlýnského potoka (kg.ha⁻¹).

Vyšší měsíční odnos látek se projevuje díky vyššímu odtoku opět na jaře, v celkovém součtu pak za sledované hydrologické roky 2009-2013 to bylo v průměru z 1 ha povodí Mlýnského potoka přibližně 30 kg NO₃⁻, 40 kg Ca²⁺ a 0,3 kg PO₄³⁻, u povodí Horského a Bukového potoka je to kolem 10 kg NO₃⁻ a Ca²⁺ a přibližně 0,3 kg PO₄³⁻.

Závěr

Na modelových povodích Mlýnského, Horského a Bukového potoka je pomocí monitoringu parametrů prostředí hodnocen vliv různého způsobu využití území. Monitoring vodních a látkových toků v modelových povodích přináší zejména v kombinaci s analýzou vegetačního krytu, hospodářských aktivit v území, půdních vlastností, energeticko-disipačních funkcí prostřednictvím pozemního sledování a dálkového průzkumu Země cenné informace pro pochopení fungování jednotlivých krajinných složek i povodí jako celku. V zemědělském povodí Mlýnského potoka je navíc pomocí monitoringu hodnocen vliv pastevního hospodaření na kvalitu vody a sledován vývoj po revitalizaci potoka.

Z výsledků monitoringu látkových toků vyplývá, že odvodněné pastviny v povodí Mlýnského potoka zadržují méně vody, naopak ve srovnání s ostatními ztrácí odnosem podstatně více látek. Prokazatelně se zde projevuje rozdíl v odnosu látek z povodí u dusičnanu, vápníku, hořčíku, draslíku, sodíku, chloridu a hydrogenuhličitanu. V porovnání s povodími Horského a Bukového potoka je zde zřejmý vliv odvodnění a pastevního hospodaření. Míra ovlivnění je předmětem dalšího výzkumu a hodnocení dat dlouhodobého monitoringu.

Poděkování

Príspevek vznikl s podporou NAZV MZe ČR projektu č. QH111C034

Literatura

- Brom J., Pokorný J. (2009): Temperature and humidity characteristics of two willow stands, a peaty meadow and a drained pasture and their impact on landscape functioning. *Boreal Environment Research*, 14: 389-403.
- Fučík P. et al. 2012: Průběžná zpráva za rok 2012 k projektu QI111C034, Vliv pastvy hospodářských zvířat na půdní vlastnosti, množství a jakost vody a druhovou biodiverzitu v krajině, VUMOP, Praha.
- Hakrová P., Wotavová K. (2004): Změny druhového složení a struktury druhově chudých travních porostů v závislosti na managementu. – In: Dvořák L., Šustr P. (ed.): Sborník z konference Aktuality šumavského výzkumu II, Srní, 4.–7. 10. 2004, 256-261 pp.
- Hartvich, P., Dvořák, P., Procházka, J. (2003): Formování ichtyofauny Mlýnského potoka po provedené revitalizaci a po povodni v srpnu 2002. Collection of scientific paper, Faculty of Agriculture in České Budějovice: series for animal sciences. Vol. 20, 2003/2, 169–174.
- Holubík O., Fučík P. (2013): Vliv pastvy skotu na utváření zásob půdní organické hmoty a stabilitu půdní struktury. *Výzkum v chovu skotu/Cattle Research*, 2/2013, 2–8.
- Chrastný, V., Komárek, M., Procházka, J., Pechar, L., Vaněk, A., Penížek, V., Farkaš, J. (2012): 50 years of different landscape management influencing retention of metals in soils. *Journal of Geochemical Exploration* 115, 59–68.
- Procházka J., Hakrová, P., Pokorný, J., Pecharová, E., Hezina, T., Šíma, M., Pechar, L. (2001): Effect of different management practices on vegetation development, losses of soluble matter and solar energy dissipation in three small sub-mountain catchments. – In: Vymazal, J. (ed.): Transformations of Nutrients in Natural and Constructed Wetlands, 143-175 pp, Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands.
- Procházka J., Hakrová P., Hartvich P., Pokorný J. Sr., Pechar L., (2005): Mlýnský potok restoration: 5-years evaluation. In: VYMAZAL, J. (ed.): Natural and Constructed Wetlands, nutrients, metals and management. – Backhuys Publishers, Leiden, The Netherlands, 82-90pp.
- Procházka J., Včelák V. Wotavová K., Štichová J., Pechar L. (2006): Holistic concept of landscape assessment: case study of three small catchments in the Šumava Mountains. *Ekológia (Bratislava)*, 25 (Suppl. 3): 5–17.
- Ripl, W. (1995). Management of water cycle and energy flow for ecosystem control: The energy-transport-reaction (ETR) model. *Ecological Modelling*, 78, 61–76.
- Ripl W. (2003): Water: the bloodstream of the biosphere. *The Royal Society, Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 358: 1921-1934.
- R Core Team (2013). R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <http://www.R-project.org/>.
- STATSOFT, INC. (2005). STATISTICA (data analysis software system), version 7.1. www.statsoft.com.

Sledovanie kinetiky infiltrácie pomocou digitálnej analýzy obrazu

Marek Rodný¹, Peter Šurda¹, Svatopluk Matula², Markéta Miháliková², Ayele Teressa Chala²

¹ Ústav hydrologie Slovenskej akadémie vied, Račianska 75, 83102 Bratislava, Slovenská republika

² Katedra vodných zdrojů, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha, Česká republika

Abstract

Innovations in the field of experimental determination of soil hydrophysical properties should increase reproducibility, objectivity and decrease time consumption. Recently, it was proved by numerous studies that soil sorptivity [S], soil water retention $\theta(h)$ and hydraulic conductivity [K(h)] could be efficiently estimated during field campaigns using large or mini disk tension infiltrometers. In the following study we present basic aspects and ideas behind the novel, digital method for automated use of the minidisk infiltrometer (Model S - Decagon Devices, Pullman, WA) which could be applied without permanent construction changes of the infiltrometer body and in relatively low cost manner, using a simple electronic device with integrated digital camera (e.g. Smartphone). Automation method was tested under laboratory conditions using the large steel column packed with pure silica in which quasi-constant hydraulic conditions were established. Negligible differences were found between results of infiltration tests realized using the digital image analysis and using the standard visual inspection.

Kľúčové slová: minidiskový infiltrometer, digitálna analýza obrazu

Úvod

Zvýšenie opakovateľnosti a zníženie časovej náročnosti experimentov realizovaných pri stanovovaní hydrofyzikálnych charakteristík pôdy je cieľom väčšiny inovácií v tejto oblasti. Obzvlášť dôležité je zvyšovať objektivitu pri stanovovaní hydrofyzikálnych charakteristík pôdy na základe experimentálnych meraní *in situ*. Z prác publikovaných v predchádzajúcom období je zrejmé, že sorptivita pôdy [S], vlhkosťná retenčná krivka $\theta(h)$ a tiež funkcia nenasýtenej hydraulikkej vodivosti [K(h)] môžu byť efektívne stanovené na základe výsledkov meraní podtlakovým (tenzným) diskovým infiltrometrom s veľkým (Šimůnek and van Genuchten, 1996; Schwartz and Evett, 2002; Ramoset al., 2006), alebo malým priemerom disku (Lichner et al., 2007, Moody et al., 2009).

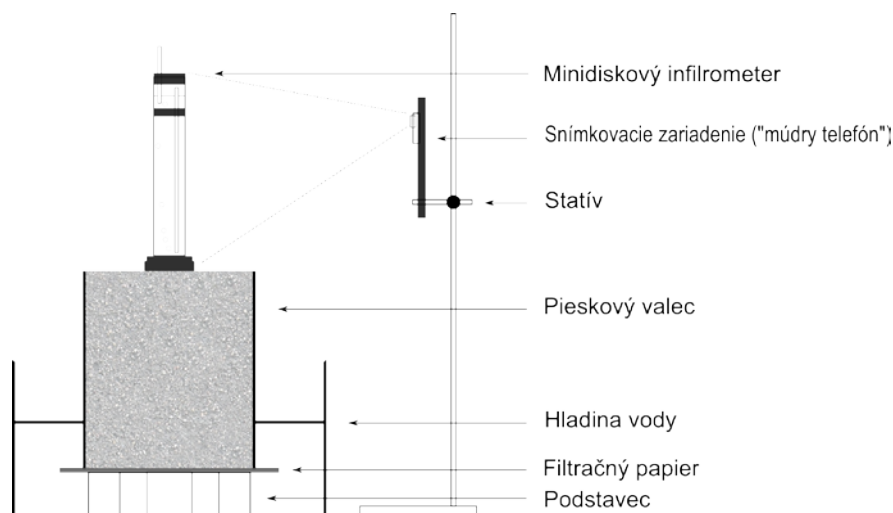
Vývojové trendy v meraní tenzným infiltrometrom možno rozdeliť na dve hlavné skupiny. V prvej sa autorské kolektívy zameriavajú najmä na zdokonaľovanie teoretickej bázy pre analýzu nameraných údajov (napr. Zhang, 1997; Dohnal et al., 2009). V ostatnej časti dominujú riešenia automatizácie merania diskovým infiltrometrom a s tým súvisiace úpravy dizajnu samotného infiltrometra (Ankeny et al., 1988; Casey and Derby, 2002, Madsen and Chandler, 2007; Špongrová et al., 2008). Súčasný prístup k automatizácii merania tenzným infiltrometrom, možno považovať za priame, nakoľko vychádzajú z využitia diferenciačných tlakových senzorov (prevodníkov). Madsen a Chandler (2007) testovali dva konštrukčne odlišné typy minidiskového infiltrometra, vybavené tlakovými senzormi. Z ich výsledkov je zrejmé, že korelácia medzi výsledkami merania získanými klasickým odčítaním a vyhodnotením údajov z tlakových senzorov je ovplyvnená najmä počiatočnou vlhkosťou pôdy a orientáciou tlakových senzorov pri náklone infiltrometra ku ktorému dochádza pri meraní v sklonitom teréne. Sněhota et al (2012) a Klipa et al (2013) predstavili inovatívne riešenie automatizácie a dizajnu minidiskového infiltrometra založené na kvantifikácii vztlakovej sily pôsobiacej na plavák umiestnený v zásobnej časti infiltrometra. Autori v záveroch konštatujú, že nimi navrhnuté konštrukčné riešenie je schopné získavať dostatočne kvalitné údaje o priebehu infiltrácie.

Cieľom tejto práce je priblížiť základné myšlienky a princípy nepriamej, digitálnej, metódy automatizácie minidiskového infiltrometra s využitím jednoduchých laboratórnych experimentov. Výhodou prezentovanej metódy je, že nevyžaduje žiadne permanentné konštrukčné zásahy a úpravy

samotného infiltrometra. Navyše je prezentovaná metóda realizovateľná aj v nízkorozpočtovom režime, teda s využitím bežne dostupných elektronických zariadení s integrovaným zariadením na digitálny záznam obrazu (napr. Smartphone). V rámci verifikácie prezentovanej metódy budú porovnané výsledky infiltračných experimentov získané štandardným odčítaním a pomocou digitálnej analýzy obrazu s integrovaným princípom sledovania častíc.

Materiál a metódy

Infiltračné experimenty boli realizované aktuálnym modelom minidiskového infiltrometra (Model S - Decagon Devices, Pullman, WA). Pre zjednodušenie digitálnej analýzy kumulatívnej infiltrácie bol do zásobnej nádoby infiltrometra pridaný výrazne sfarbený (v našom prípade červený) plavák sférického tvaru s priemerom 0.5 cm. Infiltračné experimenty boli realizované v laboratórnych podmienkach na veľkorozmernom oceľovom valci (priemer valca 28 cm; výška valca 25 cm), ktorý bol naplnený čistým kremičitým pieskom (obr.1). Dno valca, spočívajúce na 4 vrstvách filtračného papiera, bolo vložené do nádoby s konštantnou hladinou vody (obr.1). Cieľom toho riešenia bolo vytvoriť experimentálnu zostavu, ktorej hydraulické charakteristiky budú kvázi konštantné (vertikálne rozdelenie vlhkového potenciálu v pieskovom valci bude determinované polohou hladiny vody v nádobe). Udržiavaním konštantnej polohy hladiny vody v nádobe bude možné realizovať väčší počet po sebe nasledujúcich infiltračných experimentov s teoreticky totožnými výsledkami. Digitálny záznam, resp. snímkovanie kumulatívnej infiltrácie bolo realizované pomocou digitálneho fotoaparátu s rozlíšením 5 megapixelov, integrovaného v "múdrom" mobilnom telefóne HTC (HTC Desire X, Android 4.1.1. Jelly Bean).



Obr.1: Schematické zobrazenie experimentálnej zostavy.

Softvérové riešenie

Aktuálne softvérové riešenie prezentovanej metódy spočíva v dvoch, na sebe nezávislých, aplikáciách naprogramovaných v interpretovanom programovacom jazyku JAVA s využitím platformy Eclipse SDK 4.2. Funkciou prvej aplikácie je zabezpečiť kontrolu v procese digitálneho záznamu kumulatívnej infiltrácie, a to najmä časový krok jednotlivých záznamov, rozlíšenie, a celkové trvanie záznamu. Potreba tejto aplikácie vychádza z technologických možností zariadenia používaného na digitálny záznam a nie je pravidlom (napr. pri vyššej triede digitálnych fotoaparátov je možné zabezpečiť potrebné nastavenia sekvenčného záznamu aj bez popisovanej aplikácie).

Druhá časť softvérového riešenia slúži na vyhodnotenie digitálneho záznamu kumulatívnej infiltrácie, ktorý má formu obrazovej sekvencie, resp. súboru fotografií s presne definovaným časovým krokom. Integrovaním algoritmov pre analýzu obrazu a princípu stopovania častíc aplikácia vyhodnotí zmenu polohy hladiny vody (plaváku) v zásobnej nádobe infiltrometra. Aktuálny stav rozpracovania

softvérového riešenia umožňuje zabezpečiť flexibilitu vo výbere zariadenia pre snímkovanie infiltračného experimentu ako aj pre jeho následné vyhodnotenie. To znamená, že v zidealizovanom prípade je možné získaný digitálny záznam priebehu infiltrácie uploadnúť na server (priamo z "múdreho" telefónu alebo nepriamo z fotoaparátu cez osobný počítač) s cloudovým riešením obrazovej analýzy. Výsledky experimentov v digitálnej podobe budú zaslané užívateľovi späť na jeho zariadenie, e-mailovú adresu, alebo uložené v jeho on-line úložisku (Dropboxe).

Kalibrácia a testovanie

Konverzia digitálnej vzdialenosti, vyjadrenej počtom pixlov vo zvislici, na reálne hodnoty dĺžky v jednotkách SI bola implementovaná do procesu obrazovej analýzy. Rozmerové „kalibračné“ koeficienty sú odvodzované individuálne pre každý automatizovaný experiment na základe dvoch kontrolných, vizuálnych znakov s definovanou vertikálnou vzdialenosťou. Tieto boli dodatočne pripevnené v hornej časti infiltrometra. Na základe známych rozmerov infiltrometra a prepočtu reálnej vzdialenosti kontrolných znakov a počtu pixlov, ktoré sa medzi nimi nachádzajú pri konkrétnom analyzovanom experimente, je možné vyjadriť výsledky automatizovanej kvantifikácie kumulatívneho poklesu hladiny vody v zásobnej nádobe infiltrometra v milimetroch, resp. ich konvertovať priamo na mililitre. Testovanie prezentovanej metódy bolo založené na porovnaní výsledkov infiltračných experimentov získaných z vyššie popísaného softvérového riešenia s výsledkami získanými štandardným, "manuálnym" odčítavaním hodnôt. Infiltračné experimenty boli realizované v laboratórnych podmienkach na vyššie popísanej experimentálnej zostave v 5 sekundovom intervale. Digitálny záznam priebehu infiltrácie mal rozlíšenie 2054 x 1536 pixlov. Trvanie experimentu bolo nastavené pomocou zadania celkového počtu snímok v sekvencii na 100 sekúnd (20 snímok). Fotografie boli ukladané na pamäťovú kartu snímkovacieho zariadenia a neskôr skopírované na pevný disk osobného počítača.

Vyhodnotenie infiltračných testov vychádzalo z numerickej metódy Zhanga (1997):

$$I = C_1 t + C_2 \sqrt{t} \quad (1)$$

kde I je kumulatívna infiltrácia z jednotkovej plochy (m), t (s) je čas, C_1 (m s^{-1}) a C_2 ($\text{m s}^{-1/2}$) sú parametre vzťahujúce sa na hydraulickú vodivosť a sorptivitu pôdy.

Hodnota hydraulickej vodivosti K (-2 cm) bola vyjadrená na základe vzťahu:

$$K(h) = \frac{C_1}{A} \quad (2)$$

kde C_1 je prvý člen kvadratického polynómu zo vzťahu medzi hodnotami kumulatívnej infiltrácie a druhej odmocniny času (cm s^{-1}), A je tabuľková hodnota van Genuchtenových parametrov prebratá z manuálu infiltrometra.

Výsledky a diskusia

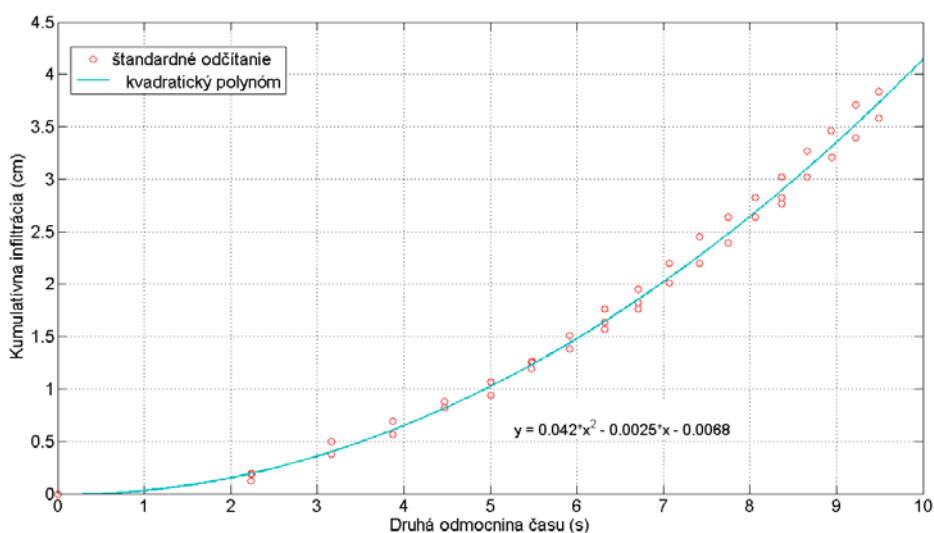
Výsledné hodnoty infiltračných experimentov realizovaných pomocou digitálneho a štandardného odčítavania sú uvedené v tabuľke (1). Rozdiel medzi hodnotami nenasýtenej hydraulickej vodivosti K (-2 cm) a parametrami C_1 sú minimálne, v rozmedzí tisícín cm s^{-1} . V hodnotách kumulatívnej infiltrácie, získaných digitálnym dočítaním, možno pozorovať väčší rozptyl ako v prípade štandardného odčítania (obr. 2 a 3). Tento jav možno pripísať presnejšiemu fungovaniu digitálnej metódy, ktorá na rozdiel od štandardnej metódy neobsahuje žiadne subjektívne chyby odčítania.

Ďalší krok testovania digitálnej metódy automatizácie bude zameraný na vyhodnotenie faktorov priamo ovplyvňujúcich presnosť merania. Za týmto účelom bude potrebné realizovať experimenty na zostave s vopred známymi, resp. presne definovanými hydraulickými parametrami. V tomto duchu

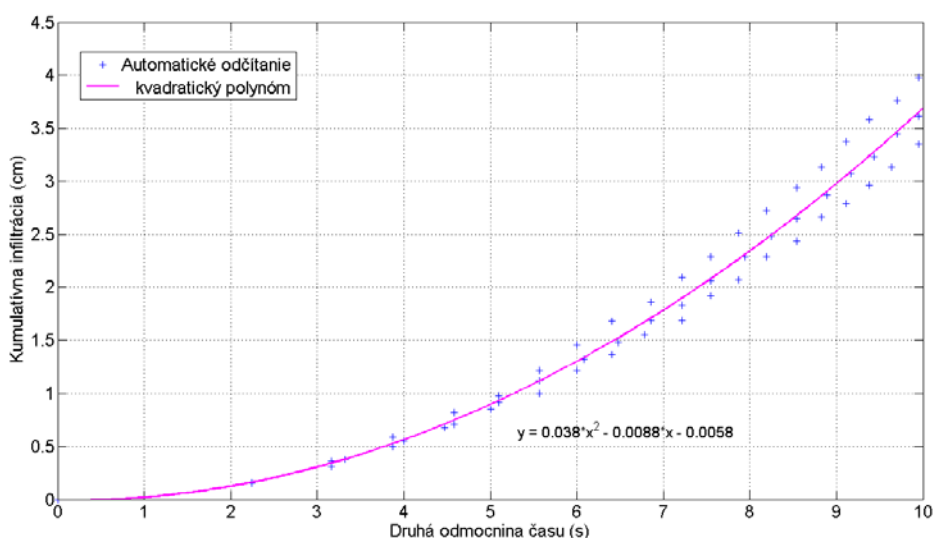
uvažujeme s nahradením pórovitého prostredia (pieskového valca) tenkým oceľovým potrubným s presne definovaným priemerom, ktorého priepustnosť v podmienkach variabilného hydrostatického tlaku je presne kvantifikovateľná pomocou základných vzťahov hydrodynamiky.

Tabuľka 1: Výsledné hodnoty infiltračných experimentov realizovaných pomocou digitálneho a štandardného odčítania.

manuálne odčítanie			automatizované odčítanie		
poradie experimentu	C_1	K (-2cm)	poradie experimentu	C_1	K (-2cm)
-	cm/s	cm/s	-	cm/s	cm/s
1	0.039	0.023	1	0.041	0.024
2	0.042	0.025	2	0.038	0.022
3	0.042	0.024	3	0.034	0.020



Obr. 2: Výsledky infiltračných experimentov realizovaných štandardnou metódou odčítania.



Obr. 3: Výsledky infiltračných experimentov realizovaných automatizovanou metódou odčítania.

Záver

V predkladanej práci boli navrhnuté základné princípy nepriamej, digitálnej metódy automatizácie merania minidiskovým infiltrometrom a popísané jednotlivé prvky softvérového riešenia potrebného pre digitálny záznam poklesu hladiny vody v zásobnej nádobe infiltrometra a jeho následné vyhodnotenie, t.j. transformáciu na hodnoty kumulatívnej infiltrácie. Verifikácia prezentovanej metódy vychádzala z laboratórnych infiltračných experimentov realizovaných na veľkorozmernom oceľovom valci, ktorý bol naplnený čistým kremičitým pieskom. Z výsledkov práce je zrejmé, že prezentovaná metóda automatizácie funguje vo svojom aktuálnom stave rozpracovania s dostatočnou presnosťou. Aplikácia popísaných princíпов na iné typy infiltrometrov je predmetom budúcej spolupráce. Transformácia problému automatizácie na nepriamy, softvérový problém môže radikálne ovplyvniť tempo rozvoja a ďalších inovácií v tejto oblasti.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0139-10, a grantovou agentúrou VEGA 2/0083/11. Táto publikácia bola vytvorená realizáciou projektu ITMS 26220120062 Centrum excelentnosti pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

- Casey, F. X. M., Derby, N. E. (2002): Improved Design For an Automated Tension Infiltrometer. In: Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 66, pp 64-67.
- Dohnal, M., Dušek, J., Vogel, T. (2010): Improving Hydraulic Conductivity Estimates from Minidisk Infiltrometer Measurements for Soils with Wide Pore-Size Distributions. In: Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 74, pp 804–811.
- Klípa, V., Sněhota, M., Dohnal, M. (2012): Tension Infiltrometer Module for Measurement of the Unsaturated Hydraulic Conductivity Function and an Infiltration Experiment in the Catchment of Kopaninský Creek. In: Zborník rezensovaných príspevkov - XX. Posterový deň s medzinárodnou účasťou. Bratislava: Ústav hydrológie SAV, pp 311-322.
- Lichner, E., Hallett, P. D., Feeney, D. S., Ďugová, O., Šír, M., Tesař, M. (2007): Field Measurement of Soil Water Repellency and its Impact on Water Flow Under Different Vegetation. In: Biologia, Vol. 62, pp 537-541.
- Madsen, M. D., Chandler, D. G. (2007): Automation and Use of Mini Disk Infiltrometers. In: Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 71, pp 1469-1472.
- Moody, J. A., Kinner, D. A., Ubeda, X. (2009): Linking Hydraulic Properties of Fire-Affected Soils to Infiltration and Water Repellency. In: Journal of Hydrology, Vol. 379, pp 291-303.
- Ramos, T. B., Gonçalves, M. C., Martins, J. C., van Genuchten, M. Th., Pires, F. P. (2006): Estimation of Soil Hydraulic Properties from Numerical Inversion of Tension Disk Infiltrometer Data. In: Vadose Zone Journal, Vol. 5, pp 684-696.
- Sněhota, M., Klípa, V., Zúmr, D (2012): Automated Minidisk Tensiometer Module for Measurements of Unsaturated Hydraulic Conductivity. In: 2nd International Conference on Hydropedology (Memory stick). Leipzig: HELMHOLTZ CENTRE FOR ENVIRONMENTAL RESEARCH - UFZ, pp. 1.
- Schwartz, R. C., Evett, S. R. (2002): Estimating Hydraulic Properties of a Fine-textured Soil Using a Disc Infiltrometer. In: Soc. Am. J., Vol. 66, pp1409-1423.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M. Th. (1996): Estimating Unsaturated Soil Hydraulic Properties From Tension Disc Infiltrometer Data by Numerical Inversion. In: Water Resour. Res., Vol. 32, pp 2683-2696.
- Špongrová, K., Kechavarzi, C., Dresser, M., Matula, S., Godwin, R. J. (2009): Development of an Automated Tension Infiltrometer for Field Use. In: Vadose Zone Journal, vol. 8, pp 810-817.
- Zhang, R. (1997): Determination of Soil Sorptivity and Hydraulic Conductivity from the Disk Infiltrometer. In: Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 61, pp 1024-1030.

Efekt presnosti dát v spojenom hydrologickom modeli MIKE-SHE / MIKE 11

Stanislav Ruman¹, Tom Ball², Milan Trizna³

¹ Katedra fyzickej geografie a geoeekologie, Přírodovědecká fakulta, Ostravská Univerzita v Ostravě
Chittussiho 10, 710 00 Ostrava - Slezská Ostrava

² Geography, School of the Environment, University of Dundee, Nethergate, DD1 4HN, Dundee,
Scotland, United Kingdom

³ Katedra fyzickej geografie a geoeekológie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Komenského
v Bratislave, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4,

Abstrakt

Kvalita vstupných dát je kľúčový faktor ovplyvňujúci výstupy zrážkovo-odtokových modelov a jeden zo zdrojov neistôt v modelovaní. Kvantifikácia potenciálnych výhod presných dát oproti menej presným je značne náročná úloha. Vďaka nedostupnosti týchto údajov je preto špecifikom pre experimentálne lokality. Vzhľadom na bohatú dátovú bázu v experimentálnom povodí Eddleston Water, vybudovanú v priebehu niekoľkých rokov, bol cieľ práce definovaný ako určenie rozdielnosti hydrogramov vodomerných staníc simulovaných distribuovaným modelom, za použitia dvoch kvalitatívne a kvantitatívne odlišných dátových setov. Rozdielnosť spočívala v odlišnom krajinnom pokryve a geologických povrchových útvarov. Pre účely práce sme zvolili model MIKE-SHE, spojený s hydraulickým modelom MIKE 11. Ako kritérium porovnania simulovaných hydrogramov s pozorovanými údajmi, bol zvolený index Nash-Sutcliffe (NSE). Hodnoty tohto indexu sa v prípade 1. Datasetu pohybovali okolo čísla 0.7. V prípade 2. Datasetu boli dosiahnuté negatívne hodnoty NSE, ktoré boli spôsobené kvalitatívnym zastúpením jednotlivých kategórií a ich plošným rozložením v povodí. Nízke hodnoty NSE v niektorých vodomerných staniách môžu byť spôsobené nedostatočnou schematizáciou hydraulického modelu, predovšetkým neprítomnosťou mostných objektov v ktorých sa nachádzajú vodomerné stanice.

Kľúčové slová: MIKE-SHE, MIKE 11, presnosť dát, Eddleston Water

Úvod

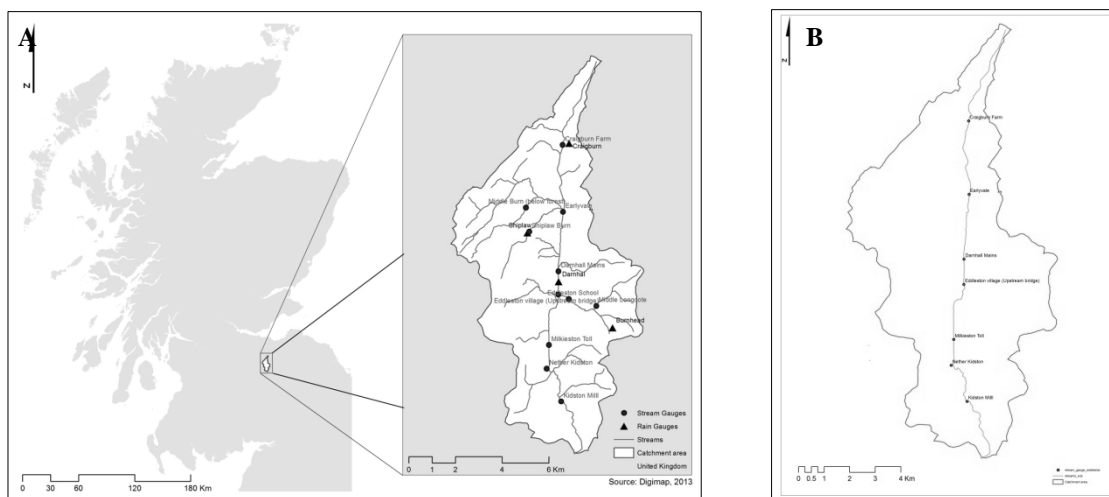
Kvalita vstupných dát je kľúčový faktor ovplyvňujúci výstupy zrážkovo-odtokových modelov a jeden zo zdrojov neistôt v modelovaní. (Uhlenbrook and Sieber, 2005; Beven, 2012). Kvantifikácia potenciálnych výhod presných dát oproti menej presným je však značne náročná úloha, vzhľadom na nedostupnosť týchto dát a je preto špecifikom pre experimentálne lokality.

Otázka potrebného objemu dát pre zrážkovo-odtokové modely je súčasnej hydrológii značne diskutovanou témou (Silberstein, 2006). Vplyv rôznych presností digitálneho modelu terénu na výstupy vo svojich prácach skúmali napríklad Kenward (2000) a Vázquez a Feyen (2007). Práce autorov Looper et al. (2012) a Xu et al. (2013) boli naopak zamerané na vplyv hustoty zrážkomerných staníc. Výber modelu bol ovplyvnený faktom, že model MIKE-SHE je jedným z najznámejších distribuovaných zrážkovo-odtokových modelov na svete. Sumár jeho 30-ročnej histórie a aplikácií v hydrologických štúdiách po celom svete poskytuje vo svojej práci Refsgaard et al. (2010). Prepojenie MIKE-SHE s jednodimenzionálnym hydraulickým modelom MIKE 11 navyše umožňuje presnejšiu simuláciu prúdenia v korytách (Thompson et al. 2004).

Metodika

Pre dosiahnutie cieľu a taktiež pre potreby manažmentu povodia, bol ako modelovací prostriedok zvolený distribuovaný zrážkovo-odtokový model MIKE-SHE, ktorý bol prepojený s hydraulickým

modelom MIKE 11. Vytvorené boli dva spojené modely MIKE-SHE/MIKE 11 s odlišnými dátovými vstupmi. Prvý využil presné dáta vymapovaného krajinného pokryvu a geologických povrchových útvarov (1.Dataset), druhý obsahoval všeobecne dostupné dáta hlavných mapovaní geológie a krajinného pokryvu v Škótsku (2. Dataset). Ako modelové územie bolo vybrané experimentálne povodie Eddleston Water o rozlohe 70 km². Povodie sa nachádza v oblasti Scottish Borders vo Veľkej Británii (Obr.1 A) a vyznačuje sa hustou sieťou vodomerných (11) a zrážkomerných (4) staníc s dĺžkou pozorovania 2,5 roka.



Obr.1: Poloha modelového územia (A), tok a vodomerné stanice schematizované pomocou MIKE 11 (B).

V distribuovanom modeli MIKE-SHE sa využili zložky povrchového odtoku (Overland flow), nenasýtenej zóny (Unsaturated zone – možnosť Gravity flow) evapotranspirácie (Evapotranspiration), nasýtenej zóny (Saturated flow) a Rivers and Lakes (MIKE 11). Ako šírku rastru sme zvolili hodnotu 200 m. Zrážky boli interpolované zo štyroch zrážkomerných staníc situovaných v povodí, pomocou metódy Thiessenových polygónov. Hydraulicke parametre pôdy sme získali pomocou programu ROSETTA (Schaap et al., 2001), pričom vstupné údaje pre program pochádzajú z vrstvy pôd s mierkou 1:250 000.

Pri stavbe hydraulického modelu MIKE 11, a následnej kalibrácií sme použili len 7 vodomerných staníc na toku Eddleston Water (Obr.1 B), modelovanie ostatných tokov neprebehlo. Použitá bola uniformná hodnota Manningovho drsnostného koeficientu „n“ (0.04). Mosty a ostatné objekty v toku modelované neboli. Schematizácia modelu MIKE 11 bola zhodná pre oba dátové sety.

Model s 1. Datasetom bol následne manuálne nakalibrovaný pre periódu Apríl – August 2011. Model s 2.Datasetom v tejto fáze kalibrovaný nebol. Simulované hydrogramy z oboch spojených modelov boli porovnávané s pozorovanými prietokmi v siedmych vodomerných staniach za sledované obdobie. Ako kritérium porovnania bola zvolená hodnota Nash-Sutcliffovho indexu (NSE).

Tabuľka 1: Kategórie krajinného pokryvu 1. Datasetu.

Kategória	Plocha (km ²)	% z plochy
Trávne porasty spolu	43.79	62.98
Ihličnatý les	5.981	8.6
Zmiešaný les	3.362	4.84
Obrábaná pôda	1.587	2.28
Ostatné	14.815	21.3

Zdroj: Habbitat Survey, 2010

Tabuľka 2: Kategórie krajinného pokryvu 2. Datasetu.

Kategória	Plocha (km²)	% z plochy
<i>Trávne porasty spolu</i>	<i>46.93</i>	<i>67.49</i>
Ihličnatý les	5.91	8.5
Zmiešaný les	0.71	1.02
Orná pôda	4.86	6.99
<i>Ostatné</i>	<i>11.2</i>	<i>16.1</i>

Zdroj: CORINE Land Cover,2007

Tabuľka 3: Geologická charakteristika 1. Datasetu.

Názov horniny/povrchového útvaru	Plocha (km²)	% z celkovej plochy	Plocha v Gride 200 m	% z celkovej plochy	Rozdiel Plogyon - Grid
Till	27.627	39.73	28.84	41.39	1.66
Pieskovce	21.967	31.59	20.88	29.97	-1.63
Glaciofluviálne sedimenty	7.816	11.24	7.92	11.37	0.13
Sedimenty čelnej morény	7.328	10.54	7.24	10.39	-0.15
Ostatné	2.503	3.6	2.52	3.61	0.02
Rašelina	2.294	3.3	2.28	3.27	-0.03
<i>Spolu</i>	<i>69.535</i>	<i>100</i>	<i>69.68</i>	<i>100</i>	<i>0</i>

Zdroj: BGS

Tabuľka 4: Geologická charakteristika 2. Datasetu.

Názov horniny/povrchového útvaru	Plocha (km²)	% z celkovej plochy	Plocha v Gride 200 m	% z celkovej plochy	Rozdiel Plogyon - Grid
Till	37.243	53.56	37.6	53.96	0.4
Pieskovce	19.269	27.71	18.8	26.98	-0.73
Glaciofluviálne sedimenty	8.252	11.87	8.48	12.17	0.3
Alúvium	2.546	3.66	2.52	3.62	-0.04
Rašelina	2.078	2.99	2.16	3.1	0.11
Ostatné	0.147	0.21	0.12	0.17	-0.04
<i>Spolu</i>	<i>69.535</i>	<i>100</i>	<i>69.68</i>	<i>100</i>	<i>0</i>

Zdroj: BGS wms server

Výsledky a diskusia

Skúmané datasety sa líšia kvalitatívne, v plošnom zastúpení kategórií krajinného pokryvu a povrchových útvarov geológie i kvantitatívne v počte jednotlivých kategórií. Tabuľky 1 – 4 zobrazujú plochu vybraných kategórií krajinného pokryvu a geologickej charakteristiky. Najväčšiu zmenu je možné pozorovať pri kategórii „Till“. Porovnanie simulovaných hydrogramov s pozorovanými dátami v siedmych vodomernej staniciach v prípade 1. Datasetu dosahovalo hodnoty NSE od -0.42 po 0.74 (tabuľka 5). Negatívna hodnota NSE v stanici Criagburn Farm (-0.42) môže byť spôsobená polohou vodomernej stanice. Tá sa nachádza priamo v kruhovom priepuste,

ktorý však modelovaný nebol. Rovnako možno vysvetliť i horšiu hodnotu NSE v stanici Eddleston Village (0.41). V tomto prípade je stanica situovaná v mostnom otvore.

Pri parametrizácii 2. Datasetu boli použité rovnaké hodnoty ako v prípade 1. Datasetu. Bez kalibrácie priniesol model výrazne horšie výsledky v porovnaní s realitou, ktoré sa objavili vo všetkých vodomerných staniciach (tabuľka 5). Výrazne negatívne hodnoty NSE, sú spôsobené kvalitatívnym zastúpením jednotlivých kategórií a ich plošným rozložením v povodí.

Tabuľka 5: Porovnanie NSE v 2 dátových setoch, pre periódu Apríl – August 2011.

Názov vodomernej stanice	Staničenie (km)	NSE	
		1. Dataset	2. Dataset
Craigburn Farm	14.51	-0.42	-0.68
Early Vale	11.45	0.73	0.52
Darnhal Mains	8.83	0.74	0.42
Eddleston Village	7.84	0.41	-0.96
Milkieston Toll	5.51	0.72	0.47
Nether Kidston	4.49	0.68	-1.04
Kidston Mill	2.44	0.74	-0.74

Možné skreslenie výsledkov predstavuje použité údajov krajinného pokryvu rozdielneho dáta – CORINE Land Cover z roku 2007 a mapovania habitatov v roku 2010. K zmene určite došlo vo viacerých kategóriách, no problematická je ich kvantifikácia, vzhľadom na rozdielne množstvo kategórií. Ďalšie kroky práce budú smerovať k vytvoreniu časovej rady evapotranspirácie, menšiemu rozlíšeniu rastra, kompletnej schematizácie povodia v modele MIKE 11 spolu s mostnými objektmi. Využitia presného digitálneho modelu terénu (LIDAR) v okolí nivy hlavného toku, uskutočnenie citlivostnej analýzy, zapojenie všetkých vodomerných staníc do kalibrácie a validácie, uskutočnenie automatickej kalibrácie a predĺženie simulovanej periódy.

Záver

Výsledky ukázali rozdielnosť reakcií povodia na dva kvalitatívne a kvantitatívne odlišné dátové sety. Po manuálnej kalibrácii prvého dátového setu sa hodnoty NSE pohybovali okolo čísla 0.7, až na výnimku v stanici Craigburn Farm spôsobenú polohou stanice. Porovnanie s 2. Datasetom ukázalo výrazne horšie hodnoty NSE spôsobené rozdielom v kvalitatívnom zastúpení jednotlivých kategórií a ich plošným rozložením v povodí.

Výsledky dokazujú, že relatívne malé zmeny vstupných dát, spôsobujú značné rozdiely vo výsledkoch. Zistenia budú nápomocné pri manažmente povodia.

Literatúra

- Beven, K. 2012. Rainfall-runoff modeling: The Primer. London: John Wiley & Sons, Ltd, pp 457. ISBN 9780470714591.
- Kenward, T. et al., 2000. Effects of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrologic Predictions. *Remote Sensing of Environment*, 444(March), pp.432–444.
- Looper, J.P., Vieux, B.E. & Moreno, M. a., 2012. Assessing the impacts of precipitation bias on distributed hydrologic model calibration and prediction accuracy. *Journal of Hydrology*, 418-419, pp.110–122.
- Refsgaard J.C. et al. (2010): Systeme Hydrologique Européen (SHE): Review and perspectives after 30 years development in distributed physically based hydrological modelling. *Hydrology Research*, 45, p 355 – 377

- Schaap, M.G., Leij, F.J. & van Genuchten, M.T., 2001. Rosetta a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251(3-4), pp.163–176..
- Silberstein, R.P., 2006. Hydrological models are so good, do we still need data? *Environmental Modelling & Software*, 21(9), pp.1340–1352.
- Soulsby, C. Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S., Waldron, S. (2006). Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation. *J Hydrol* 325: 197-221.
- Thompson J.R et al. (2004): Application of coupled MIKE SHE/MIKE11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England, *Journal of Hydrology*, Vol. 293, Issues 1- 4, p 151 – 179
- Uhlenbrook, S. & Sieber, A., 2005. On the value of experimental data to reduce the prediction uncertainty of a process-oriented catchment model. *Environmental Modelling & Software*, 20(1), pp.19–32.
- Vázquez, R.F. & Feyen, J., 2007. Assessment of the effects of DEM gridding on the predictions of basin runoff using MIKE SHE and a modelling resolution of 600m. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), pp.73–87. Xu, H. et al., 2013. Assessing the influence of rain gauge density and distribution on hydrological model performance in a humid region of China. *Journal of Hydrology*, 505, pp.1–12.

Využití metody inhibice aktivity enzymu acetylcholinesterázy pro detekci zatížení říčních sedimentů

Hana Sezimová

Katedra biologie a ekologie, Přírodovědecká fakulta Ostravské univerzity v Ostravě, Chittussiho 10, 710 00 Ostrava

Abstrakt

Studie se zabývá posouzením vlivu antropogenní činnosti na úroveň toxicity říčních sedimentů v okolí zemědělsky obdělávaných ploch. Hodnocení akutní toxicity vzorků bylo provedeno kontaktním testem na žížalách *Eisenia foetida*. Pro detekování přítomnosti organofosfátových pesticidů v odebraných vzorcích bylo využito stanovení inhibice produkce enzymu acetylcholinesterázy. Vzorkováno bylo na 9 tocích v severomoravské a severočeské části povodí řeky Odry. Odběr vzorků byl proveden v letech 2009-2010. Sedimenty byly hodnoceny z hlediska toxického působení na živé organismy. Mortalita zkušebních organismů se pohybovala v rozsahu 0 až 37 %. Prokazatelná inhibice enzymové aktivity acetylcholinesterázy byla zjištěna ve všech vzorcích dnových sedimentů, a to v rozsahu 0,83-36,58 nmol.min⁻¹.mg⁻¹. Snížená hodnota enzymové aktivity byla rovněž detekována u žízal exponovaných vzorky půdy z břehové linie toků Jičínka, Porubka a Lužická Nisa. Sledování mortality ve standardním testu akutní toxicity se jeví jako méně citlivý parametr hodnocení ve srovnání se stanovením inhibice enzymu acetylcholinesterázy.

Klíčová slova: zemědělství, sedimenty, akutní toxicita, *Eisenia foetida*, inhibice acetylcholinesterázy

Úvod

V současné době patří ke komplexnímu hodnocení kvality a míry znečištění vodního prostředí posuzování stavu sedimentů. Sedimenty představují významnou abiotickou složku vodních ekosystémů. Vedle poskytnutí stanovišť pro živé organismy zastávají sedimenty zásadní roli při koloběhu polutantů ve vodním prostředí. Sedimenty slouží jako úložiště, kde se akumuluje velké množství organických i anorganických kontaminantů pocházejících z různých bodových nebo plošných zdrojů (Förstner, Salomons, 2010). Jedná se většinou o komplexní směsi polutantů, které jsou tvořeny především hydrofobními perzistentními organickými polutanty (POPs) a těžkými kovy (např. Cd, Pb, Hg, Zn, Cr) (Stronkhorst et al., 2003). Kumulace polutantů v sedimentech může trvat několik desetiletí a sedimenty tak představují potenciální ekologickou zátěž a nebezpečí pro vodní prostředí.

Pro hodnocení možných rizik látek deponovaných v sedimentech se nejčastěji využívají postupy stanovení obsahu a množství chemických látek. Tento přístup však neumožňuje bližší identifikaci komplexních směsí látek a specifikaci jejich reálného účinku na biotu. Proto je vhodnější doplnit chemické analýzy biologickými testy toxicity na vybraných senzitivních indikátorových organismech. Podle reakcí daného testovaného organismu lze následně posoudit, zda je vzorek toxický. Ve standardizovaných laboratorních testech se nejčastěji sledují parametry na úrovni jedince (mortalita) a populace (reprodukce). Výsledek testů toxicity se uvádí jako LC₅₀, EC₅₀ nebo NOEC. V dnešní době se využívají novější endpointy, a to především biochemické markery, jejichž stanovení je považováno za prognosticky časně varující testy (early-warning tests) (Hilschnerová, Šimková, 2004). Určité specifické biomarkery mohou poskytovat informaci o přítomnosti konkrétní skupiny chemických látek, proto jsou velmi důležité pro hodnocení rizika kontaminace.

Mezi enzymatické biomarkery patří stanovení aktivity enzymu acetylcholinesterázy (AChE). Primární funkce AChE je ukončení působení neurotransmiteru acetylcholinu ve spojení cholinergických nervů s jejich efektorovými útvary nebo postsynaptickými místy. Při inhibici tohoto enzymu dochází k nahromadění acetylcholinu na nervových synapsích, dráždění receptorů a tím narušení cholinergního

přenosu vzruchu. Narušení funkce nervů má za následek třes, nekoordinované pohyby a může vézt až k úmrtí organismu (Walker et al., 2006). Inhibici enzymu AChE způsobují organofosfáty a karbamáty, které se v současné době řadí mezi nejvyužívanější chemikálie v zemědělství (Jeon, et. al., 2013, Castellanos and Hernandez, 2007). Pro hodnocení pevných vzorků jsou pro stanovení AChE nejčastěji využívány žížaly, které mají výrazný bioakumulační charakter a hrají klíčovou roli v přenosu polutantů v potravním řetězci (Rao et al., 2003, Rault et al., 2008).

Cílem práce bylo posouzení vlivu zemědělské činnosti na říční sedimenty kontaminované splachy se zemědělsky obdělávaných ploch. Pro porovnání byly rovněž hodnoceny vzorky půdy z pobřežní části toků a vzorky půdy z polí, které se nacházely v bezprostřední blízkosti vodních toků. K hodnocení byl využit kontaktní test akutní toxicity na žížalách *Eisenia foetida* (OECD no. 207, 1984), který umožňuje přímé hodnocení odebraných vzorků dnových sedimentů a půdy, bez předchozí úpravy vyluhováním nebo extrakcí. Ukazatelem expozice organismů k organofosfátovým pesticidům bylo využito stanovení inhibice produkce enzymu acetylcholinesterázy jako zástupce enzymatických biomarkerů.

Materiál a metody

Testovací organismus, žížala hnojní *Eisenia foetida*, byla získána z Ekovermes, Pustějov. Umělá uměle vytvořená půda, která byla využita v kontrolních vzorcích, byla připravena smícháním rašeliny (AGRO cs., Česká Skalice), vápenného dolomitu (Agro cs., Česká Skalice), kaolínového jílu (Lasselberger, Horní Bříza) a křemenného písku podle metodiky OECD No. 207 (1984). Pro detekci acetylcholinesterázy byl použit Sørensenův pufr (pH 8,0), fosfátový pufr (pH 7,4), 5,5-dithio-2-nitrobenzoová kyselina, jodid acetylthiocholin. Pro stanovení bílkovin byl použit 95% Etanol, 85% kyselina ortofosforečná, roztok hovězího sérového albuminu (BSA) a Coomassie Brilliant Blue G-250.

Vzorky sedimentů byly odebírány manuálně pod hladinou, ze dna toků. Vzorky půdy z pobřežní části toků byly odebírány zhruba 20cm nad stávající vertikální úrovní vodní hladiny, v místech předpokládaného zaplavování při vyšších průtocích. Vzorky půdy ze zemědělsky obdělávaných polí byly odebírány v blízkosti zvolených vodních toků. Před odběrem byl nejprve odstraněn bylinný kryt a poté byl proveden odběr 10-15cm pod úrovní terénu z plochy o rozsahu 1m². Všechny odebrané vzorky byly testovány ve třech paralelních stanoveních. Každý test zahrnoval negativní kontrolu s uměle připravenou uměle vytvořenou půdou (OECD 207, 1984).

Do jednotlivých testovacích nádob bylo naváženo 500g vzorku a poté bylo na povrch substrátu v každé testovací nádobě umístěno 10 žížal. Pro pokus byly vybírány žížaly ze synchronního chovu, nejméně 2 měsíce staré, s vyvinutým opaskem a váhou v rozmezí 200 - 600 mg. Test probíhal při teplotě 20 ± 2°C, po dobu 14 dnů. Na konci testu bylo provedeno vyhodnocení mortality. U všech žížal, které prošly testem akutní toxicity bylo následně provedeno stanovení inhibice AChE zahrnující homogenizaci prvních 10 hlavových segmentů indikátorových organismů, centrifugaci při 12 000g, spektrofotometrické stanovení bílkovin Bradfordovou metodou a spektrofotometrické stanovení AChE.

Výsledky a diskuse

Vzorky dnových sedimentů a půdy byly odebírány na tocích Hvozdnice, Luha, Jičínská, Heraltický potok, Velká, Porubka, Opusta, Husí potok v severomoravské části povodí řeky Odry a Lužické Nise v severočeské části povodí řeky Odry. Na těchto lokalitách byl uskutečněn odběr dnových sedimentů, půdy v pobřežní části toků a rovněž půdy z přilehlých, zemědělsky obdělávaných polí. U odebraných vzorků byla zjišťována akutní toxicita kontaktním testem toxicity na žížalách *Eisenia foetida* (OECD 207, 1984). Žížaly, které byly exponovány a nebyla u nich pozorována mortalita, byly podrobeny testu stanovení inhibice enzymu acetylcholinesterázy pomocí Ellmanovy reakce (Ellmann et al. 1961).

Výsledky zjištěné u vzorků opakovaně odebraných na severní Moravě u toků Hvozdnice, Luha, Jičínská, jsou uvedeny v tab. 1 a 2. Nejvyšší mortalita u testovaných organismů byla zaznamenána ve

vzorcích sedimentů odebraných na řece Jičince (37%) a Hvozdnici (27%) (tab. 1). Zvýšená mortalita překračující 10% hranici byla pozorována rovněž ve vzorcích sedimentů odebraných na řece Luha (13%) a vzorku půdy z pole odebraného v blízkosti řeky Jičinky (23%). Prokazatelná inhibice enzymové aktivity acetylcholinesterázy byla zjištěna ve všech vzorcích dnových sedimentů, a to v rozsahu 0,83-36,58 nmol.min⁻¹.mg⁻¹. Stanovení AChE u kontrolního vzorku neexponovaných žížal dosahovalo hodnoty 65,23-69,97 nmol.min⁻¹.mg⁻¹ (tab. 2).

Tabulka 1: Výsledky akutní toxicity na vybraných lokalitách severní Moravy.

Profil	Červen 2010	Září 2009	Květen 2009	Duben 2009
Hvozdnice-pole	5	7	0	0
Hvozdnice-břeh	0	0	0	10
Hvozdnice-sediment	27	3	3	-
Jičínka - pole	-	0	23	-
Jičínka-břeh	10	0	10	10
Jičínka-sediment	37	0	10	10
Luha - pole	-	-	0	0
Luha-břeh	0	3	0	0
Luha-sediment	13	7	3	-
Kontrola	0	0	0	0

Pozn. Tučně jsou uvedeny pozitivní výsledky

Tabulka 2: Výsledky stanovení inhibice AChE na vybraných lokalitách severní Moravy.

Profil	Červen 2010	Září 2009	Květen 2009	Duben 2009
Hvozdnice-pole	56,62	42,53	45,69	65,25
Hvozdnice-břeh	61,67	43,19	123,15	72,29
Hvozdnice-sediment	18,31	50,71	48,10	-
Jičínka - pole	-	42,21	7,15	-
Jičínka-břeh	34,88	65,26	36,58	32,85
Jičínka-sediment	14,45	35,52	22,85	32,13
Luha - pole	-	-	45,38	63,79
Luha-břeh	48,90	50,71	56,41	73,82
Luha-sediment	34,54	0,83	26,73	-
Kontrola	69,97	69,21	69,02	65,23

Pozn. Tučně jsou uvedeny pozitivní výsledky

Jednorázově byly pro orientační posouzení vlivu antropogenní činnosti odebrány vzorky sedimentů a půd z břehových částí koryt řek - Porubka, Velká, Opusta, Heraltický potok a Husí potok. Jak je patrné z výsledků uvedených v tab. 3 i zde byla zjištěna zvýšená inhibice enzymové aktivity AChE i když mortalita žížal byla minimální (0-13%). Inhibice AChE aktivity byla pozorována u všech odebraných vzorků sedimentů v rozsahu 7,99-16,63 nmol.min⁻¹.mg⁻¹. U odebraných vzorků půdy z břehu koryta nebyla ve většině případů inhibice detekována. Výjimku tvořil vzorek půdy z břehové linie řeky Porubky, kde byla zaznamenána inhibice 30,6 nmol.min⁻¹.mg⁻¹.

Tabulka 3: Výsledky stanovení akutní toxicity a inhibice AChE na vybraných lokalitách severní Moravy.

Profil	ACHE [nmol.min ⁻¹ .mg ⁻¹]	Mortalita [%]
Porubka-břeh	30,60	0
Porubka-sediment	16,19	0
Velká-břeh	64,99	5
Velká-sediment	7,99	3
Opusta-břeh	107,81	10
Opusta-sediment	15,87	13
Heraltický potok-břeh	48,27	0
Heraltický potok-sediment	16,63	0
Husí potok-sediment	14,57	3
Kontrola	69,97	0

Pozn. Tučně jsou uvedeny pozitivní výsledky

Hodnoty AChE a mortality zjištěné u vzorků Lužické Nisy jsou zpracovány v tab. 4. Ve vzorcích dnových sedimentů a půdy odebrané v břehové části Lužické Nisy byla zaznamenána jen nepatrně zvýšená hodnota mortality u testovaných organismů v porovnání s kontrolou. Inhibice enzymové aktivity AChE byla detekována u všech analyzovaných vzorků. Ve srovnání s negativní kontrolou (72,35 nmol.min⁻¹.mg⁻¹) byly naměřené hodnoty u sledovaných vzorků velmi nízké (2,46-20,40 nmol.min⁻¹.mg⁻¹). Nejnižší hodnoty byly zjištěny na profilech Stráž, Chrastava a Hrádek (Obr. 1).

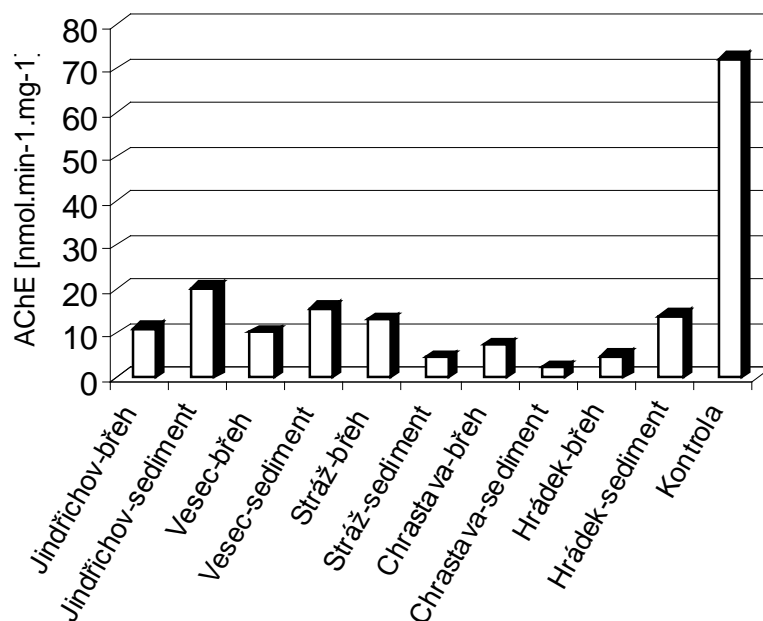
Tabulka 4: Výsledky akutní toxicity a stanovení AChE na vybraných lokalitách v severních Čechách.

Profil	Sušina [g]	Mortalita [%]	AChE [nmol.min ⁻¹ .mg ⁻¹]
Jindřichov-břeh	6,2	0	11,05
Jindřichov-sediment	5,4	0	20,40
Vesec-břeh	5,1	3	10,23
Vesec-sediment	6,5	10	15,61
Stráž-břeh	8,1	3	13,06
Stráž-sediment	6,6	0	4,59
Chrastava-břeh	7,8	7	7,47
Chrastava-sediment	6,4	3	2,46
Hrádek-břeh	8,1	7	4,92
Hrádek-sediment	7,6	0	13,94
Kontrola	7,3	0	72,35

Pozn. Tučně jsou uvedeny pozitivní výsledky

Z toků hodnocených na severní Moravě byla nejvíce problémová řeka Jičinka. Sedimenty odebrané ze dna Jičinky pod Kunínem vykazovaly opakovaně přítomnost látek, které působily negativně na zvolené indikátorové organismy. Vzorky půdy z přilehlých polí vykazovaly zatížení toxickými látkami v závislosti na aplikaci pesticidů na tyto zemědělsky obdělávané plochy.

Sedimenty z řeky Luhy lze na základě dosažených výsledků hodnotit jako velmi zatížené látkami inhibujícími acetylcholinesterázovou aktivitu. Vzhledem k tomu, že výsledky testů toxicity provedených na vzorcích zeminy z břehové části toku a přilehlého pole byly opakovaně negativní, lze konstatovat, že v dané lokalitě se látky typu organofosfátů či karbamátů nepoužívají a v sedimentech došlo ke kumulaci toxických látek po aplikaci v minulosti.



Obr. 1: Srovnání hodnoty AChE u vzorků na vybraných lokalitách v severních Čechách.

Řeka Hvozdnice byla sledována také opakovaně a zatížení tohoto toku je zřejmě velmi nízké. Pouze v jednom případě zde byla stanovena snížená hodnota AChE u vzorků dnových sedimentů (červen 2010) a rovněž mortalita žízála v testu akutní toxicity byla u tohoto vzorku zvýšena (27%). Tuto skutečnost lze vysvětlit pravděpodobně nerovnoměrnou distribucí cizorodých látek v dnovém sedimentu.

Sledování na dalších vytipovaných tocích - Porubka, Velká, Opusta, Heraltický potok a Husí potok potvrdily skutečnost, že drobné vodní toky protékající zemědělsky obdělávanými oblastmi jsou velmi zatížené používáním pesticidů. Tyto látky po aplikaci na určené plochy jsou smývány deštěm do přilehlých vodních útvarů, kde dochází k jejich kumulaci v dnových sedimentech. I když vykazovaná mortalita ve standardních testech akutní toxicity byla relativně nízká (maximální hodnota byla 37%), na úrovni enzymatické však byl pozorován velmi silný negativní účinek.

Hodnocení vybraných vzorků na Lužické Nise bylo prováděno na základě provedení ichtyologického průzkumu v roce 2008, kdy bylo stanoveno negativní působení dosud nespecifikovaných disturbančních faktorů, v jejichž důsledku byla eliminována juvenilní část rybiho společenstva (Lojkásek 2008). Rovněž zde bylo zjištěno zvýšené riziko z hlediska možných genotoxických účinků (Soldán 2008). Proto bylo vytipováno 5 profilových míst, od pramene řeky (Jindřichov), profil nad (Vesec) a pod Libercem (Stráž nad Nisou), pod městem Chrastava (Chrastava) až po hraniční profil (Hrádek). Ve vzorcích sedimentů i půdy z břehové části toku byla stanovena velmi snížená hodnota enzymatické aktivity u indikátorových organismů, ukazující na přítomnost kovů, či organických látek typu organofosfátů, karbamátů apod.

Závěr

Hodnocení akutní toxicity říčních sedimentů a vzorků půdy bylo provedeno kontaktním testem na žízála *Eisenia foetida*. Pro detekování přítomnosti organofosfátů v odebraných vzorcích bylo využito stanovení inhibice produkce enzymu acetylcholinesterázy.

Celkem bylo analyzováno 28 vzorků odebraných na 9 tocích v povodí řeky Odry. Konkrétně se jednalo o tyto vodní toky v severomoravské části povodí řeky Odry: Luha, Jičinka, Hvozdnice,

Heraltický potok, Husí potok, Velká, Porubka a Opusta. Rovněž byla hodnocena na 5 profilech Lužická Nisa v severočeské části povodí řeky Odry.

Mortalita zkušebních organismů se pohybovala v rozsahu 0 až 37 %. Prokazatelná inhibice enzymové aktivity acetylcholinesterázy byla zjištěna ve všech vzorcích dnových sedimentů, a to v rozsahu 0,83-36,58 nmol.min⁻¹.mg⁻¹. Snížená hodnota enzymové aktivity byla rovněž detekovaná u žížal exponovaných vzorky půdy z břehové linie toků Jičínka, Porubka a Lužická Nisa.

Na základě dosažených výsledků lze konstatovat, že u sledovaných sedimentů a rovněž některých půdních vzorků z břehové části toků, byla prokázána kontaminace látkami inhibujícími aktivitu enzymu acetylcholinesterázy. Vzhledem k lokalitě odebraných vzorků lze předpokládat, že se jedná o vliv organofosfátových pesticidů.

Poděkování

Studie vznikla za podpory projektu VaV SP/2E7/08 Identifikace antropogenních tlaků v české části mezinárodního povodí řeky Odry.

Literatura

- Arnaud, C., Saint-Denis, M., Narbonne, J.F., Soler, P., Ribera, D. (2000): Influences of different standardised test methods on biochemical response in the earthworm *Eisenia foetida andrei*. *Soil Biology and Biochemistry*, 32, 67-73.
- Castellanos, L.R., Hernandez, J.C.S. (2007): Earthworm biomarkers of pesticide contamination: Current status and perspectives. *Journal of Pesticide Science* 32: 360-371.
- Ellman, G.L.K., Courtenay, K.D. Valentino, A.J., Featherstone, E.M. (1961): A new rapid colorimetric determination of acetylcholinesterase activity. *Bioche. Pharmacol.* 7: 88-95.
- Förstner, Salomons (2010): Sediment research, management and policy. *J Soils Sediments*, 10:1440-1452.
- Hilschnerová, K., Šimková, K. (2004): Využití biochemických odpovědí v akvatických organismech pro hodnocení jejich toxického zatížení. In: Kočí V., Maršálek B., Tlustá P. (Edit): Sborník referátů z konference Ekotoxikologické biotesty 4, 15. 17.září 2004 Chrudim, Česká republika, 47-52.
- Jeon, J., Kretschmann, A., Escher, B. I., Hollender, J. (2013): Characterization of acetylcholinesterase inhibition and energy allocation in *Daphnia magna* exposed to carbaryl. *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 98, 28-35.
- Knoepp, J.D., Coleman, D.C., Crossley, D.A., Clark J.S. (2000): Biological indices of soil quality: an ecosystem case study of their use. *Forest Ecol Manag* 138, 357-368.
- Lojkásek, B. (2008): Identifikace antropogenních tlaků v české části mezinárodního povodí řeky Odry. Projekt SP/2E7/08.
- OECD (1984): Guideline for Testing of Chemicals No. 207. Earthworm, acute toxicity tests.
- Rao, J.V., Pavan, Y.S., Madhavendra, S.S. (2003): Toxic effects of chlorpyrifos on morphology and acetylcholinesterase activity in the earthworm, *Eisenia foetida*. *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 54, 30-37.
- Rault, M., Collange, B., Mazzia, CH., Capowirz, Y. (2008): Dynamics of acetylcholinesterase activity recovery in two earthworm species following exposure to ethyl-parathion. *Soil biology and biochemistry* 40: 3086-3091.
- Soldán, P. (2008): Identifikace antropogenních tlaků v české části mezinárodního povodí řeky Odry. Projekt SP/2E7/08.
- Stronkhort J., Schot, M.E., Dubbeldam M. C., and Ho, K. T (2003): A toxicity identification evaluation of silty marine harbor sediments to characterize persistent and non-persistent constituents. *Marine Pollution Bulletin* 46(1): 56-64.
- Walker, C.H., Hopkin, S.P., Sibly, R.M., Peakall, D.B. (2006): Principles of Ecotoxicology, hird edition. CRC Press, 344 pp. ISBN 0-8493-3635-X.

Meranie rýchlostného profilu v laboratórnom žlabe

Radoslav Schügerl¹⁾, Yveta Velísková¹⁾, Renáta Dulovičová¹⁾, Zdeněk Chára²⁾

¹⁾Ústav hydrológie, SAV, Račianská 75, 831 02 Bratislava, SR; mailto: schugerl@uh.savba.sk

²⁾Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Pod Pařankou 5, 166 12 Praha 6, CR; mailto: chara@ih.cas.cz

Abstrakt

V článku sú prezentované výsledky merania rýchlostného profilu v obdĺžnikovom koryte použitím ADV (Acoustic Doppler Velocimetry) metódy a zaznamenané hodnoty prietoku. Merania sa vykonávali v Ústave pre hydrodynamiku AV ČR Praha v laboratórnom žlabe obdĺžnikového prierezu (rozmery 0,4 x 0,4 m) a dĺžky 25 metrov. Na meranie rýchlostného profilu bola použitá trojrozmerná ultrazvuková sonda ADV prístroja FlowTracker (SonTek/YSI). Do žlabu bola umiestnená drevená prekážka známych rozmerov, ktorá modifikovala prúdenie vody v horizontálnom aj vertikálnom smere. V laboratórnom žlabe bol meraný rýchlostný profil nenarušený prekážkou a následne profil za prekážkou. Rýchlostný profil sa zaznamenával v tzv. „General mode operation“, kde sú merané a zapísané všetky tri zložky rýchlosti v meranom bode. Obsahom tohto článku sú zmeny týchto rýchlostných zložiek a vplyv hodnôt meraného prietoku na túto rýchlostnú zložku v_x .

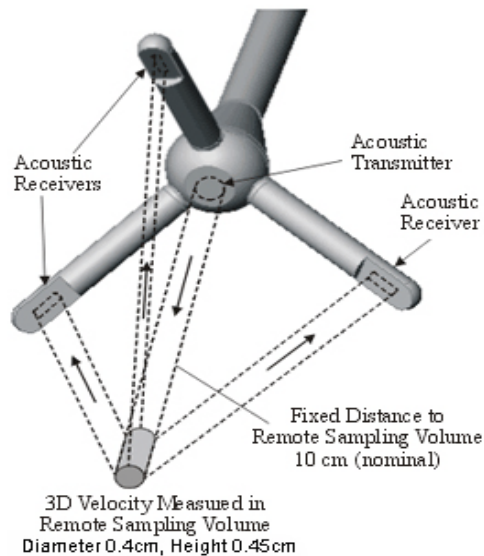
Kľúčové slová: rýchlostný profil, ADV, obdĺžnikový tvar koryta, prúdenie s voľnou hladinou, prietok

Úvod

Kvapalina vo všeobecnosti prúdi dvoma kvantitatívne odlišnými režimami pohybu, a to laminárnym a turbulentným. Pohyb, pri ktorom častice postupujú v plynulých, navzájom súbežných, nepretínajúcich sa dráhach (vo vrstvách), pričom okamžité bodové rýchlosti tohto pohybu sú v čase konštantné, nazývame laminárny pohyb. Takéto prúdenie sa vyskytuje zväčša v podzemných vodách, vo zvodnených vrstvách. V prirodzených korytách tokov sa vyskytuje zvyčajne turbulentné prúdenie. O turbulentnom prúdení môžeme uvažovať aj v prípade otvoreného laboratórneho žlabu, v ktorom sme vykonávali rýchlostné skúšky. Je to pohyb pri ktorom vektor okamžitej bodovej rýchlosti pulzuje čo do smeru aj veľkosti okolo určitej, časovo strednej hodnoty, pričom tieto pulzácie vyvolávajú premiešanie častíc prúdu. Pri turbulentnom pohybe dochádza ku križovaniu dráh jednotlivých častíc kvapaliny. Tento jav označujeme ako difúziu. Veľkosť turbulencie závisí od drsnosti a geometrie koryta, sklonu a rýchlosti prúdenia (Mäsiar, Kamenský, 1984).

Existuje veľké množstvo rôznych experimentálnych metód na stanovenie prúdových charakteristík – rýchlostných profilov. Výber metód je rozsiahlejší pre použitie v laboratórnych podmienkach (Pu, 2012; Yochum et al., 2012). Metódy ktoré by sa dali účinne využiť zároveň aj v terénnych podmienkach je už menej. Hlavným problémom je ich nižšia presnosť a možnosť (Chára, Matoušek, 2010). Poznáme rôzne metódy na určovanie rýchlostných profilov v laboratórnych podmienkach (Mrutyunjay et al., 2011). Najvýhodnejšie je v tomto prípade aplikovať metódy na princípe ultrazvukového odrazu, ktoré sú založené na tzv. Dopplerovom efekte. Táto metóda umožňuje aj v terénnych podmienkach merať všetky tri zložky rýchlosti v meranom bode (objeme).

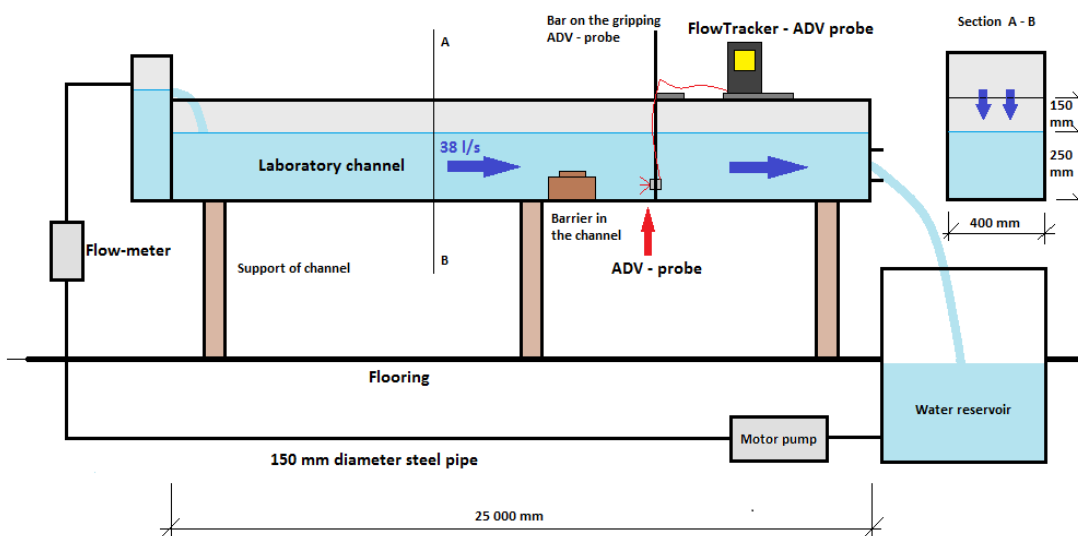
Princíp tejto metódy spočíva v tom, že ultrazvukový impulz s danou frekvenciou je vysielaný vysielateľom do určitej vzdialenosti (Velísková et al., 2012). V dôsledku odrazu od pohybujúcich sa častíc je frekvencia impulzu zmenená a následne snímaná prijímačmi. Zmena frekvencie potom indikuje zmenu rýchlosti v meranom bode / objeme. Geometria prijímačov môže byť rôzna, a to aj v závislosti na tom, či ide o 2D alebo 3D sondu. V našom prípade bola použitá 3D sonda s dvoma prijímačmi tvoriacimi jednu rovinu a s tretím umiestneným nad touto rovinou – ten určuje potom zvislú zložku rýchlosti (obr. 1).



Obr. 1: ADV sonda (3D) prístroja FlowTracker s naznačenými vysielacími a prijímacími signálmi.

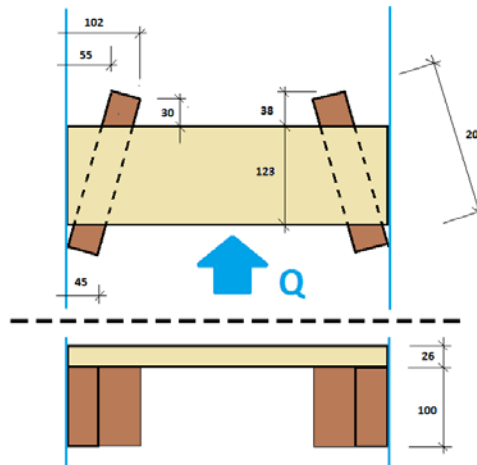
Metodika merania

Merania prebiehali v laboratórnom žlabu Ústavu pro hydrodynamiku AVČR s obdĺžnikovým pričným prierezom. Šírka žlabu bola 400 mm, dĺžka približne 25 000 mm a počas merania bola udržiavaná výška hladiny 240 mm (kolísanie od 230 do 250 mm) a prietok na hodnote 38 l/s. Prietok počas merania osciloval v rozmedzí približne 0,2 l/s. Ilustračná schéma laboratórneho žlabu je na obrázku č. 2, kde je znázornený obeh vody pri samotnom meraní. Na obrázku je vidieť vodnú nádrž z ktorej čerpadlo prečerpáva vodu do prečerpávacieho potrubia priemeru 150 mm, umiestnenie prietokomeru na konci prečerpávacieho potrubia z ktorého sa voda vylieva do samotného laboratórneho žlabu, drevenej prekážky umiestnenej na dne žlabu a ADV sondy prístroja FlowTracker. Na konci žlabu voda tečie do vodnej nádrže. Konštrukcia laboratórneho žlabu umožňuje aj aplikáciu určitého náklonu, avšak my sme pri meraniach používali horizontálne nastavenie žlabu.



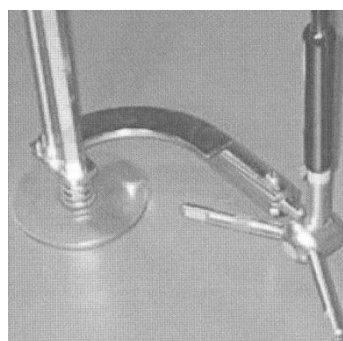
Obr. 2: Názorná schéma laboratórneho žlabu.

Cieľom merania bolo otestovať možnosti sondy v „general mode“, preto bolo meranie vykonávané prvotne v profile, v ktorom prúdenie nebolo ničím narušené – čiže bez akejkoľvek prekážky. V druhej fáze sme do laboratórneho žlabu umiestnili drevenú prekážku, ktorá menila podmienky prúdenia v horizontálnom aj vertikálnom smere. Koštrukcia prekážky pozostávala z troch drevených hranolov, ktorých rozmiestnenie je vidieť na obrázku č. 3. Na obrázku je zakreslený pôdorys prekážky a náhľad v smere prúdenia v laboratórnom žlabu.



Obr. 3: Pôdorys a pohľad na prekážku umiestnenej v laboratórnom žlabu.

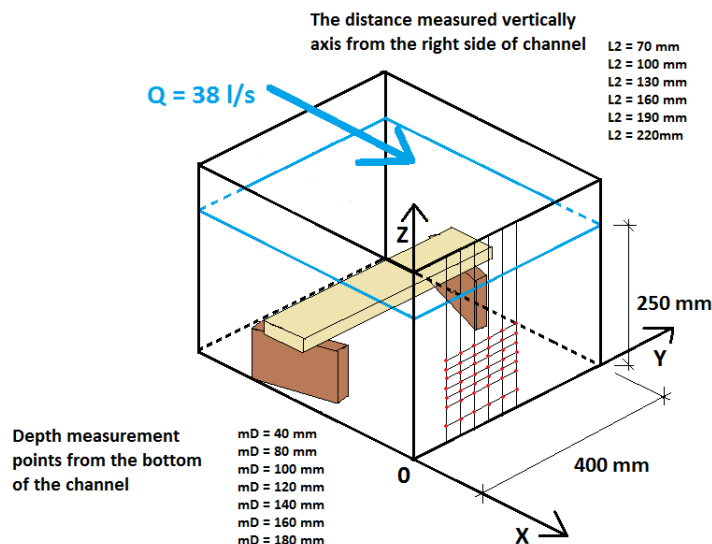
Spodné hranoly boli uložené šikmo pod uhlom 30° voči smeru prúdenia vody v žlabu. Rozmery spodných hranolov mali rozmery 50 x 100 x 200 mm (šírka x výška x dĺžka). Na tieto hranoly sme položili a upevnili kolmo na smer prúdenia vrchný hranol s rozmermi 26 x 123 x 400 mm (výška x šírka x dĺžka). Za touto koštrukciou boli potom merané rýchlosti v rôznych bodoch profilu vo vzdialenosti 170 mm od prekážky – vzdialenosť L_2 . Nakoľko je ADV sonda primárne určená na meranie v terénnych podmienkach, tak jej koštrukcia je značne robustná. Z tohoto hľadiska sa jej použitie v laboratórnom žlabu javí ako dosť problematické, nakoľko koštrukcia sondy nám neumožnila meranie bodových rýchlostí vo zvisliciach blízko stien žlabu. Minimálna vzdialenosť meranej zvislice od pravej strany steny žlabu má preto hodnotu 70 mm. Na ľavej strane steny žlabu nebolo možné v takejto vzdialenosti merať bodové rýchlosti, nakoľko to koštrukcia ADV sondy neumožňovala (obr. 4). Z tohto dôvodu bola najbližšia zvislica meraná vo vzdialenosti 180 mm od ľavej strany steny žlabu.



Obr. 4: Koštrukcia nosného sútyčia ADV sondy.

Počas vykonávania meraní rýchlostných zložiek bola ADV sonda pootočená o 90° voči smeru prúdenia v laboratórnom žlabu. Pootočenie nám umožnilo lepšie využitie koštrukcie sondy z hľadiska meraní na jednotlivých zvisliciach. Túto skutočnosť sme museli zohľadniť pri vyhodnocovaní meraní (zámena osí X a Y).

Rýchlostné zložky sa merali na jednom profile bez umiestnenej prekážky a následne na profile za umiestnenou drevenou prekážkou. Rýchlosti boli merané v jednotlivých zvisliciach. Tieto zvislice boli vo vzdialenostiach 70, 100, 130, 160, 190 a 220 mm od pravej strany steny žlabu (vzdialenosti $L2$). Vo všetkých zvisliciach boli v určitých bodoch merané rýchlostné zložky v_x , v_y , v_z . Výška bodov na zvisliciach bola 40, 80, 100, 120, 140, 160 a 180 mm odo dna laboratórneho žlabu (vzdialenosti mD). Rozmiestnenie zvislíc a meraných bodov na zvisliciach bolo totožné v profile bez umiestnenej prekážky, ako aj v profile za umiestnenou prekážkou. Na obrázku č. 5 je vidieť rozmiestnenie meraných bodov rýchlostných zložiek v profile za umiestnenou prekážkou (červená farba meraných bodov).



Obr. 5: Rozmiestnenie meraných bodov rýchlostných zložiek v profile za prekážkou.

Čas merania (t) v jednotlivých bodoch sme stanovili na 900 sekúnd pre profil bez umiestnenej prekážky. Následne sme z časových dôvodov pristúpili na skrátenie dĺžky merania v jednotlivých bodoch na 300 sekúnd pre profil za umiestnenou prekážkou. V budúcnosti bude potrebné uskutočniť tieto experimenty s voľbou ešte dlhšieho časového intervalu merania v jednom bode na 600 alebo 900 sekúnd – pre profil za umiestnenou prekážkou. Je to nevyhnutné pre analýzu vplyvu časového intervalu na výpovednosť nameranej hodnoty.

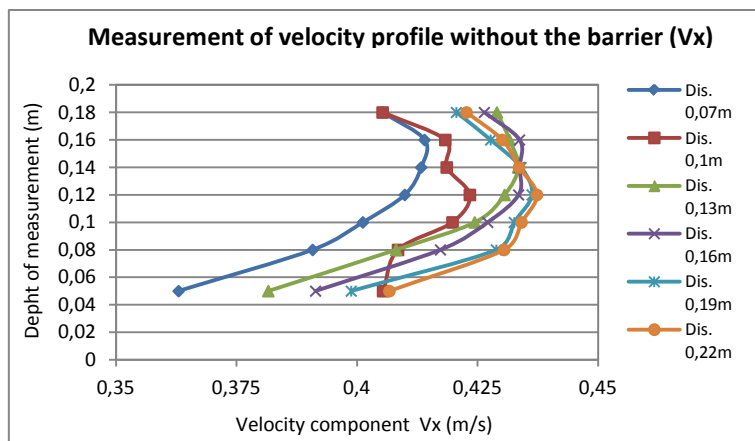
Ďalším aspektom vykonávaných skúšok bolo vyhotovenie záznamu prietoku počas merania zložiek rýchlosti v_x v stanovených bodoch v profile za prekážkou.

Výsledky

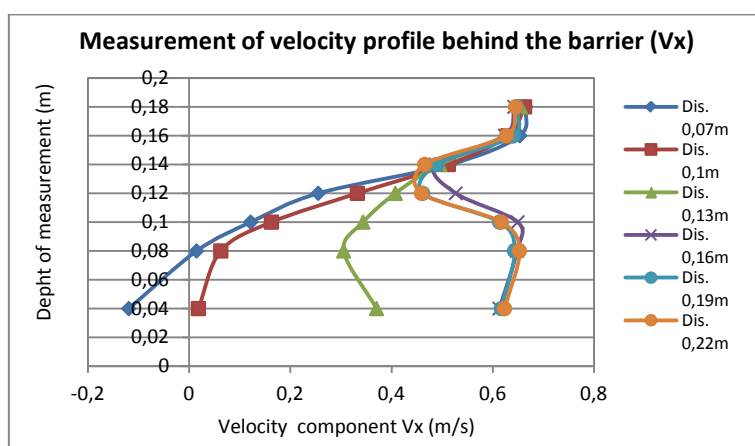
Výsledkom meraní je databáza v_x , v_y , v_z zložiek vo zvolených bodoch, z rozmiestnenia ktorých je možné určiť rýchlostné profily jednotlivých zložiek alebo výslednice týchto troch zložiek rýchlosti.

Na obrázkoch 6 a 7 (profil bez prekážky, profil za prekážkou) sú vykreslené priebehy rýchlostnej zložky v_x v jednotlivých bodoch na zvisliciach meraných profilov.

V prípade profilu bez prekážky má priebeh nameraných hodnôt tejto zložky rýchlosti v jednotlivých zvisliciach ustálený charakter. Hodnoty rýchlostí stupajú odo dna žlabu smerom k strednej časti, aby následne hodnoty rýchlostí poklesli tesne pod hladinou (obr. 6). V profile za prekážkou (obr. 7) dochádza k deformácii rozdelenia zložky v_x v hĺbke 0,12 m, čo je dané vplyvom prekážky vysokej 126 mm. Dve zvislice od pravej strany žlabu vykazujú pri dne takmer nulovú, resp. zápornú hodnotu rýchlostnej zložky v_x . Je to spôsobené zvislou časťou prekážky v žlabe.

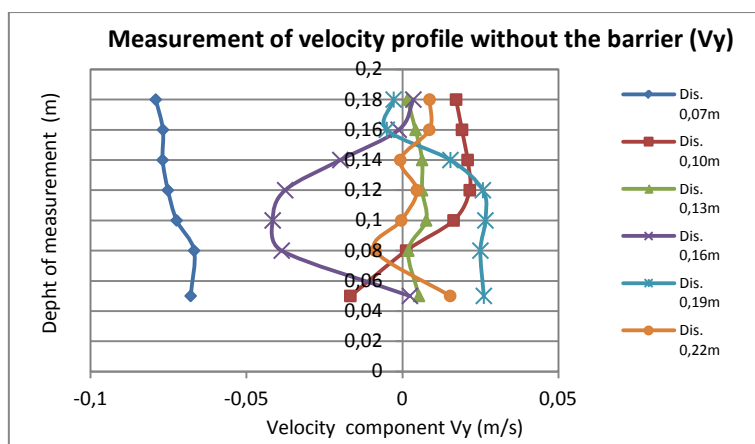


Obr. 6: Meranie rýchlostnej zložky v_x v profile bez prekážky.

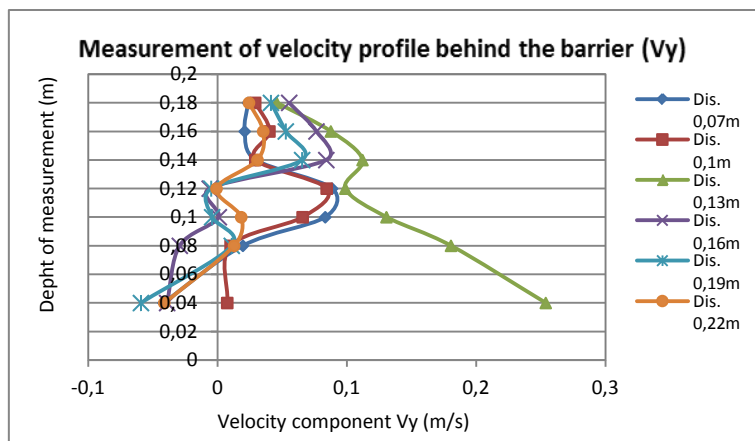


Obr. 7: Meranie rýchlostnej zložky v_x v profile za prekážkou.

V prípade rýchlostnej zložky v_y (obr. 8 a obr. 9) je situácia nasledovná: v profile bez prekážky (obr. 8) je priebeh zložky v_y v jednotlivých zvisliciach po šírke toku relatívne ustálený a oscilujúci okolo nulovej hodnoty. Na grafoch sú zaznamenané aj záporné hodnoty. Znamená to osciláciu častíc prúdu okolo osi y (tzn. osciláciu od pravej strany žlabu k ľavej a naopak). V profile za prekážkou (obr. 9) výsledky merania ukazujú určité rozkolísanie tejto zložky rýchlosti. Je to dôsledok vplyvu usmernenia prúdenia vloženou konštrukciou. Prekážka v žlabe premiestňuje prúd z celej šírky žlabu do jeho strednej časti.

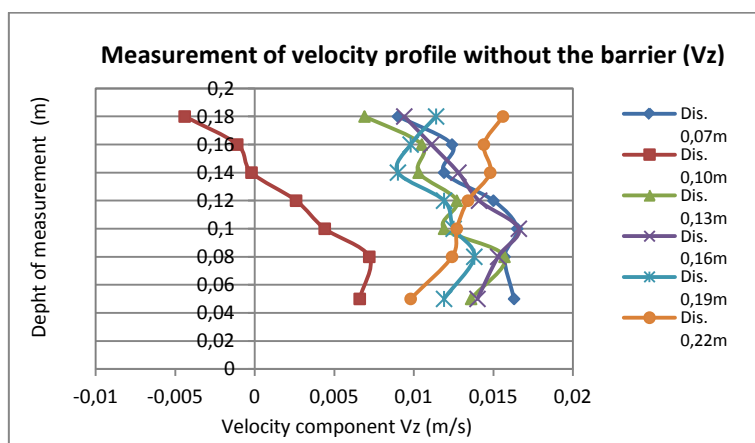


Obr. 8: Meranie rýchlostnej zložky v_y v profile bez prekážky.

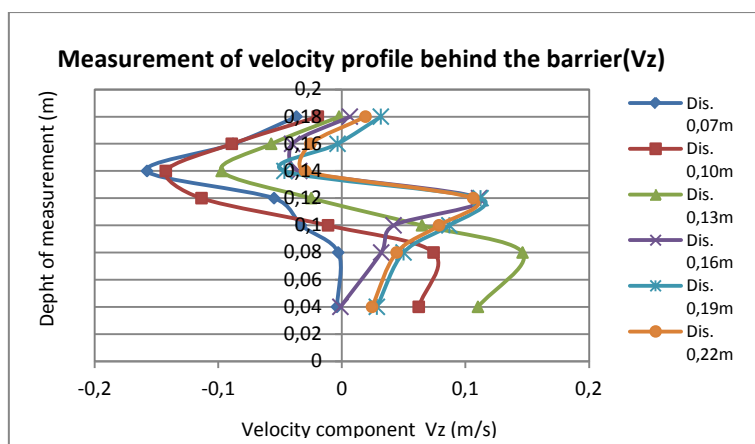


Obr. 9 Meranie rýchlostnej zložky v_y v profile za prekážkou.

Poslednou meranou hodnotou je rýchlostná zložka v_z (obr. 10 a obr. 11). V profile bez prekážky (obr. 10) je priebeh zložky v_z v jednotlivých zvisliciach po šírke toku relatívne ustálený (na grafe je viditeľná centrálna časť profilu) okrem zvislice vo vzdialenosti 0,10 m od pravej strany žlabu. V profile za prekážkou (obr. 11) výsledky merania ukazujú mierne rozkolísanie tejto zložky rýchlosti. Je to dôsledok vplyvu usmernenia prúdenia vloženou konštrukciou (horizontálnou časťou vo výške 0,10 až 0,126 m). Prekážka v žlabe premiestňuje prúd nad a pod horizontálnu časť prekážky.



Obr. 10: Meranie rýchlostnej zložky v_z v profile bez prekážky.



Obr. 11: Meranie rýchlostnej zložky v_z v profile za prekážkou.

Počas merania sme taktiež zaznamenávali hodnoty prietoku. Tieto hodnoty neboli konštantné, počas jednotlivých meraní sa pohybovali v určitom diapazóne. V tabulke 1 je súhrn priemerných hodnôt a mediánov prietokov v jednotlivých meraných bodoch v profile za prekážkou. Na základe rozdielov hodnôt prietokov na trendových čiarach a hodnôt rýchlostí v_x na trendových čiarach sme porovnali veľkosť zmeny vplyvu prietoku na rýchlostnú zložku v_x . Pri vyhodnotení sme použili polynomicke trendové čiary druhého stupňa. V tabulke 2 je zaznamenaná vzájomná kompatibilita, resp. nekompatibilita priebehu hodnôt prietokov a rýchlostí v_x na meraných zvisliciach ($L2$) vo všetkých meraných hĺbkach mD . Kompatibilita priebehu hodnôt prietokov a rýchlostí v_x je označená písmenami OK, tzn. že tvar polynomickej krivky druhého stupňa prietoku a rýchlostnej zložky v_x je zhodný. Nekompatibilita je označená písmenom N.

Tab. 1: Súhrn priemerných hodnôt a mediánov prietokov v jednotlivých meraných bodoch v profile za prekážkou.

Zvislica $L2$ (m)	Hĺbka mD (m)	Priemerná hodnota prietoku Q (m/s^3)	Hodnota mediánu prietoku Q (m/s^3)	Zvislica $L2$ (m)	Hĺbka mD (m)	Priemerná hodnota prietoku Q (m/s^3)	Hodnota mediánu prietoku Q (m/s^3)
$L2=0,07$	0,04	39,704	39,699	$L2=0,16$	0,18	39,742	39,759
	0,08	39,702	39,699		0,16	39,726	39,743
	0,10	39,686	39,695		0,14	39,692	39,718
	0,12	39,705	39,710		0,12	39,634	39,637
	0,14	39,731	39,739		0,10	39,635	39,643
	0,16	39,665	39,672		0,08	39,622	39,628
	0,18	39,677	39,683		0,04	39,661	39,682
$L2=0,10$	0,18	39,659	39,662	$L2=0,19$	0,04	39,607	39,616
	0,16	39,644	39,655		0,08	39,526	39,531
	0,14	39,608	39,628		0,10	39,540	39,551
	0,12	39,576	39,585		0,12	39,478	39,516
	0,10	39,567	39,579		0,14	39,398	39,416
	0,08	39,616	39,635		0,16	39,451	39,476
	0,04	39,656	39,668		0,18	39,391	39,397
$L2=0,13$	0,04	39,657	39,670	$L2=0,22$	0,18	39,435	39,443
	0,08	39,613	39,630		0,16	39,390	39,412
	0,10	39,651	39,672		0,14	39,482	39,497
	0,12	39,668	39,670		0,12	39,412	39,424
	0,14	39,652	39,660		0,10	39,415	39,425
	0,16	39,732	39,741		0,08	39,407	39,420
	0,18	39,724	39,728		0,04	39,448	39,464

Tab. 2: Vzájomná kompatibilita, resp. nekompatibilita priebehu hodnôt prietokov a rýchlostí v_x .

Meraná hĺbka	Meraná zvislica					
	L2= 0,07m	L2= 0,10m	L2= 0,12m	L2= 0,14m	L2= 0,16m	L2= 0,18m
mD = 0,18m	N	OK	OK	OK	OK	OK
mD = 0,16m	N	OK	OK	OK	N	OK
mD = 0,14m	N	OK	OK	N	OK	OK
mD = 0,12m	OK	OK	N	N	OK	N
mD = 0,10m	OK	N	OK	OK	OK	OK
mD = 0,08m	N	N	OK	OK	OK	OK
mD = 0,04m	OK	OK	N	OK	OK	OK

Záver

Výsledky meraní preukázali zaujímavé skutočnosti. Výsledky merania potvrdili vhodnosť a aplikovateľnosť metódy ADV reprezentovanej prístrojom FlowTracker pri určovaní prúdových charakteristík v otvorenom toku. Táto metóda ako jedna z mála umožňuje získať hodnoty zložiek rýchlostí v ľubovoľnom bode toku priamo v teréne. Výhodou je aj možnosť voľby umiestnenia a hustoty meraných bodov v toku, resp. v meranej oblasti.

Pokiaľ sa jedná o vplyv zmeny prietoku na rýchlostnú zložku v_x , zmerané a vyhodnotené údaje naznačujú pomerne vysokú pravdepodobnosť (71,42 %) ovplyvnenia rýchlosti prietokom (tab. 2). Druhým faktorom je vplyv prekážky umiestnenej v laboratórnom žlabe. Prekážka významným spôsobom ovplyvňuje hodnoty rýchlostných zložiek v_x , v_y , v_z .

Podakovanie

This work was supported by the Science Granting Agency under the contract No. VEGA-2/0123/11 and Slovak Research and Development Agency No. APVV-0274-10.

Literatúra

- Chára, Z., Matoušek, V., 2010: Comparative study of ADV and LDA measuring techniques. 6th International Symposium on Ultrasonic Doppler Methods for Fluid Mechanics and Fluid Engineering, Prague, 2010, p. 33 – 36.
- Mäsiar, E., Kamenský, J., 1983: Hydraulika podzemných vôd. SvF, SVŠT, Bratislava, 1983, 340 p.
- Mrutyunjay, S., Srijita, J., Sonu, A., Mohapatra, S. S., 2011: Point Form Velocity Prediction in Meandering Open Channel using Artificial Neural Network. In: 2nd International Conference on Environmental Science and Technology, Singapore, 2011, p. 209 – 212.
- Pu, J. H., 2012: Universal Velocity Distribution for Smooth and Rough Open Channel Flows. Journal of Applied Fluid Mechanics, Vol. 6, No. 3, p. 413 – 423. ISSN 1735-3572.
- Velísková, Y., Dulovičová, R., Bara, M., Chára, Z., 2012: Testovanie ADV sondy pri meraní zmeny rýchlostného profilu za prekážkou. Acta Hydrologica Slovaca, Vol. 13, No. 2, 2012, Bratislava, p. 423 – 429. ISSN 1335-6291.
- Yochum, E. S., Bledsoe, B. P., David, C. L. G., Wohl, E., 2012: Velocity prediction in high – gradient channels. Journal of Hydrology, Vol. 424 – 425, 2015, p. 84 – 98.

Experimentální sledování a numerické modelování podpovrchového odtoku po zhutnělé podorniční vrstvě

Luděk Strouhal, David Zumr, Václav David, Petr Kavka

ČVUT v Praze, FSv, Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

Abstrakt

Na experimentální ploše v povodí Býkovického potoka byl proveden infiltrační experiment pomocí dešťového simulátoru. Cílem bylo testování platnosti konceptuálního modelu vzniku rychlého odtoku v povodí. Na orné půdě v dotčené lokalitě byla v předchozích výzkumech identifikována zhutnělá podorniční vrstva půdy, která může významně přispívat ke vzniku podpovrchového odtoku i při nízkých intenzitách srážky. S pomocí mobilního dešťového simulátoru byla část svahu bez vegetace o ploše 16 m² vystavena umělé srážce s přibližnou intenzitou 23 mm/hod, která generovala zanedbatelný povrchový odtok. V 80 cm hlubokém zářezu pod zadešťovaným svahem byl zachycován a měřen odtok vzniklý exfiltrací z obdělávaného svrchního horizontu. Vznik hypodermického odtoku na rozhraní zhutnělého horizontu a ornice byl zaznamenán již 19 min od začátku simulace a po projevení několika preferenčních drah stále narůstal. Experiment byl předčasně ukončen 78 min po začátku simulace zhroucením výronové stěny zářezu. Naměřená data průběhu podpovrchového odtoku a vlhkostí v různých hloubkách půdního profilu byly následně využity pro numerické modelování infiltrace. Tento článek diskutuje výsledky z polního experimentu i matematické simulace.

Klíčová slova: hypodermický odtok, infiltrační experiment, zhutnělé podorničí, dešťový simulátor

Úvod

Znalost formování odtoku vody z povodí je významná zejména kvůli problematice povodňových jevů, sucha a využívání vodních zdrojů. Význam podrobného studia tohoto procesu dále roste kvůli předpokládané změně v rozložení srážek v souvislosti s předpokládanou klimatickou změnou. V klimatických podmínkách České republiky se očekává vyšší výskyt extrémních srážkových událostí střídaných delšími a častějšími periodami sucha s významným dopadem na zemědělství (Faloon a Betts, 2010; Olesen a Bindí, 2002; Olesen et al., 2011; Redisma et al., 2010), proto je důležité uvažovat krajinu a zejména půdu s ohledem na jejich retenční kapacitu. Kromě celkové retenční kapacity půdy jsou podstatné i její další vlastnosti, které mají vliv na tvorbu přímého odtoku.

Velký význam je přikládán především podpovrchovému proudění v nenasycené zóně. V tomto ohledu je nejčastěji diskutováno preferenční proudění (Beven, German, 1982) nebo proudění po zhutnělé podorniční vrstvě. Podrobně se procesem podpovrchového proudění při přívalových událostech zabývá Weiler et al. (2005), aplikaci širokého spektra dat pro popis proudění v nenasycené zóně uvádí například Scanlon a Goldsmith (1997). Zatímco v případě výstavby nových nádrží nebo obnovy zaniklých (David et al., 2013) je posouzení retence relativně snadnou záležitostí, v případě půdy tomu tak zdaleka není. Z uvedeného vyplývá potřeba podrobného studia průběhu odtoku vody z povodí, jelikož na základě podrobnějších znalostí tohoto procesu a zejména na základě procesů dílčích lze lépe využít retenční potenciál krajiny jako celku i jejích jednotlivých složek.

Pro popis procesu formování odtoku z povodí je používáno široké spektrum metod. Ty zahrnují jak nástroje pro podrobný popis povrchového i podpovrchového proudění, tak nástroje mnohem jednodušší založené na empirických vzorcích. Zatímco první skupina představuje podrobné fyzikální modely, druhá zahrnuje modely konceptuální a empirické, obsahující významná zjednodušení. V prvním případě jsou k popisu formování odtoku aplikovány základní fyzikální rovnice pohybu kapalin. Pro popis proudění po povrchu je využívána Manningova rovnice ve tvaru pro dva směry, k popisu proudění pod povrchem v obecném směru pak nejčastěji Richardsova rovnice. Komplexní modely zahrnují například aparát pro popis intercepce a evapotranspirace. Modelové prostředky

popisující srážko-odtokový proces pomocí těchto konceptů jsou zpravidla modulární a umožňují volbu i mezi více typy rovnic. Příkladem takového nástroje je model GSSHA (Downer, Ogden, 2004), jehož aplikace je detailně testována na pracovišti autorů tohoto příspěvku na základě podrobných experimentálně získaných dat (Davidová, David, 2013). Nástroje tohoto typu jsou velmi náročné na vstupní data i na hodnoty vstupních parametrů. Na opačném pólu spektra nástrojů pro popis srážko-odtokových vztahů v povodí se nachází konceptuální a empirické epizodní metody a modely, které často úplně zanedbávají podpovrchové proudění a infiltrovanou vodu chápou jako ztrátu a pro další odtok ji vůbec neuvažují. Příkladem může být metoda SCS-CN (Mishra, Singh, 2003).

Studium podpovrchového proudění je důležité i s ohledem na oprávněnost využití jednodušších nástrojů pro popis srážko-odtokového procesu a pro zhodnocení nejistoty výsledků dosažených jejich aplikací. Experimentální výzkum podpovrchového proudění je celosvětově prováděn již dlouhou dobu a různými způsoby. Proudění v nenasycené zóně je při experimentech pozorováno jak pomocí metod přímých, tak pomocí metod nepřímých, a to v měřítkách laboratorních, malých plošek (Flury et al., 1994) i celého svahu či malého povodí (Dušek et al., 2012).

Výzkum prezentovaný v tomto příspěvku byl realizován v kontextu další výzkumné činnosti prováděné v ploše povodí Býkovického potoka a na experimentálním povodí Nučice. Ta je zaměřena zejména na modelové posuzování srážko-odtokových procesů a na hodnocení eroze (Davidová et al., 2011, Devátý et al., 2014), sledován je však i transport fosforu. Výsledky experimentu budou využity zejména pro potřeby kalibrace parametrů fyzikálně založených distribuovaných modelů. Pomocí nich byla dosud analyzována řada srážko-odtokových událostí v povodí a získané výsledky poukázaly na významný vliv hypodermického odtoku (Strouhal, David, 2013). Modelové poznatky podpořily průzkumy půdního profilu, při nichž bylo v hloubce kolem 15 – 25 cm často identifikováno zřetelné rozhraní mezi svrchním horizontem pravidelně kypřeným zemědělskou technikou, a hlubším, utuženým podorničím. Konceptuální model tvorby přímého odtoku z povodí předpokládá, že při srážkové události je infiltrace do půdního profilu limitována zhutnělou podorniční vrstvou. Na ní dochází k saturaci prostředí a zavěšená hladina pak díky sklonu svahu a půdních vrstev dává vzniknout podélnému hypodermickému odtoku po zhutnělém rozhraní. Infiltrace vertikálním směrem i podélný odtok mohou být navíc urychlovány preferenčními cestami. Při dostatečné délce nebo konvergenci svahu pak může zavěšená hladina vystoupat až k půdnímu povrchu a vytvořit podmínky pro povrchový odtok i v případě srážky s nízkou intenzitou.

Lokalita

Experiment prezentovaný v tomto příspěvku byl realizován na lokalitě v povodí Býkovického potoka, které je jedním z experimentálních výzkumných území provozovaných pracovištěm Katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství (dále KMHKI), FSv, ČVUT. Toto povodí se nachází 50 km JV od Prahy mezi Vlašimí a Benešovem. Jedná se o území intenzivně zemědělsky využívané s pouze malým zastoupením ploch trvalých travních porostů a lesů. Experimentální činnost je v této lokalitě provozována od roku 2005 (David, Koudelka, 2008), kdy byl zřízen měrný profil na toku a srážkoměrná stanice. Od té doby se značně rozšířilo jednak spektrum měřených veličin a jednak množství monitorovaných procesů. Měření jsou v současnosti krom srážkových a průtokových dat také teploty vody i vzduchu, vlhkost vzduchu, vlhkost a kapilární tlak půdy. V souvislosti s monitoringem erozního procesu je měřen povrchový odtok z ploch o celkové výměře 50 m² a s ním spojený odnos sedimentu. Tyto plochy jsou celkem tři a liší se vegetačním krytem a způsobem obdělávání. Mimo to jsou v povodí Býkovického potoka prováděny erozně-odtokové experimenty s využitím mobilního dešťového simulátoru, který byl vyvinut na pracovišti KMHKI a při polních experimentech je nasazován od roku 2012 (Kavka, et al., 2012). Cílem těchto experimentů je především posouzení vlivu vegetace na odtok a odnos půdních částic, výsledky lze částečně využít i pro potřeby analýzy infiltračního procesu a formování povrchového odtoku.

Metodika

Ověření výše uvedeného konceptuálního modelu vzniku přímého odtoku z povodí bylo provedeno ve dvou krocích. Prvním byl polní infiltrační experiment, jehož výsledky byly následně porovnány s výstupy numerického 1D modelu.

Infiltrační experiment byl proveden na části svahu pozemku orné půdy délky 8 m a sklonu 9 %, který byl vystaven umělé srážce s intenzitou pod prahem vzniku povrchového odtoku. Po zajištění vlhkých počátečních podmínek bylo předpokládáno rychlé nasycení profilu na zhutnělém podorničí a vznik hypodermického odtoku. Ten měl být zachycován v otevřeném zářezu pod zadešťovanou plochou. Pro simulaci srážky byl využit mobilní dešťový simulátor pracoviště KHMKI, který byl primárně zkonstruován pro simulaci přívalových srážek, sledování vzniku povrchového odtoku a s ním spojené půdní eroze. Pro účely sledování hypodermického odtoku muselo být uspořádání experimentu upraveno.

Dešťový simulátor KHMKI se skládá z rozložitelného ramene, které lze pomocí teleskopických nohou umístit do výšky až 2,6 m. Na něm jsou umístěny čtyři trysky typu FullJet s elektromagnetickými ventily. Pomocí řídicí jednotky lze ovládat dobu spínání trysek a tím měnit celkovou intenzitu simulované srážky. Zařízení bylo kalibrováno z hlediska prostorové rovnoměrnosti srážky (Bauer, et al., 2013) na ploše 8 x 2 m, která je v polních podmínkách ohraničena do země zatlučenými plechy cca 20 cm vysokými. Před začátkem každé simulace je ověřován průtok na tryskách, protože je však kvůli přestříkům částečně zadešťován i půdní povrch mimo plochu a část objemu se tak ztrácí, je klíčovým problémem určení vlastní intenzity srážky na ploše. Měřením odtoku z plochy zakryté nepropustnou plachtou byly dosud získány pracovní poměry pro určení intenzity srážky v závislosti na schématu funkce trysek a tlaku v rozvodném systému.

Prvním krokem pro podpovrchový experiment bylo stanovení mezní infiltrační kapacity. Den před vlastním experimentem byla provedena klasická simulace erozní události na několika stálých plochách, z nichž jedna je udržována jako obdělávaný úhor (ručním nakypřením, zarovnaním a lehkým uválcováním). Během této simulace probíhal na ploše po dobu 40 min povrchový odtok a po skončení simulace kolem 17 h pokračovalo zadešťování plochy za současného prodlužování mezer mezi sepnutím trysek. Tím byla snižována intenzita srážky až k hodnotě, při níž docházelo jen k minimálnímu povrchovému odtoku. Infiltrační rychlost půdy na testované ploše po předchozím nasycení tak byla experimentálně stanovena na cca 23 mm/hod. Zároveň byla tímto postupem zajištěna dostatečná vlhkost půdního profilu, což mělo zajistit rychlejší projev hypodermického odtoku při nadcházejícím experimentu.

Pro zachycení hypodermického odtoku byl druhý den měřicí kampaně 20 cm pod dolní hranou zadešťované plochy vyhlouben zářez o délce 240 cm a hloubce 85 cm a orientovaný kolmo ke svahu. Do půdního profilu zářezu směrem k zadešťované ploše byl do nožem připravené rýhy vsazen 2m dlouhý sběrný plech. Umístěn byl v minimálním sklonu do hloubky 50 cm, aby rozhraní ornice a podorničí zůstalo nepoškozené a zřetelně nad sběrným plechem. Okraj plechu byl opatřen jednostranně perforovanou trubkou, která sváděla zachycenou exfiltrovanou vodu do odměrných nádob (obr. 1). Ty byly nejprve v pravidelných intervalech a později po jejich naplnění odebírány a váženy.

Zářez pro odběr podpovrchového odtoku byl od zavlažované plochy izolován plachtou. Ta byla upevněna ze tří stran kolem plochy na podpěrnou konstrukci dešťového simulátoru a sloužila zároveň k ochraně před větrem a zajištění rovnoměrnosti postřiku. Dolní okraj plachty byl uchycen po stranách mimo zavlažovanou plochu kolíky, nad zářezem pak přímo k plechu na dolním okraji plochy. Aby byl minimalizován vliv výtopy v případě, že by přece jen na ploše vznikl povrchový odtok, nebo z důvodu stékání vody z přestříků po plachtě, byl v ploše těsně nad plechem vytvořen mělký lehce uhuťný žlábek vyvedený mimo experimentální plochu. Dodatečné záchytné příkopy po stranách nad drenážním zářezem pak zajistily odvod povrchového odtoku vzniklého z přestříků trysek mimo ohraničenou plochu, kde byl povrch zhutnělý pochůzkou při přípravě experimentů.

Vodní režim půdního profilu na zavlažované ploše byl monitorován pomocí dvou tenzometrů T8 (UMS, Německo) umístěných v ornici a na rozhraní orané a zhutnělé vrstvy (8 cm a 23 cm pod povrchem). V mělkém profilu (4 cm pod povrchem) bylo instalováno čidlo CS650 (Campbell Scientific, VB) pro sledování objemové vlhkosti. Další tři čidla CS650 byla umístěna do hrany drenážního příkopu v hloubkách 19, 30 a 80 cm (obr. 1).



Obr. 1: Rozmístění vlhkostních čidel CS650 a sběrný plech ve stěně drenážního zářezu.

Druhým krokem pro verifikaci konceptuálního modelu tvorby odtoku z povodí bylo numerické modelování infiltrace a podpovrchového odtoku. Základním předpokladem bylo, že infiltrovaná voda proudí vertikálně ornici k zhutnělému podorničí, po kterém stéká ve směru sklonu svahu. Hydraulické charakteristiky kypřené ornice a zhutnělého podorničí jsou velmi odlišné. Ornice má výraznou strukturu, během stavů blízkých nasycení voda preferenčně proudí zejména systémem propojených meziagregátových makropórů. Zhutnělé podorničí obsahuje výrazně méně preferenčních cest, tudíž na rozhraní dochází ke kumulaci infiltrované vody. Část této vody infiltruje z preferenčních cest do půdní matrice, přebývající voda laterálně odtéká.

Pro popis vertikální infiltrace vody půdním profilem byl využit model duální pórovitosti (Gerke a van Genuchten, 1993), numerická simulace byla provedena pomocí programu SID (Vogel et al., 2010). Podpovrchový odtok po svahu byl simulován pomocí difúzní vlny programem HYPO (Vogel et al., 2003). Vstupní parametry retenční křivky byly získány na základě měření na pískovém tanku a v přetlakovém aparátu (tab. 1). Podíl preferenční domény byl zvolen analogicky k měřeným podmínkám z povodí Nučice, tedy v kypřené vrstvě 8%, v zhutnělé 1%. Detailnější popis konceptuálního modelu, nutných předpokladů pro jeho platnost a využitých simulačních modelů je prezentován v příspěvku Zumr et al., 2014 (v tomto sborníku).

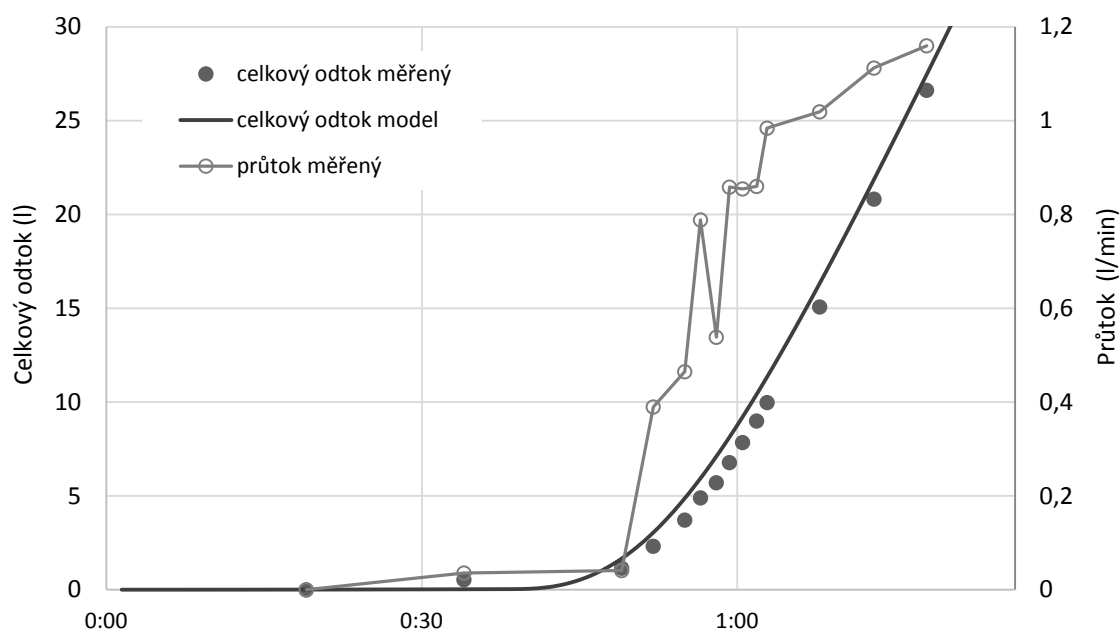
Tabulka 1: Hydraulické charakteristiky matrice a preferenční domény.

doména	hloubka (cm)	α (cm^{-1})	n	θ_r (cm^3/cm^3)	θ_s (cm^3/cm^3)	K_s (cm/d)
matrice	0 - 5	0,0117	1,48	0,1	0,514	4
	5 - 20	0,0177	1,48	0,1	0,46	2
	20 - 100	0,019	1,31	0,095	0,44	1
preferenční	0-100	0,1	2	0,01	0,55	300

Výsledky a diskuze

Drenážní zářez pro zachycení hypodermického odtoku byl vyhlouben přibližně 15 hodin po ukončení zavlažování plochy v předchozím dni. V profilu byla zaznamenána půda vlhká, póry však již neobsahovaly volnou vodu, která by po odkrytí vytékala do zářezu. Simulace srážky s intenzitou $23 \text{ mm} \cdot \text{hod}^{-1}$ byla spuštěna po instalaci sběrného plechu a vlhkostních čidel v 10:25. Během prvních 15 minut se na dolním okraji zavlažované plochy vytvořila nasycená oblast povrchu. Protože po celý zbytek simulace nedošlo k vytvoření pozorovatelných drah povrchového odtoku, byla tato saturovaná oblast připisována z větší části přestřikům dolní trysky stékající po plachtě chránící drenážní zářez. Přebytečná voda byla odtud co nejrychleji odváděna mělkým žlábkem mimo plochu, přesto však určité ovlivnění svrchního horizontu nad zářezem nebylo možné zcela vyloučit.

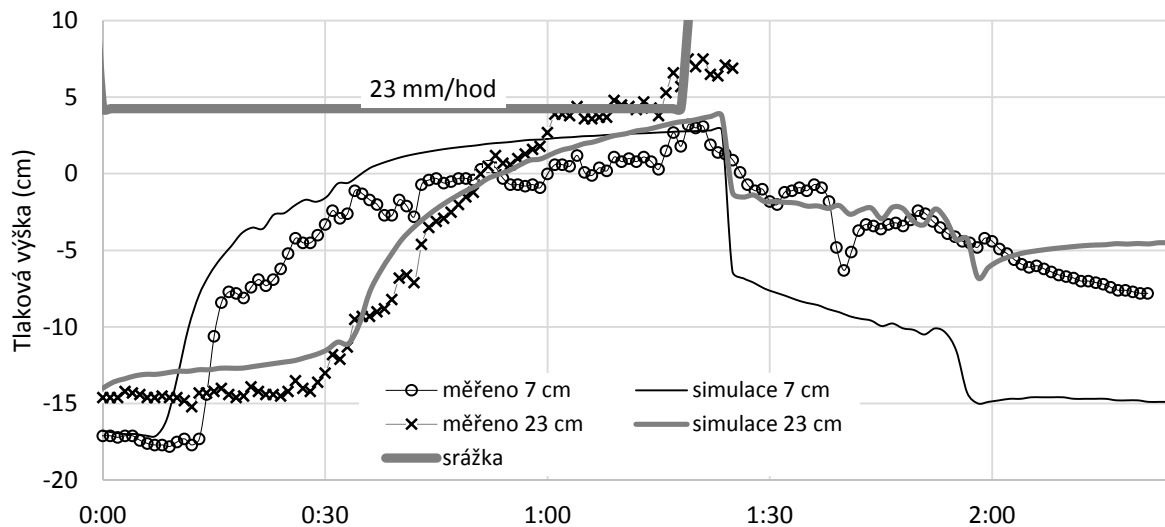
Již 19 minut po začátku závlahy byl na stěně zářezu zaznamenán výron podpovrchového odtoku z jedné oblasti (nikoliv však okem zřetelné preferenční dráhy) právě na rozhraní ornice a podorničí. Odtud voda stékala po stěně zářezu na sběrný plech, z nějž byla sbírána do plastových vzorkovnic. Přibližně stejnou intenzitou probíhal výtok dalších cca 30 minut, z obr. 2 je zřejmý pozvolný nárůst na hodnotu $0,04 \text{ l/min}$. Poté došlo 5 cm nad sběrným plechem (tedy zhruba 45 cm pod povrchem) k otevření výrazného makropóru, z nějž začalo vytékat velké množství vody, a skokově musel být zkrácen interval odběru vzorků. Prudký nárůst celkového odtoku je znázorněn na obr. 2 body součtové křivky. V následujících 12 minutách se výtok dále zvyšoval, objevilo se několik dalších oblastí drobné exfiltrace na rozhraní ornice a podorničí nebo blízko pod ním. Zakolísání v intenzitě výtoku patrné na grafu je dáno problémy při manipulaci s odběrnými nádobami během náhle zkráceného intervalu, kdy bylo nutné instalovat další nádobu na druhé straně sběrného plechu. Po 63 minutách simulace muselo být přikročeno k odběru vytékající vody do kbelíků, neboť vzorkovnice se plnily již příliš rychle. V čase 1h 18 minut po začátku zavlažování bohužel došlo ke zhroucení zvodnělé stěny drenážního zářezu. Zavlažování bylo ihned ukončeno, a postupně byla vyjmuta vlhkostní čidla ze zářezu. Jedno vlhkostní čidlo a oba tenzometry umístěné v ploše byly ponechány na místě až do vyklizení experimentální plochy.



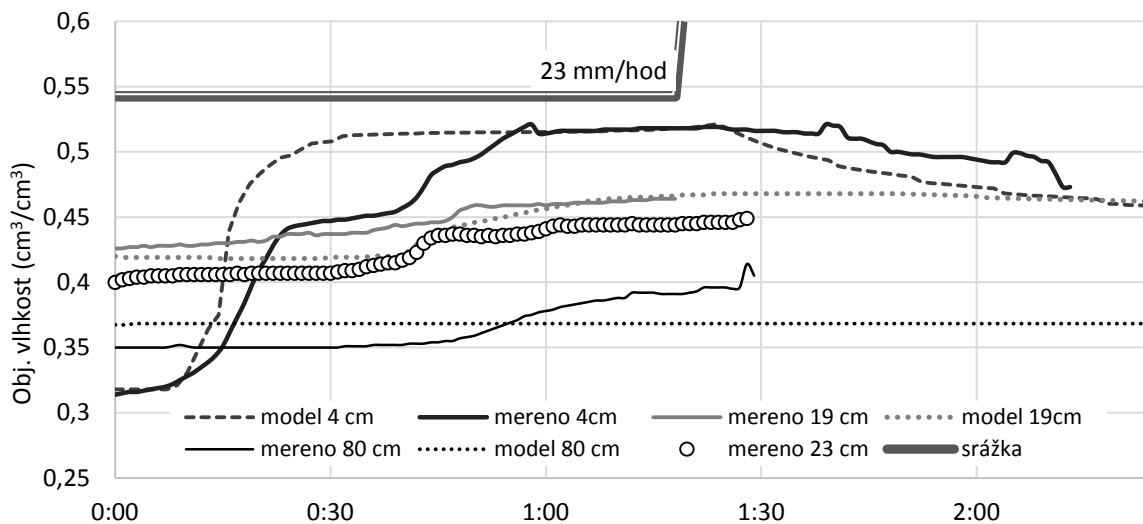
Obr. 2: Zaznamenaná intenzita výtoku podpovrchového odtoku, měřené i modelované kumulované množství vody.

Přestože experiment musel být předčasně ukončen, hodnoty měřeného výtoku z půdního profilu i data vlhkostních čidel a tenzometrů poskytly poměrně základ pro jeho vyhodnocení i porovnání s matematickým modelem. Na obr. 2 je vidět dobrá shoda modelovaného celkového odtoku s pozorovanými daty, přestože se v modelu nepodařilo správně zachytit iniciaci výtoku. Zde mohl hrát

roli čistě preferenční charakter první sledované výtokové oblasti nebo vliv drobné výtopy na dolní hraně zavlažované plochy. Tento jev není možný daným modelem popsat. Stejně tak je nutné vzít v úvahu, že prudký nárůst výtoku byl ve skutečnosti způsoben jednou výraznou preferenční dráhou vyústěnou do zářezu v 45 cm pod povrchem, jejíž napojení na nasycenou oblast nad zhuťným rozhraním nebylo možné podrobněji prozkoumat. Z grafu je dále patrné pozvolné snižování tempa nárůstu intenzity výtoku. Zda se jednalo o dočasný jev, nebo se v půdním profilu začala ustavovat rovnováha mezi srážkou, infiltrací do hlubších půdních vrstev a hypodermickým odtokem, však kvůli zhroucení zářezu nebylo možné stanovit.



Obr. 3: Zaznamenaný a modelovaný průběh tlakové výšky v hloubkách 7 a 23 cm. Modelovaný tlak odpovídá stavu v půdní matici.



Obr. 4: Zaznamenaný a modelovaný průběh objemové vlhkosti v hloubkách 4, 19 a 80 cm.

Ze zaznamenaných průběhů tlakových výšek a objemových vlhkostí v různých hloubkách půdního profilu (obr. 3 a 4) lze vypožorovat rychlou reakci čidel jak na spuštění, tak i na ukončení závlahy. Rychlý postup čela zvlhčení až k zhuťnému horizontu je dán velkým podílem vodivých meziagregátových prostor a vysokým stupněm počátečního nasycení půdní matrice. Matrice se z preferenční domény rychle dosycuje, pojme však jen malé množství vody, tok mezi preferenční doménou a půdní maticí je tak poměrně nízký. V souladu s měřením reaguje i duální matematický model. Dle měření i modelu dochází k plnému nasycení kypřené vrstvy po cca 40 minutách v hloubce

7 cm a po cca 50 minutách v hloubce 23 cm, ve stejné chvíli je iniciován laterální odtok po zhutnělé vrstvě (obr. 3,4). Zaznamenané objemové vlhkosti (s výjimkou mělkého čidla ve 4 cm) pochází z místa těsně pod zavlažovanou plochou. Tedy nelze očekávat dokonalou shodu s modelem. Zajímavý je odstup zvyšující se vlhkosti mezi čidly v hloubkách 19 a 23 cm. Infiltrovaná voda byla dříve zaznamenána hlubším čidlem, které je umístěno pod plochou těsně nad zhutnělou vrstvou. Čidlo v 19 cm reagovalo ve chvíli, kdy hladina laterálně proudící vody dosáhla u místa výtoku výšky 4 cm. Toto jednorozměrný model neumí zachytit.

Závěry

Prezentovaný experiment a jeho vyhodnocení jsou výstupy pilotního pokusu o kvantitativní vyhodnocení hypodermického odtoku ze zemědělsky obdělávaných ploch. Předpokladem je, že v další fázi bude výzkum zaměřen na detailní popis režimu proudění jak s využitím simulovaných srážek na experimentálních plochách, tak v reakci na přirozené srážky. Za tímto účelem byla jedna ze stálých ploch v experimentálním povodí Býkovického potoka vybavena zařízením pro kontinuální monitoring proudění v profilu nad zhutněnou podorniční vrstvou. Toto zařízení je koncipováno tak, že nehrozí zřícení stěny monitorovaného profilu, díky čemuž bude možno provádět experimenty až do stavu ustáleného proudění a monitorovat průběh sledovaných veličin i po ukončení zadešťování sledované plochy. Stejně tak bude možno vyhodnotit i redistribuci vlhkosti po skončení zadešťování, což je zapotřebí pro další ověření funkčnosti použitého modelového konceptu. Díky kontinuálnímu monitoringu tak bude pro další výzkum rozsáhlý datový soubor. Doposud dosažené výsledky ukazují, že navržený model koresponduje s měřenými hodnotami na vzestupné větvi výtoku a že jej tedy bude pravděpodobně možné pro další využití aplikovat a dále kalibrovat. Dalším poznatkem je potvrzení duálnosti prostředí a potřeby zahrnutí preferenčního proudění v dalších analýzách.

Poděkování

Tento příspěvek byl vypracován v rámci řešení výzkumných projektů GAČR 13-20388P „Dynamika odtoku vody a eroze půdy na zemědělsky obdělávaném povodí v závislosti na časově proměnlivé struktuře a fyzikálních vlastnostech půdy“, SGS14/180/OHK1/3T/11 „Srážko-odtokové, erozní a transportní procesy - experimentální výzkum“, NAZV KUS QJ1220233 „Hodnocení území na bývalých rybníčních soustavách (vodních plochách) s cílem posílení udržitelného hospodaření s vodními a půdními zdroji v ČR“ a QJ1230056 „Vliv očekávaných klimatických změn na půdy České republiky a hodnocení jejich produkční funkce“.

Literatura

- Bauer, M., Kavka, P., Vláčilová, M., Krása, J., Strouhal, L. (2013): Modernizace a kalibrace mobilního dešťového simulátoru. *Stavební obzor* [online]. Roč. 2013, č. 05, s. 137-142. ISSN 1805-2576.
- Beven, K., Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5), 1311-1325.
- David, V., Koudelka, P. (2008): Rozvoj experimentálních povodí na Benešovsku a problémy s ním spojené. In: *Krajinné inženýrství 2008*. Pardubice: Česká společnost krajinných inženýrů - ČSSI, 92-101.
- David, V., Davidová, T., Vrána, K., Pavelková Chmelová, R. (2013): Posouzení retence území z pohledu možné obnovy zaniklých rybníků. In: *Konference Krajinné inženýrství 2013*. Praha: Česká společnost krajinných inženýrů - ČSKI, 45-54.
- Davidová, T., David, V. (2013): Testing the GSSHA model for purposes of soil erosion measurements with use of outdoor rainfall simulator. In: *Proceedings of the International Conference on Environmental Science and Technology*. Aegean: University of the Aegean. ISSN 1106-5516.
- Devátý, J., Zumr, D., Dostál, T., 2014. Mathematical modeling of soil transport from cultivated catchment during rainfall events, v tomto sborníku.
- Dvořáková (Davidová), T., Kavka, P., Krása, J., David, V., Bolom, J. (2011): Posouzení erozních procesů na pozemku v experimentálním povodí Býkovice. In: *Revitalizace vodního systému*

- krajiny a měst zatíženého významnými antropogenními změnami. Praha: České vysoké učení technické v Praze, Fakulta stavební, 2011, díl 1, 60-67.
- Dušek, J., Vogel, T., Šanda, M., 2012. Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-18 signatures. *J. Hydrol.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.025>
- Downer, C., Ogden, F. (2004): GSSHA: Model To Simulate Diverse Stream Flow Producing Processes. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(3), 161-174.
- Falloon, P., Betts, R. (2010): Climate impacts on European agriculture and water management in the context of adaptation and mitigation—the importance of an integrated approach. *Science of the Total Environment*, 408(23), 5667-5687.
- Flury, M., Flühler, H., Jury, W. A., & Leuenberger, J. (1994): Susceptibility of soils to preferential flow of water: A field study. *Water resources research*, 30(7), 1945-1954.
- Gerke H. H., van Genuchten M. T., 1993. A Dual-Porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solutes in Structured Porous Media, *Water Resources Research*, 29(2), 305-319.
- Kavka, P., Davidová, T., Janotová, B., Bauer, M., Dostál, T. (2012): Mobilní dešťový simulátor. *Stavební obzor*, 21, 2012, č. 8, s. 255-259. ISSN 1805-2576 (Online)
- Mishra, S. K., Singh, V. P. (2003): *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 513 s.
- Olesen, J. E., Bindi, M. (2002): Consequences of climate change for European agricultural productivity, land use and policy. *European journal of agronomy*, 16(4), 239-262.
- Olesen, J. E., Trnka, M., Kersebaum, K. C., Skjelvåg, A. O., Seguin, B., Peltonen-Sainio, P., Rossi, F., Kozyra, J., Micale, F. (2011): Impacts and adaptation of European crop production systems to climate change. *European Journal of Agronomy*, 34(2), 96-112.
- Reidsma, P., Ewert, F., Lansink, A. O., Leemans, R. (2010): Adaptation to climate change and climate variability in European agriculture: the importance of farm level responses. *European Journal of Agronomy*, 32(1), 91-102.
- Scanlon, B. R., & Goldsmith, R. S. (1997): Field study of spatial variability in unsaturated flow beneath and adjacent to playas. *Water Resources Research*, 33(10), 2239-2252.
- Strouhal, L., David, V. (2013): Role of Infiltration and Saturation Excess in Rainfall-Runoff Modelling in Small Catchments. *Selected Scientific Papers - Journal of Civil Engineering*. Vol. 8, no. 1, p. 5-12. ISSN 1336-9024.
- Vogel T, Tesař M, Císlarová M., 2003. Modeling water regime in a small watershed. In: *International Conference on Small Catchment Hydrology*, 127-136.
- Vogel T., Březina J., Dohnal M., Dušek J., 2010. Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow, *Vadose Zone J.* 9. 260-267.
- Weiler, M., McDonnell, J. J. (2007): Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research*, 43(3).
- Weiler, M., McDonnell, J. J., Tromp-van Meerveld, I., Uchida, T. (2005). *Subsurface stormflow*. *Encyclopedia of hydrological sciences*.
- Zumr, D., Dostál, T., 2014. Vliv zhutnělého podorničí na formování podpovrchového odtoku na měřítku experimentálního povodí, v tomto sborníku.

Lokální varovný systém Plzeňského kraje

Milan Suchánek¹, Jana Volšíková¹, František Titl², Marie Hanušová³, Michal Souček³

¹DHI a.s., Na vrších 5/1490, 100 00 Praha 10

²AQUATEST a.s., Geologická 4, 152 00 Praha 5

³Krajský úřad Plzeňského kraje Škroupova 18, 306 13 Plzeň

Abstract

The project „Development of network of raingauges and water level meter for Pilsen region“ was realized in years 2012 and 2013 within Pilsen region project called „Improvement of flood system service in Pilsen region“ founded from The Operational Programme Environment. The content of the project was delivery and installation in defined sites 75 units of raingauges and 36 units of water level meters including putting into operation. The project also covered data collection, evaluation and visualisation system as well as technical support.

Úvod

Projekt „Doplnění sítě hladinoměru a srážkoměrů“ byl realizován v letech 2012 – 2013 v rámci projektu Plzeňského kraje s názvem "Zlepšení systému povodňové služby v Plzeňském kraji", financovaného z Operačního programu Životní prostředí. Projekt nesl evidenční číslo (SFŽP): 10052011.

Předmět projektu

Předmětem projektu byla dodávka, montáž a uvedení do provozu 111 ks monitorovacích zařízení (36 ks hladinoměru a 75 ks srážkoměrů), včetně systému pro sběr, vyhodnocování a vizualizaci naměřených hodnot a technická podpora na tento systém.

Projekt byl realizován v níže uvedených etapách (tab. 1).

Tabulka 1: Etapy projektu.

Etapa	Popis
1.	realizační projekt
2.	kompletní SW vybavení, dodávka a montáž všech monitorovacích zařízení na území ORP: Klatovy, Přeštice, Plzeň, Domažlice, Horšovský Týn, Stod, Rokycany, testování a školení
3.	dodávka a montáž všech monitorovacích zařízení na území ORP: Nepomuk, Blovice, Tachov, Stříbro, Nýřany, Kralovice, Sušice, Horažďovice a Vojenského újezdu Brdy, testování a školení

Detailní popis systému

Projekt v tomto rozsahu představuje jeden z největších dosud vybudovaných lokálních varovných systémů v České republice, jeho rozsah je patrný na obr. 1.

Srážkoměry

Srážkoměry, realizované v rámci tohoto projektu, vhodným způsobem doplňují stávající síť srážkoměrných stanic provozovanou ČHMÚ. Jejich umístění bylo prioritně zvoleno ve vytipovaných úze-

mích na pozemcích a budovách obecních úřadů, budovách dobrovolných hasičů apod. Jednotlivá zařízení jsou vybavena vyhřívaným srážkoměrem o zachytné ploše 500 cm², resp. 200 cm², registrační jednotkou a datovým přenosem.



Obr. 1: Situační mapa.

Navržené řešení primárně uvažovalo se stabilním umístěním srážkoměrných stanic s připojením na stávající elektrorozvody v objektech, v rámci nichž nebo jejich blízkosti byl srážkoměr umístěn (viz obr. 2). Ve všech případech jsou navrženy srážkoměrné stanice vybavené topným modulem, který zajistí celoroční měření i v případě teplot kolem bodu mrazu.

V rámci projektu byly instalovány člunkové srážkoměry typu SR02 a SR03 s registrační jednotkou M4016 sloužící k měření množství a intenzity dešťových srážek. Jednoduché a robustní mechanické provedení zajišťuje dlouhodobě spolehlivý provoz.

Senzor srážkoměru zachytává srážky do sběrného trychtýře, odkud je voda svedena do překlopného člunku o předem definovaném objemu. Jednotlivá překlopní člunku jsou integrována do časových intervalů a z nich je vyhodnocován srážkový úhrn.

Typické složení jedné srážkoměrné stanice představuje srážkoměr odpovídající sběrné plochy, topný modul, zdroj, záložní baterie, registrační jednotka, stojan, elektroměr, kabeláž, ochrana před ptactvem a SIM karta. V těch případech, kde byl vyžadován hromosvod a na stávajícím objektu nebyl, byl hromosvod instalován resp. doplněn o jímací tyč.

Hladinoměry

Hladinoměry, které byly realizovány v rámci tohoto projektu, byly navrženy tak, aby vhodným způsobem doplnily stávající síť měrných hlášených profilů A a B na významných vodních tocích. Profily byly proto s ohledem na místní podmínky a jejich umístění na mostních objektech navrhovány výše po toku (viz obr. 3). Navržené řešení primárně uvažovalo s umístěním hladinoměrných stanic s napájením ze solárních panelů a baterií.



Obr. 2: Ukázky aplikací srážkoměrů.

Senzor hladinoměru odečítá hodnoty hladiny (hloubky), údaje jsou přenášeny do registrační jednotky, v níž je vyhodnocováno dosažení / nedosažení stavu povodňové aktivity, a následně přenášeny na server.

Typické složení jedné hladinoměrné stanice představuje hladinoměrná sonda odpovídajícího typu, solární panel, záložní baterie, registrační jednotka, stojan, kabeláž a SIM karta.

V hydrologických profilech projektu byla využita technika a technologie LogTrans 6 s ultrazvukovými čidly Vegason 62, respektive tlakovými snímači série 16 W a v jednom případě radarovým snímačem VegaPuls 63.



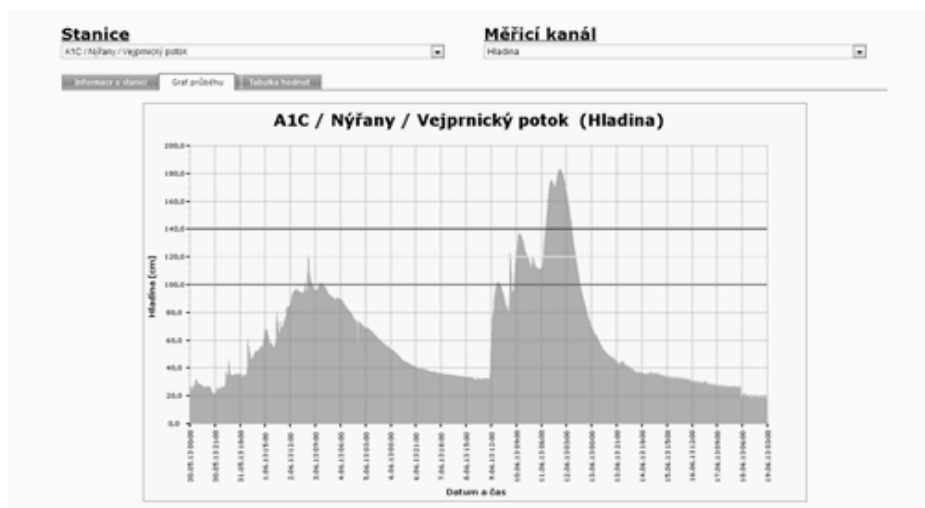
Obr. 3: Ukázky aplikací hladinoměrů.

Informační systém

Informační systém představuje nástroj, který slouží k prezentaci měřených dat pro širokou veřejnost, ale také pro administraci jednotlivých zařízení. Systém pro sběr dat představuje aplikaci na základě MS SQL 2008R2, která zajišťuje nejen sběr dat z hladinoměrů a srážkoměrů, ale současně je veřejným webovým rozhraním s mapovou navigací OpenStreetMap s řízeným přístupem.

Realizované webové rozhraní řeší informační kanály pro:

- **veřejnost** – http://dvt-info.cz/web_plzen/dvt_main - Mapově orientovaná aplikace, jejímž cílem je podat souhrnnou informaci o povodňové situaci v Plzeňském kraji. Přístup do aplikace je volný.



Obr. 5: Ukázka grafického zobrazení hladiny s vyznačením SPA.



Obr. 6: Ukázka hladinoměrné stanice poškozené vandalismem.

Vlastní provoz hlásných zařízení byl testován zatěžovacími událostmi především v červnu 2013, kdy došlo k poměrně významným srážkovým událostem, které vyvolaly i zvýšené vodní stavy. Všechna instalovaná zařízení svoji funkci plnila, následky přívalových dešťů však vyvolaly potřebu servisních zásahů na tocích i čištění srážkoměrů. Kromě vlastní činnosti měřících zařízení a vlastního portálu informačního systému, je nutné vyzvednout také další funkci celého systému, a to zasílání varovných SMS na definovaná čísla starostů v zájmových obcích a městech. Tento systém rychlého varování by měl přispět k vyšší informovanosti členů povodňových komisí a štábů. Rovněž tato funkce systému je plně využívána.

Závěr

V roce 2013 byl dokončen projekt „Doplňení sítě hladinoměrů a srážkoměrů“ v rámci celkového projektu "Zlepšení systému povodňové služby v Plzeňském kraji", financovaného z Operačního programu Životní prostředí. Projekt nesl evidenční číslo (SFŽP): 10052011. Projekt zahrnoval dodávku, montáž a uvedení do provozu 111 ks monitorovacích zařízení (36 ks hladinoměrů a 75 ks srážkoměrů), včetně systému pro sběr, vyhodnocování a vizualizaci naměřených hodnot a technickou podporu tohoto systému. Data jsou dostupná na adrese http://dvt-info.cz/web_plzen/dvt_main. Uvedený projekt byl realizován v rámci Operačního programu životního prostředí osa 1.3 - Omezování rizika povodní - 1.3.1. Zlepšení systému povodňové služby. V této části naplňuje bod týkající se budování a modernizace varovných a výstražných systémů ochrany před povodněmi na státní, regionální a místní úrovni, včetně systémů obrazového sledování rizikových a jiných hydrologicky významných míst na vodních tocích a na vodních dílech. Systém je plně kompatibilní s Povodňovým informačním systémem a svým rozsahem právem patří k nejrozsáhlejším projektům daného druhu na území České republiky.

Je možná redistribuce vláhy v půdním profilu kořenovým systémem buku ve vztahu ke smrku?

Is it possible soil moisture redistribution by root system of a beech for the profit of a spruce?

František Šach, Vladimír Černošous

Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i., Strnady
Výzkumná stanice, Na Olivě 550, 517 73 Opočno

Abstrakt

Referát představuje dílčí sdělení k řešení problematiky redistribuce půdní vláhy kořenovým systémem hlouběji kořenících dřevin ve prospěch dřevin mělce kořenících. Problematika je řešena vzhledem ke klimatickým výkyvům se suchými periodami a možnému nedostatku vláhy pro dřeviny s povrchového rozprostřením zejména jemných kořenů. Řešení probíhá jako doplněk výzkumu vodní bilance mladých smrkových, bukových a buk-smrkových porostů na dlouhodobých stacionárech v Orlických horách. Vychází z kontinuálního měření objemové vlhkosti půdy ve vrstvách půdního profilu pomocí celkem 45 vlhkostních čidel. Poznatky z experimentální plochy Dešenská stráň (DS) a experimentálního povodí U Dvou louček (UDL) ukazují v průběhu suchých period rozdílný příjem vody z půdních horizontů smrčiny a bučiny na DS a možný přesun vody v půdě bučiny z hlubších vrstev do svrchní vrstvy půdního profilu. Takováto redistribuce se v zahraničních pracích označuje jako hydraulický lift. Ve smíšeném mladém smrkovém porostu s prosadbou buku (UDL) se vzhledem k dočasnému potlačení buku hydraulický lift zatím neprojevil.

Klíčová slova: lesní stacionáře; mladé porosty; smrčina; bučina; buková smrčina; suché periody; biohydrologie; hydraulický lift; Orlické hory; Česko

Úvod a nástin problematiky

Práce vychází ze stručně v nadpisu uvedené hypotézy: Existuje redistribuce vláhy v půdním profilu kořenovým systémem buku („hydraulic lift“) k nadlepení vlhkostních poměrů v povrchové vrstvě půdy pro smrk v suchých obdobích?

Mimořádně významná z hlediska klimatické změny (oteplování) může obecně být redistribuce vody v půdním profilu kořenovým systémem některých dřevin („hydraulic lift“), z níž mohou současně profitovat některé dřeviny jiné, včetně přízemní vegetace (souhrnně nejnověji SCHOLZ et al. 2008). Z oboru biohydrologie tento proces zmiňují LICHNER et al. (2008). Proces však autoři dále nespécifikují.

Pro zjišťování existence „hydraulic lift“ byly využity stacionáře v Orlických horách s kontinuálním měřením vlhkosti půdního profilu, primárně zaměřené k výzkumu vodní bilance. Jedná se o mladé porosty smrku a buku na stacionáru Deštné (patnáctiletá řada), mladý porost smrku (pětiletá řada) a smíšený buk-smrkový porost – smrk s prosadbou buku a zmlazeným jeřábem (tříletá řada) na stacionáru U Dvou louček.

Pomocí analýz průběhů vlhkosti půdního profilu v suchých obdobích bylo snahou na základě předběžného hodnocení zjistit, zda během nich dochází k redistribuci vody v půdním profilu bukového porostu a zda se tak může dít ve prospěch smrku. Smíšení smrku s bukem by mohlo přinést zmírnění pro smrk nebezpečných přísušků v případech klimatických výkyvů (TUŽINSKÝ 2009) zejména v nižších, 5. až 3. lesním vegetačním stupni (Ivs).

Tyto předpoklady vycházejí z konstatování starých lesnických praktiků, že buk přímo živí smrky jak uvádí ANDERLE (1949) v kritickém rozboru porostní směsi smrku s bukem pro horské a podhorské polohy. Výzkumy na stacionáru Deštné potvrdily, že stok po kmeni v bukovém porostu představuje přísun vody k povrchu lesní půdy ca 12 % srážkového úhrnu ve vegetačním i mimovegetačním období a je obohacen o depozici prvků z korunové vrstvy (LOCHMAN, KANTOR 1985).

Pro suchá období byla vyslovena hypotéza, že "hydraulic lift" buku, sloužící k tvorbě půdního roztoku a tudíž k příjmu živin (výživa) a zejména k příjmu vody na chlazení (transpirace), by mohly prospívat smrku, jehož kořenový systém a zejména jemné kořeny jsou převážně v povrchové vrstvě půdy (horizonty LFH, Ah). Hypotézu podporují i výzkumy PALÁTOVÉ (2003) a to z pohledu vzájemného prostorového uspořádání kořenových systémů buku a smrku. Ve vertikálním směru obsazuje buk prostor pod kořenovým systémem smrku.

„Hydraulic lift“ je studován již delší dobu v zahraničí, především v suchých oblastech (DAWSON 1993, CALDWELL et al. 1998, HORTON, HART 1998, BROOKS et al. 2002, SCHOLZ et al. 2002, LUDWIG et al. 2003, ESPELETA et al. 2004, FILELLA, PENUELAS 2004, NADEZHINA et al. 2008).

Prosperita, růst, zdravotní stav a produkce závisí na vstupu a pohybu vody do ekosystému smíšeného lesa. Vstup a pohyb vody v ekosystému smíšeného lesa lze ovlivnit pěstební péčí (výchova a proces obnovy). Vodní bilance smíšených porostů smrku a buku není dostatečně prozkoumána. Názory na vzájemné negativní ovlivnění či prospívání nejsou jednotné (HIETZ et al. 2000, SCHUME et al. 2004). Přínosem výzkumu by bylo prokázání hypotézy o „hydraulic lift“ buku a dále pak o profitu smrku z tohoto „hydraulic lift“. Výzkum by tak mohl získat jistý praktický informační předstih o prosperitě smrkových porostů v souvislosti s možným působením klimatické změny oteplování a navrhnout hospodářská opatření, druhovou skladbu a obnovu porostů.

Materiál a metody

Problematika je řešena na bilančním stacionáru Deštné na Deštné stráni (DS), kde lze využít od vegetačního období 1999 trvající sledování v roce 2013 již 15-leté řady kontinuálně měřených bilančních prvků. Základní popis stacionáru Deštné je uveden v pracích KANTORA (např. KANTOR et al 2009). Změny obsahu vody v půdě jsou podle jednotlivých horizontů určovány snímači objemové vlhkosti s automatickým sběrem dat. Snímače jsou umístěny v kořenové sféře v hloubkách 5 cm, 20 cm a 50 cm na třech vybraných místech v každém porostu. Výběr míst sledoval variabilitu porostního prostředí. Na automatických stanicích byly kontinuálně sledovány klimatické faktory, zejména srážky, teplota vzduchu a relativní vlhkost vzduchu. Získané údaje jsou využívány pro vyhodnocování období sucha.

Potřebná zájmová sledování byla zahájena také na stacionáru experimentální povodí U Dvou louček (UDL) podrobně představeném v pracích ČERNOHOUSE (např. ČERNOHOUS 2006 či ČERNOHOUS, ŠACH 2008). Na stacionáru experimentální povodí U Dvou louček byla kontinuální měření obsahu vody v půdě podle jednotlivých horizontů prostřednictvím snímačů objemové vlhkosti s automatickým sběrem dat (obdobné tomu na stacionáru Deštné) zahájena v mladém smrkovém porostu na začátku vegetačního období v roce 2009 a v mladém smíšeném porostu smrku a buku na konci vegetačního období v roce 2010. Tři snímače byly instalovány v kořenové sféře ve čtyřech hloubkách 15 cm, 30 cm, 45 cm a 60 cm na čtyřech vybraných místech v každém porostu. Výběr míst sledoval variabilitu porostního prostředí.

Dlouhé suché periody byly vybrány na bázi řady bezesrážkových dnů volné plochy. Jejich délka přesahovala zpravidla 10 dnů. Výběr byl podpořen zohledněním dynamiky objemové vlhkosti jemnozeme ve sledovaných vrstvách půdního profilu. Sucho tak bylo charakterizováno jednak absencí srážek překračujících skropnou kapacitu korunové vrstvy lesního porostu (ca 2 mm), ale zejména dlouhodobým poklesem obsahu vody (vlhkosti půdy) v půdních horizontech.

Výsledky a diskuse

Analýza suchých period na stacionáru Deštné v letech 1999 až 2013 z pohledu redistribuce vláh v půdním profilu

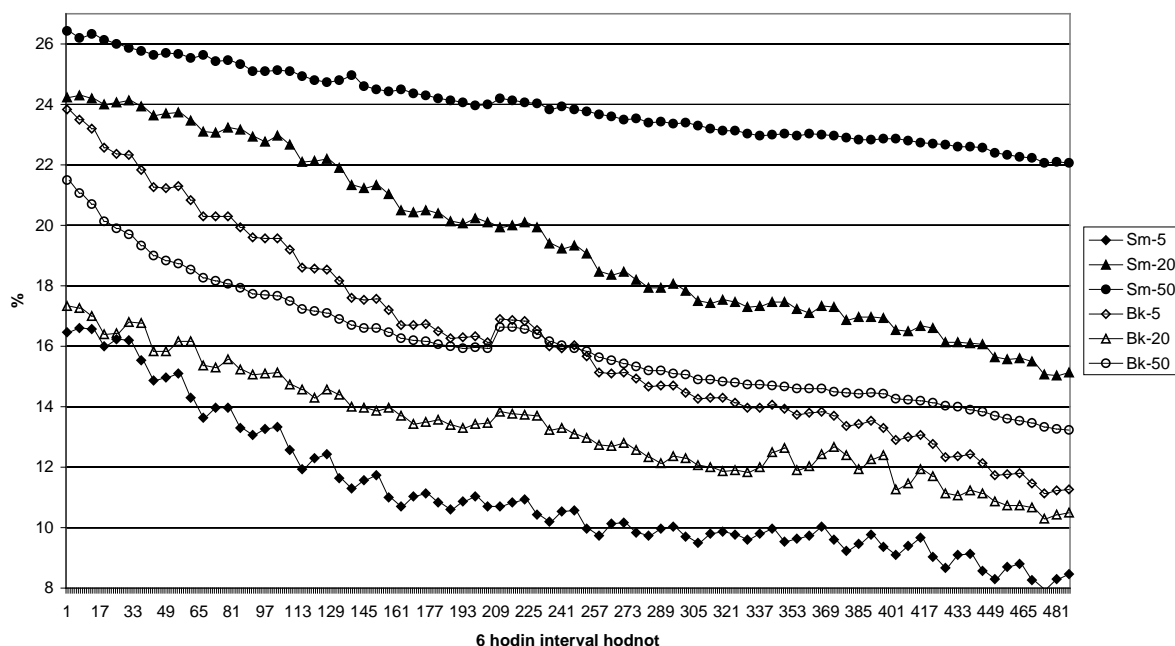
Analyzované suché periody (tab. 1) podchycují různé fenologické fáze a počasí vegetačních období. Z hodnocení 21 vybraných suchých period na dlouhodobé výzkumné ploše Deštná stráň ve vegetačních obdobích 1999 – 2013 vyplynulo, že klesající objemová vlhkost půdy, zobrazená na 21 grafech představených v pracích ČERNOHOUS (2012, 2013 a 2014), byla v hloubkách 20 cm a 50 cm vždy nižší pod mladým porostem buku než pod mladým porostem smrku. V hloubce 5 cm tomu bylo zpravidla naopak. Smrk v této povrchové vrstvě vykazoval také výraznější denní chod (24 hod.) objemové vlhkosti než buk. Buk přitom ukazoval denní chod zpravidla i v hloubce 20 cm. Příklad z 20 dnů dlouhé suché periody v červenci 2006 je na obr. 1.

Tabulka 1: Suché periody na výzkumné ploše Deštná stráň ve vegetačních obdobích 1999-2013.

Poř. číslo	Suchá perioda	Délka periody (dny)	Teplota vzduchu (°C) průměrná	Teplota vzduchu (°C) maximální	Teplota vzduchu (°C) minimální
1	14.VII.-9.VIII.1999	26	17,7	29,8	8,0
2	2.-18.IX.1999	16	15,8	27,3	8,7
3	12.-26.X.2000	14	10,1	22,2	2,3
4	17.VIII.-1.IX.2002	15	18,2	27,8	12,6
5	21.V.-13.VI.2003	23	16,9	32,1	5,5
6	27.VII.-13.VIII.2004	17	17,2	31,0	8,6
7	26.VIII.-12.IX.2005	17	16,1	26,6	7,7
8	1.-21.VII.2006	20	18,3	32,8	7,2
9	4.-19.IX.2006	15	13,7	23,6	4,8
10	4.-27.X.2006	23	8,2	17,8	0,7
11	23.V.-3.VI.2008	11	15,4	29,2	5,7
12	4.-25.VI.2008	21	13,7	27,4	2,8
13	20.IX.-7.X.2011	17	12,2	21,5	5,2
14	12.-28.V.2012	16	10,4	25,8	-0,5
15	11.-26.VIII.2012	15	15,9	31,3	6,9
16	1.-11.IX.2012	10	13,2	24,2	5,1
17	16.-25.X.2012	9	8,6	16,4	1,7
18	10.-24.VI.2013	14	16,9	31,3	7,8
19	26.VI.-29.VII.2013	33	15,6	33,8	5,1
20	5.-18.VIII.2013	13	16,7	31,1	6,9
21	24.IX.-11.X.2013	17	5,3	14,6	-2,6

Protože hydraulický lift může nastávat hlavně při sušším stavu půdního profilu, zaznamenali jsme objemové vlhkosti ze zájmových hloubek ve sledovaných suchých periodách (21 případů) na jejich konci. Průměrné vlhkosti jsou uvedeny pro mladý smrkový a bukový porost v tab. 2. Variační koeficient do 30 % přitom ukazuje na nevýznamnou variabilitu hodnot znaku a na normální rozdělení. Hodnotíme-li tyto výsledky dvoufaktorovou analýzou variance s opakováním (tab. 3), pak signifikantní interakce efektů ukazuje na významnost rozdílů objemové vlhkosti mezi lesními dřevinami spolu se sledovanými hloubkami půdních vrstev. Průběh objemových půdních vlhkostí naznačoval noční pohyb vody vzhůru kapilárním vztlínáním (ve shodě se ŠVIHLA et al. 2005), popř. redistribuci vody prostřednictvím kořenů buku (SCHOLZ et al. 2008).

Objemová vlhkost půdy 1.-21.VII.2006 - DS



Obr. 1: Průběh průměrné objemové vlhkosti jemnozeme v půdních vrstvách v hloubce 5, 20 a 50 cm půdního profilu mladého Sm a Bk porostu během suché periody 1. 7. – 21. 7. 2006 na DS.

Tabulka 2: Průměrná objemová vlhkost půdy ve třech hloubkách půdního profilu v konci suchých period vegetačních období 1999 – 2013 na experimentální ploše Deštenská stráň ve smrkovém a bukovém porostu.

Objem. vlhk. v % podle hloubky v cm	smrkový porost			bukový porost		
	průměr %	směrodat. odchylka	variační koef. %	průměr %	směrodat. odchylka	variační koef. %
W5	13,1	3,1	24	17,1	4,6	27
W20	18,5	3,1	17	15,8	3,6	23
W50	22,9	1,3	6	16,3	2,1	13

Tabulka 3: Dvoufaktorová analýza variance s opakováním suchých period pro objemovou vlhkost půdy podle druhové skladby lesního porostu a podle hloubky v půdním profilu včetně interakce – DS.

Zdroj variability	SS	Rozdíl	MS	F	Hodnota P	F krit
Dřeviny	7,19	1,00	7,19	0,80	0,38	4,04
Hloubky	89,06	2,00	44,53	4,96	0,01	3,19
Interakce	425,14	2,00	212,57	23,69	0,00	3,19
Dohromady	430,67	48,00	8,97			
Celkem	952,05	53,00				

Analýza suchých period na stacionáru U Dvou louček v letech 2009 až 2012 z pohledu redistribuce vláhy v půdním profilu

Výběr suchých period byl proveden podle stejné metodiky jako na DS (tab. 4). Rozdílný byl vyšší počet čidel a hloubek měření (15, 30, 45 a 60 cm). Objemová vlhkost půdy ze zmíněných hloubek byla snímána v jednodinovém intervalu na čtyřech místech v mladém smrkovém (sm) porostu (vegetační hydrologické půlroky 2009-2013) a v bukosmrkovém (bk-sm) mladém porostu (vegetační hydrologické půlroky 2011-2013).

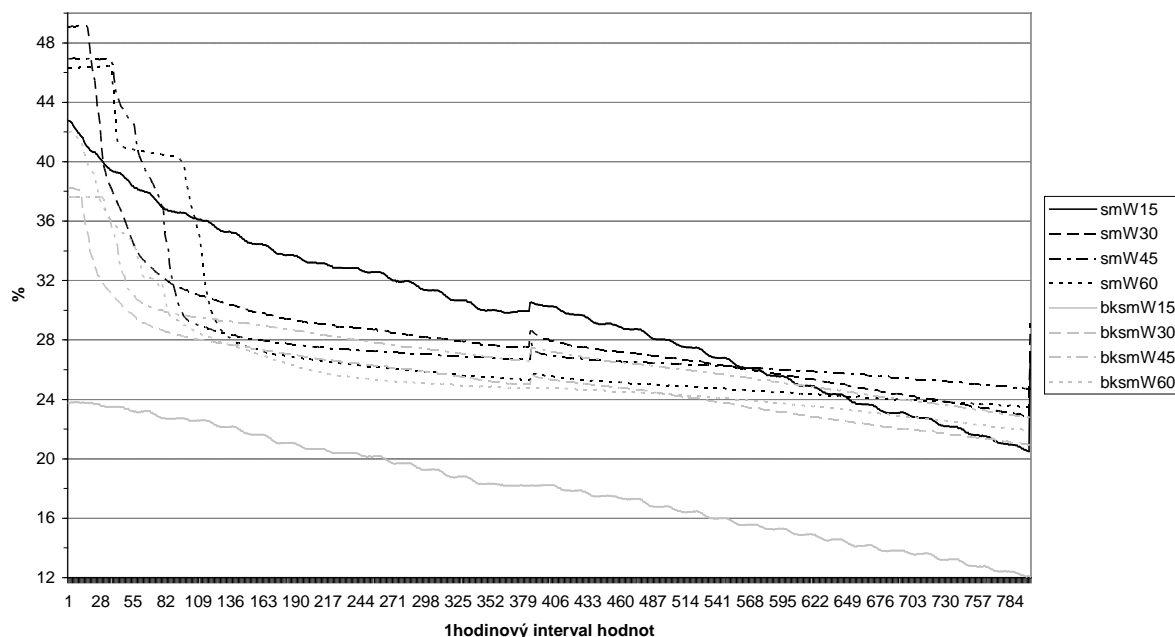
Tabulka 4: Delší suché periody na experimentálním povodí U Dvou louček ve vegetačních období 2009 – 2013.

Poř. čísl.	Suchá perioda	Délka periody (dny)	Teplota vzduchu prům. (°C)	Teplota vzduchu max.(°C)	Teplota vzduchu min.(°C)	Poznámka
1	25.VII.-2.VIII. 2009	8	14,3	28,3	4,8	sm pouze
2	3.-11.VIII. 2009	8	14,4	22,6	7,1	sm pouze
3	5.-29.IX. 2009	24	11,0	20,6	2,8	sm pouze
4	3.-14.VI. 2010	11	16,3	28,4	5,3	sm pouze
5	19.VI.-6.VII. 2010	17	13,7	27,0	4,7	sm pouze
6	6.-17.VII. 2010	11	19,0	30,7	5,1	sm pouze
7	16.-26.IX. 2010	10	8,4	15,9	0,1	sm pouze
8	28.IX.-20.X. 2010	22	3,9	11,6	-2,6	sm pouze
9	9.-20.VI. 2011	11	12,4	22,5	5,3	sm a sm s bk
10	19.-27.VIII. 2011	8	17,6	27,1	7,1	sm a sm s bk
11	12.-28.31.V. 2012	19	9,6	23,0	-2,8	sm a sm s bk
12	21.VI.-1.VII.2012	10	15,2	28,3	4,7	sm a sm s bk
13	6.-17.VII. 2012	11	13,0	25,4	5,5	sm a sm s bk
14	11.-26.VIII. 2012	15	14,9	29,5	5,7	sm a sm s bk
15	1.-11.IX. 2012	10	12,5	22,9	4,0	sm a sm s bk
16	16.-25.X. 2012	9	7,2	15,5	0,2	sm a sm s bk
17	10.-24.VI.2013	14	15,6	30,0	6,0	sm a sm s bk
18	26.VI.-29.VII. 2013	33	14,8	32,9	3,5	sm a sm s bk
19	9.-19.VIII.2013	10	13,4	25,7	4,8	sm a sm s bk
20	19.VIII.-1.IX.2013	12	11,5	19,4	7,5	sm a sm s bk
21	24.IX.-11.X.2013	17	4,4	14,5	-3,3	sm a sm s bk
22	20.X.-1.XI. 2013	11	8,5	15,4	-2,1	sm a sm s bk

Vzhledem především k požadované komparaci smrkového a bukosmrkového porostu, znázorňujeme průběh objemové vlhkosti v suchých periodách na grafech jen pro letní hydrologické půlroky 2011 – 2013 (14 grafů představených v práci ČERNOHOUS 2013). Příklad z 34 dnů dlouhé suché periody od 26. června do 30. července 2013 je na obr. 2.

Protože hydraulický lift může nastávat hlavně při sušším stavu půdního profilu, zaznamenali jsme objemové vlhkosti ze zájmových hloubek ve sledovaných suchých periodách (13 případů) na jejich konci. Průměrné vlhkosti jsou uvedeny pro smrčinu a bukovou smrčinu v tab. 5 včetně variačního koeficientu. Zatímco ve sm porostu se v půdním profilu vlhkosti podle hloubky snižují, v bk-sm porostu je v 15 cm půda nejsušší, pak vlhkost ke 30 cm stoupá, maxima dosahuje ve 45 cm, aby k 60 cm opět mírně poklesla.

Objemová vlhkost půdy (W) 26.VI.-30.VII.2013 - UDL



Obr. 2: Průběh průměrné objemové vlhkosti jemnozeme v půdních vrstvách v hloubce 15, 30, 45 a 60 cm v mladém Sm a Bk-Sm porostu během suché periody 26. 6. – 30. 7. 2013 v povodí UDL.

Tabulka 5: Průměrná objemová vlhkost půdy ve čtyřech hloubkách půdního profilu v konci suchých period vegetačních období 2011 – 2013 na experimentálním povodí U Dvou louček ve smrkovém a bukosmrkovém porostu.

Objem. vlhk. v % podle hloubky v cm	smrkový porost			bukosmrkový porost		
	průměr %	směrodat. odchylka	variační koef. %	průměr %	směrodat. odchylka	variační koef. %
W15	28,9	5,3	18	18,2	4,3	24
W30	26,6	2,4	9	25,6	2,1	8
W45	26,5	1,2	4	27,3	2,2	8
W60	26,1	2,6	10	25,3	1,7	7

Hodnotíme-li tyto výsledky dvoufaktorovou analýzou variance s opakováním (tab. 6), obdržíme významné efekty porostů dřevin, vrstev půdního profilu (půdních horizontů) a jejich interakce, tedy rozdíly jak mezi oběma porosty, tak mezi čtyřmi hloubkami včetně interakce. Přitom párový t-test

Tabulka 6: Dvoufaktorová analýza variance s opakováním suchých period pro objemovou vlhkost půdy podle druhové skladby lesního porostu a podle hloubky v půdním profilu včetně interakce – UDL.

Zdroj variability				Hodnota		
	SS	Rozdíl	MS	F	P	F krit
Dřeviny	244,86	1,00	244,86	25,82	0,00	3,94
Hloubky	157,02	3,00	52,34	5,52	0,00	2,70
Interakce	549,38	3,00	183,13	19,31	0,00	2,70
Dohromady	910,45	96,00	9,48			
Celkem	1861,71	103,00				

indikuje mezi hloubkami 15 ale i 30 cm obou porostů statisticky průkazné rozdíly, v hloubkách 45 a 60 cm pak byly rozdíly již nesignifikantní.

Lze vyvozovat, že v bk-sm porostu by mohl hydraulický zdvih za sucha působit na vztlínání půdní vody z hloubky 60 cm do hloubky 45 cm, odkud je ve 30 cm čerpána na transpiraci hlavně bukem, z hloubky 15 cm pak zejména smrkem, ale rovněž také bukem, proto je tato vrstva nejsušší (ARMBRUSTER et al. 2004). Dále by bylo možné dedukovat, že nejvyšší vlhkost povrchové vrstvy ve smrkovém porostu a její pokles směrem do hloubky indikuje odtok z aerační zóny.

Komparace a syntéza výsledků studia suchých period ze stacionárů Deštenská stráň a U Dvou louček z pohledu redistribuce vláh v půdním profilu

Ke komparaci výsledků bylo použito 8 odpovídajících si suchých period (tab. 7). Příklad průběhu suché periody ve sledovaných hloubkách v mladém smrkovém porostu na DS a UDL, v mladém bukovém porostu na DS a v mladém smrkobukovém porostu UDL představuje graf na obr. 3.

Tabulka 7: Dvoufaktorová analýza variance bez opakování pro objemovou vlhkost půdy (W): faktor korespondujících suchých period (Koresp. such. per.) a faktor hloubky v půdním profilu (Hl.) spolu s druhovou skladbou lesního porostu (Dřev.) a stacionární (Stac.).

Faktor	Počet	Součet	Průměr	Rozptyl
V-2012	14,00	330,96	23,64	25,29
VIII-2012	14,00	286,83	20,49	24,37
IX-2012	14,00	286,09	20,44	28,87
X-2012	14,00	348,83	24,92	32,45
VI-2013	14,00	341,33	24,38	19,98
VI-VII-2013	14,00	260,31	18,59	22,62
VIII-2013	14,00	260,00	18,57	32,77
IX-X-2013	14,00	325,77	23,27	29,78
smW5-DS	8,00	99,10	12,39	5,84
smW20-DS	8,00	140,20	17,53	6,40
smW50-DS	8,00	179,80	22,48	3,09
bkW5-DS	8,00	160,90	20,11	27,45
bkW20-DS	8,00	146,20	18,28	10,07
bkW50-DS	8,00	129,90	16,24	7,59
smW15-UDL	8,00	216,84	27,11	32,36
smW30-UDL	8,00	207,47	25,93	6,30
smW45-UDL	8,00	210,55	26,32	1,12
smW60-UDL	8,00	210,07	26,26	8,60
bksmW15-UDL	8,00	129,60	16,20	16,21
bksmW30-UDL	8,00	198,73	24,84	5,80
bksmW45-UDL	8,00	212,17	26,52	4,61
bksmW60-UDL	8,00	198,59	24,82	2,79

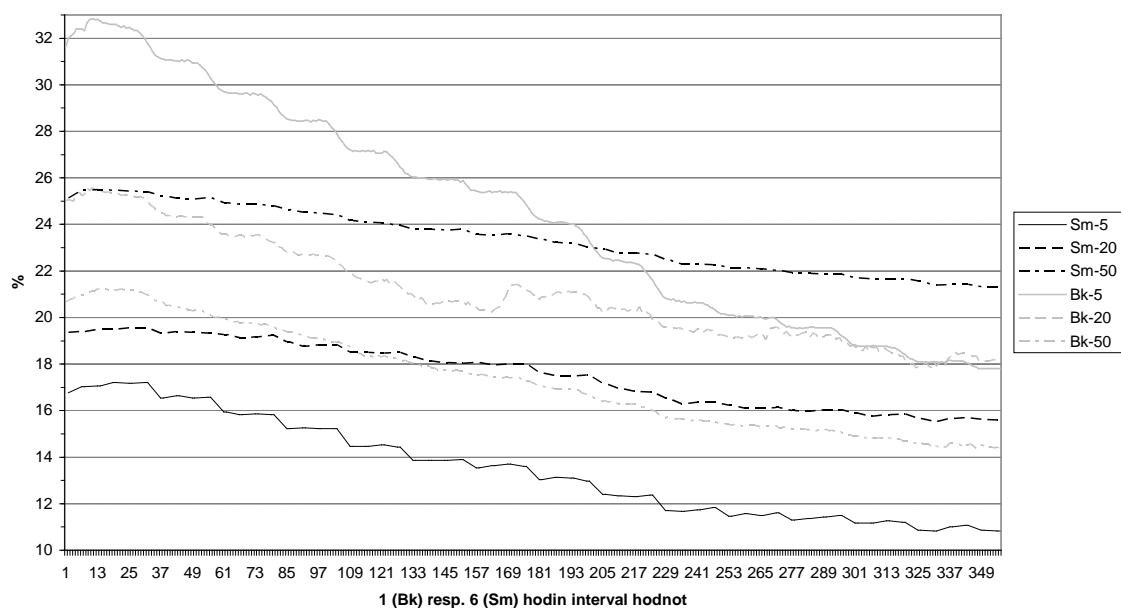
ANOVA

Zdroj variability	SS	Rozdíl	MS	F
Koresp. such. per.	646,87	7,00	92,41	26,23
Hl. Dřev. Stac.	2488,89	13,00	191,45	54,34
Chyba	320,63	91,00	3,52	
Celkem	3456,40	111,00		

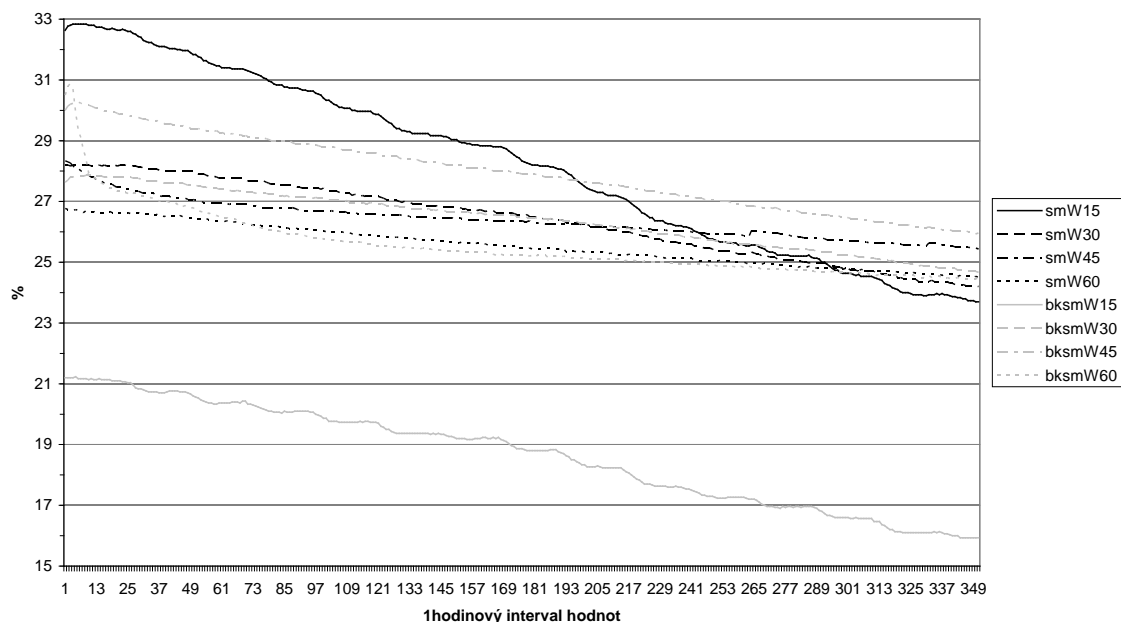
Dvoufaktorová analýza variance indikovala jako významný pro objemovou vlhkost půdy v konci suchých period efekt jednotlivých suchých period a efekt hloubky v půdním profilu podle dřeviny na obou stacionárech (tab. 7 – ANOVA).

Poněkud odlišný průběh vlhkosti ve srovnání s mladým smrkovým a mladým bukovým porostem na dlouhodobé výzkumné ploše Deštenská stráň (ČERNOHOUS 2012) ovlivňuje pravděpodobně i o polovinu menší sklon svahu UDL oproti sklonu na DS.

(a) Objemová vlhkost půdy 11.-26.VIII.2012 - DS



(b) Objemová vlhkost půdy (W) 11.-26.VIII.2012 - UDL



Obr. 3: (a) Průběh průměrné objemové vlhkosti jemnozeme v půdních vrstvách v hloubce 5, 20 a 50 cm půdního profilu mladého Sm a Bk porostu během suché periody 11. – 26. 8. 2012 na DS a (b) Průběh průměrné objemové vlhkosti jemnozeme v půdních vrstvách v hloubce 15, 30, 45 a 60 cm v mladém Sm a Bk-Sm porostu během stejné suché periody 11. – 26. 8. 2012 v povodí UDL.

Závěr

Výsledky z DS na konci suchých period ukazují v mladém smrkovém porostu zvyšování objemové vlhkosti od nejsušší svrchní půdní vrstvy k nejlhčí vrstvě v hloubce 50 cm. V mladém bukovém porostu na DS je tomu právě naopak. Vlhkové podmínky buku by tak v sušších periodách mohly být pro smrk příznivé. Otázkou zůstává poměr zastoupení obou dřevin (ARMBRUSTER et al. 2004).

Obdobnou distribuci objemové půdní vlhkosti jaká je v konci suchých period ve smrkovém porostu na DS má i mladý bukosmrkový (bksm) porost UDL. Distribuci vlhkosti v půdním profilu mladého bksm porostu UDL, podobnou té v porostu smrku na DS, může způsobovat dočasná potlačenost bukové prosadby smrku.

Mladý smrkový porost UDL má v konci suchých period distribuci objemové půdní vlhkosti nevýraznou, ale s podobným trendem jako mladý bukový porost na DS. Odlišnost umístění vlhkovostních čidel UDL ve svrchní půdní vrstvě v hloubce 15 cm, kde je méně podchycena obvykle sušší vrstva nadložního humusu smrku, může výsledky vychylovat k vyšším hodnotám.

Závěrem musíme konstatovat, že srovnání obou lokalit je třeba ještě rozšířit a prohloubit. K ověření existence hydraulického liftu by bylo rovněž potřeba "sestoupit" s výzkumem do nižších vegetačních stupňů s ještě nižší nabídkou výše srážek a delšími suchými periodami.

Poděkování

Výsledky prezentované v příspěvku vznikly v rámci institucionální podpory výzkumu a vývoje z veřejných prostředků MZe projektu NAZV QI 112A174 „Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině“.

Literatura

- ANDERLE K. 1949. Jak obrodit naše lesy. Praha, Brázda. 96 s.
- ARMBRUSTER M., SEEGERT J., FEGERT K.H. 2004. Effects of changes in tree species composition on water flow dynamics – Model applications and their limitations. *Plant and soil*, 264: 13–24.
- BROOKS J.R., MEINZER F.C., COULOMBE R., GREGG J. 2002. Hydraulic redistribution of soil water during summer drought in two contrasting Pacific Northwest coniferous forests. *Tree physiology*, 22: 1107–1117.
- CALDWELL M.M., DAWSON T.E., RICHARDS J.H. 1998. Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants. *Oecologia*, 113: 151–161.
- ČERNOHOUS V. 2006. Hodnocení dostupnosti půdní vláhy dřevinám na základě tenzometrických měření. [Soil moisture availability for trees evaluated due to tensiometric investigations]. *Zprávy lesnického výzkumu*, 51 (1): 57–59.
- ČERNOHOUS V., ŠACH F. 2008. Daily baseflow variations and forest evapotranspiration. *Ekológia (Bratislava)*, 27 (2): 189–195.
- ČERNOHOUS V. 2012. Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině. Redakčně upravená roční zpráva. Strnady, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti: 98 s.
- ČERNOHOUS V. 2013. Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině. Redakčně upravená roční zpráva. Strnady, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti: 92 s.
- ČERNOHOUS V. 2014. Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině. Redakčně upravená závěrečná zpráva. Strnady, Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti: v přípravě.
- DAWSON T.E. 1993. Hydraulic lift and water use by plants: implications for water balance, performance and plant-plant interactions. *Oecologia*, 95: 565–574.
- ESPELETA J.F., WEST J.B., DONOVAN L.A. 2004. Species-specific patterns of hydraulic lift in co-occurring adult trees and grasses in a sandhill community. *Oecologia*, 138: 341–349.
- FILELLA I., PENUELAS J. 2003/2004. Indications of hydraulic lift by *Pinus halepensis* and its effects on the water relations of neighbour shrubs. *Biologia Plantarum*, 47 (2): 2009–2014.

- HIETZ P., OFFENTHALER I., SCHUME H., RICHTER H. 2000. Transpiration and canopy conductance in a spruce stand and spruce-beech stand. In: Forest ecosystem restoration: ecological and economical impacts of restoration processes in secondary coniferous forests. Proc. of the international conference held in Vienna, Austria 10.–12. April 2000. Ed. H. Hasenauer. Wien, Institute of forest growth research, University of agricultural sciences: 126–132.
- HORTON J.L., HART S.C. 1998. Hydraulic lift: a potentially important ecosystem process. *Tree*, 13 (6): 232–235.
- KANTOR P., ŠACH F., KARL Z., ČERNOHOUS V. 2009. Development of vaporization process from young stands of Norway spruce and European beech after snow breakage. *Soil and Water Research*, 4 (Special issue 2): S28–S38.
- LICHNER L., KODEŠOVÁ R., TESAŘ M. 2008. Introduction to special issue on biohydrology. *Soil and water research*, 3 (Special issue 1): S2–S4.
- LOCHMAN V., KANTOR P. 1985. Působení smrkových a bukových porostů v Orlických horách na chemismus vody při odtoku do vodních zdrojů. *Zprávy lesnického výzkumu*, 30 (4): 5–9.
- LUDWIG F., DAWSON T.E., KROON H., BERENDSE F., PRINS H.H.T. 2003. Hydraulic lift in *Acacia tortilis* trees on an East African savanna. *Oecologia*, 134: 293–300.
- NADEZHINA NADEZHDA, FERREIRA MARIA I., SILVA R., PACHECO C.A. 2008. Seasonal variation of water uptake of a *Quercus suber* tree in Central Portugal. *Plant soil*, 305: 105–119.
- PALÁTOVÁ E. 2003. Kořenový systém jeřábu ptačího (*Sorbus aucuparia* L.). Habilitační práce. Brno, Mendelova zemědělská a lesnická universita: 96 s.
- SCHOLZ F.G., BUCCI S.J., GOLDSTEIN G., MEINZER F.C., FRANCO A.C. 2002. Hydraulic redistribution of soil water by neotropical savanna trees. *Tree physiology*, 22: 603–612.
- SCHOLZ F.G., BUCCI S.J., GOLDSTEIN G., MOREIRA M.Z., MEINZER F.C., DOMEK J.C., VILLALOBOS-VEGA R., FRANCO A.C., MIRALLES-WILHELM F. 2008. Biophysical and life-history determinants of hydraulic lift in neotropical savanna trees. *Functional ecology*, 22: 773–786.
- SCHUME H., JOST G., HAGER H. 2004. Soil water depletion and recharge patterns in mixed and pure forest stands of European beech and Norway spruce. *Journal of hydrology*, 289: 258–274.
- TUŽINSKÝ L. 2009. Soil water regime analysis in spruce ecosystem in relation to its disponibility towards drought. *Beskydy*, 2 (1): 77–84.

Neutronové snímkování infiltrace do vzorku heterogenního pórovitého prostředí

Jan Šácha^{1,2}, Michal Sněhota^{1,2}, Milena Císlerová¹

¹ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Thákurova 7, 166 29 Praha 6 - Dejvice

²ČVUT v Praze, Univerzitní centrum energeticky efektivních budov, Třinecká 1024, 273 43 Buštěhrad

Abstrakt

Pomocí metody neutronového snímkování (NS) byl sledován a zaznamenáván průběh výtopově-infiltračního experimentu na uměle vytvořeném pískovém vzorku. Vnitřní uspořádání vzorku zjednodušeně simulovalo heterogenitu přirozené půdy. Cílem experimentu byla snaha zachytit a kvantitativně určit distribuci vody uvnitř vzorku během infiltrace. Snímky z NS poskytují časoprostorové údaje o množství vody ve vzorku, ale pořízená data jsou zatížena řadou chyb spojených s metodou snímkování a proto musí projít kalibračním procesem zajišťujícím správné vyhodnocení. Parametry ovlivňující výsledné množství vody určené ze snímků byly nastaveny na shodu s nezávislým záznamem o množství vody ve vzorku z údajů peristaltické pumpy. Vyhodnocené snímky kvantitativně zachycují proces infiltrace. Je patrné, že se nejdříve voda dostává do jemné frakce, až poté do hrubé frakce písku.

Úvod

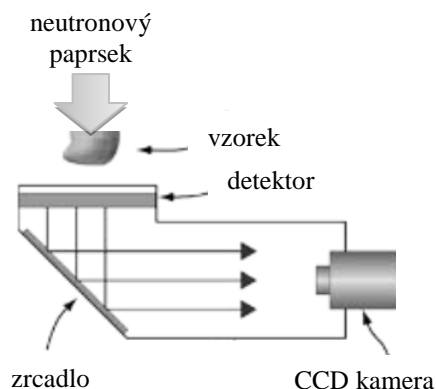
Dynamika proudění vody v půdě je ovlivněna historií předešlých hydropedologických procesů, především redistribucí vody a vzduchu mezi jednotlivými cykly infiltrace a odvodnění. Detailní poznání infiltračních a odvodňovacích procesů je nezbytné ke zkvalitnění matematického popisu. Jedna z moderních cest, neutronové snímkování (NS), je slibná nedestruktivní metoda, která umožňuje prostorové a časové zachycení procesů probíhajících pod povrchem.

Neutronové snímkování využívá znalosti o schopnosti útlumu letícího neutronového paprsku při průniku zkoumaným materiálem v závislosti na tloušťce a vlastnosti (atenuační koeficient) materiálu. Praktické využití neutronového snímkování v široké oblasti výzkumu se prudce rozvíjí, přispívá k tomu dokonalejší technologie, více zkušeností a lepší poznání metody. Od jednoho z prvních použití neutronové radiografie v roce 1935 - Kallman, Kuhn v Berlíně (*Lehmann et al.*, 2011b) je pokrok ohromující. Zařízení pro neutronové snímkování musí obsahovat zdroj neutronů, jejich usměrňovač a detektor, na který dopadají neabsorbované neutrony. Tyto neutrony se musí zaznamenat a převést do digitální podoby (např. pomocí CCD kamery) (*Kaestner et al.*, 2008). Vývoj jednotlivých komponent, které jsou součástí snímkovacího zařízení, jde rychle kupředu. V současnosti jsou detektory schopny zaznamenat pixely o velikosti v řádech mikrometrů (*Lehmann et al.*, 2011a).

Uživatel zařízení pro snímkování pomocí neutronů v zásadě nemůže jeho vybavenost ovlivnit. Pokrok nastává ale i v procesu vyhodnocování snímků, pro správnost výsledků podstatném. Neutronové snímkování doprovází několik efektů, které negativně ovlivňují kvalitu pořízených dat. Nejdůležitější z nich jsou časová a prostorová nestabilita neutronového paprsku, rozptyl neutronů při průchodu vzorkem, kolísání atenuačního koeficientu a v neposlední řadě efekt CCD kamery. Pro správnou interpretaci výsledků NS je třeba tyto efekty eliminovat.

Neutronová radiografie

Neutronová radiografie poskytuje dvourozměrný obraz snímaného objektu v rovině kolmé k šíření paprsku (obr. 1). Intenzita signálu závisí na schopnosti útlumu (atenuačním koeficientu) a tloušťce materiálu, kterým paprsek prochází.



Obr. 1: Princip neutronového snímkování, paprsek neutronů se částečně absorbuje do materiálu, kterým prochází a utlumený paprsek dopadá na detektor. (PSI Switzerland).

Neutrony snadno prostupují prvky jako je křemík nebo kyslík, hůře prostupný je vodík nebo železo (tab. 1). V praxi to znamená, že maximální detekovatelná tloušťka např. vody je pro neutronové snímkování přibližně 0,8 cm. Při větších tloušťkách neprojde dostatečné množství neutronů pro jejich možné vyhodnocení. Při použití těžké vody (D₂O), která má prakticky stejné fyzikální vlastnosti jako voda „lehká“, stoupá maximální tloušťka přibližně na 6,0 cm. Z tohoto důvodu byla použita pro experiment těžká voda, která umožňuje snímkovat i větší vzorky.

Tabulka 1: atenuační koeficient pro vybrané materiály (Lehmann, 2009).

materiál	atenuační koef. (cm ⁻¹)	největší možná tloušťka vzorku (po přenos min 2%) (cm)
vodík	3,44	1,14
železo	1,19	3,29
uhlík	0,56	6,99
kyslík	0,17	23,01
křemík	0,11	35,56
hliník	0,10	39,12
H ₂ O	3,6	0,83
D ₂ O	0,5	6,00

Závislost intenzity signálu je popsána Lambert-Beerovým zákonem (rovnice 1) (Kasperl and Vontobel, 2005).

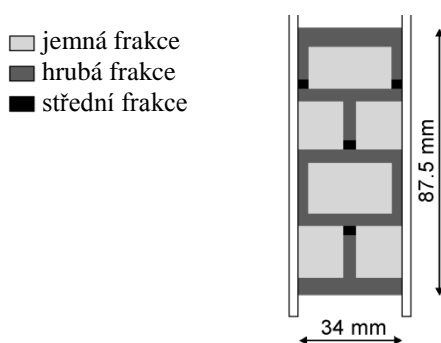
$$I^{(x,y)} = I_0^{(x,y)} e^{-\Sigma^{(x,y)}d^{(x,y)}} \quad (1)$$

kde I (-) je hodnota intenzity signálu zachycená detektorem (po průchodu vzorkem), I_0 (-) je hodnota intenzity před průchodem vzorkem, Σ (cm⁻¹) je atenuační koeficient materiálů vzorku, d (cm) je tloušťka vzorku a x, y jsou souřadnice pixelu. Pro vyjádření vztahu atenuačního koeficientu a tloušťky vody získáme matematickou úpravou vztah (rovnice 2), který je možno využívat při určení materiálu, kterým paprsek prošel (známe-li tloušťku) nebo naopak určovat tloušťku materiálu známe-li jeho atenuační koeficient.

$$\Sigma^{(x,y)}d^{(x,y)} = -\ln \frac{I^{(x,y)}}{I_0^{(x,y)}} \quad (2)$$

Experiment

Na strukturovaném vzorku písku a půdy byl proveden experiment s výtopovou infiltrací, kdy na povrch vzorku byla peristaltickým čerpadlem o známých dávkách čerpána těžká voda. Proti rozplavování byla na povrchu instalována síťka. Pro pozdější porovnání s daty z NS byl počet dávek zaznamenáván datalogrem. Stálá okrajová podmínka na horním okraji vzorku byla po celý experiment zajištěna pomocí hladinového čidla s výškou hladiny výtopy nastavenou přibližně na 0,6 cm. Na spodní hraně vzorku byl umožněn volný výtok, vyteklá voda se odváděla do sběrače frakcí. Půdní vzorek měl tvar kruhového válce o vnitřním průměru 34,0 mm a výšce 87,5 mm (obr. 2) umístěného do křemičitého skla (tl. 4,0 mm), které je snadno prostupné pro neutrony. Vzorek byl nahutněn ze tří frakcí písku dle známe geometrie, která zjednodušeně simuluje heterogenitu v přírodních půdách. Vzorek byl před experimentem zcela vysušen při 105°C.



Obr. 2: Schéma vzorku s vyznačením jednotlivých frakcí.

Analýza snímků

Snímky pořízené během experimentu měly rozlišení 901×1451px o velikosti pixelu 0.1018×0.1018mm. Snímky byly pořizovány přibližně po 17 vteřinách (doba expozice snímku byla 8 vteřin).

Data jsou zatížena chybami, vnesenými metodou neutronového snímkování. V dalším kroku je třeba odstranit efekt nestálosti neutronového paprsku v čase, jeho prostorové nerovnoměrnosti a efekty CCD kamery (3):

$$\frac{I(x,y)}{I_0(x,y)} = f_r \frac{I(x,y) - I_{DC}}{I_0(x,y) - I_{DC}} \quad (3)$$

kde I a I_0 (-) jsou, stejně jako v rovnici (1), intenzity po a před průchodem paprsku vzorkem, f_r (-) je hodnota vyrovnávající nestálost paprsku v čase a I_{DC} (-) je intenzita snímku bez paprsku (pozadí).

V případě nehomogenního vzorku, kdy paprsek prochází přes více materiálů lze celkový součin tloušťky vzorku a atenuačního koeficientu vyjádřit vztahem (4).

$$\Sigma^{(x,y)} d^{(x,y)} = \sum_{i=1}^i \Sigma_i^{(x,y)} d_i^{(x,y)} \quad (4)$$

kde index i značí konkrétní materiál (v našem případě obal vzorku, vodu a písek). Pro možnost odečtení byl půdní vzorek nasnímán také v suchém stavu (pouze obal vzorku a písek - pozadí). Pro náš experiment je možno přepsat rovnici (4) do stavu (5).

$$\Sigma_{D_2O}^{(x,y)} d_{D_2O}^{(x,y)} = \Sigma_{Wet}^{(x,y)} d_{Wet}^{(x,y)} - \Sigma_{Dry}^{(x,y)} d_{Dry}^{(x,y)} \quad (5)$$

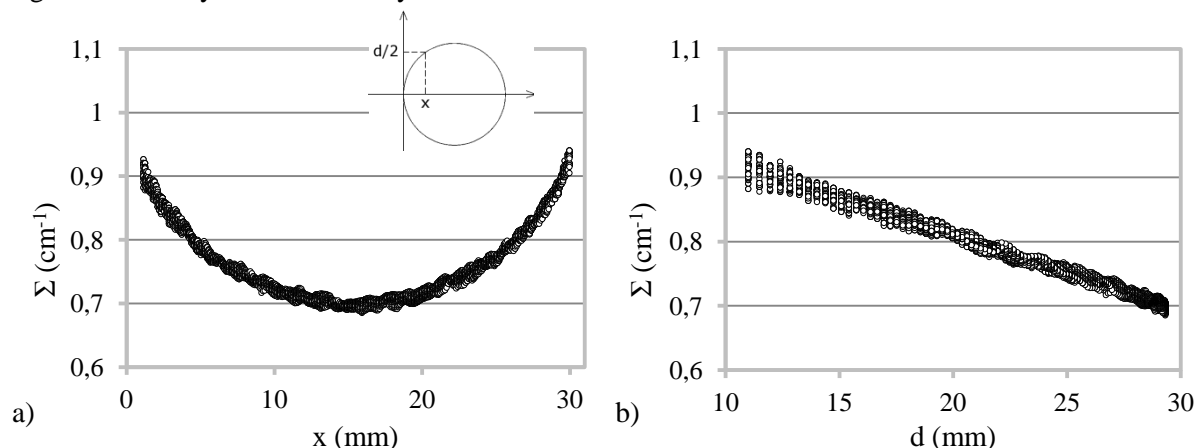
kde index *Wet* značí hodnoty ze snímků během experimentu (vzorek s vodou) a index *Dry* značí hodnoty suchého vzorku. Index D_2O je označení pro těžkou vodu. Spojením rovnic 2,3 a 5 dostaneme vztah (6).

$$\Sigma_{D_2O}^{(x,y)} d_{D_2O}^{(x,y)} = \ln \left(\frac{I_{Dry}^{(x,y)}}{I_{Wet}^{(x,y)}} \right) \quad (6)$$

Lambert-Beerův zákon (rovnice 1) předpokládá konstantní hodnotu atenuačního koeficientu těžké vody v celém příčném profilu (*Hassanein et al.*, 2005). Splnění tohoto předpokladu bylo ověřeno na snímku vialky s těžkou vodou, která měla vnitřní průměr 29.0 mm a výšku 76.5 mm. Obal vialky byl z hliníku (tl. 1,0 mm) a uvnitř byla naplněna pouze těžkou vodou. Na snímku vialky můžeme určit tloušťku vody v kruhovém průřezu jako délku tětivy kruhu (7).

$$d = 2\sqrt{d_{vial}^2 - (x - d_{vial})^2} \quad (7)$$

kde d značí tloušťku vody v závislosti na vzdálenosti od počátku vialky x (cm) a d_{vial} (cm) je celkový průměr vialky. V (rovnici 6) je po určení tloušťky vody pouze jedna neznámá - atenuační koeficient Σ (cm^{-1}), jeho průběh vyhodnocený ze snímku vialky pro každý pixel z oblasti přibližně 270×40 px můžeme vidět na obr. 3a. Pixely na okrajích vialky byly vyřazeny kvůli možnosti ovlivnění hodnot signálu hliníkovým obalem vialky.



Obr. 3: a) průběh atenuačního koeficientu ze snímku vialky b) závislost atenuačního koeficientu na tloušťce vody.

Nekonstantní atenuační koeficient je přiřazen efektu rozdílnému útlumu vlnových délek neutronového paprsku v závislosti na tloušťce materiálu, kterým prochází. Závislost atenuačního koeficientu na tloušťce vody v dané oblasti byla určena z vialky a je zobrazena na obr 3b, kde je vidět lineární závislost. Dále jsme použili metodu nekonstantního atenuačního koeficientu (*Kang et al.*, 2013), která zavádí do Lambert-Beerova zákona (rovnice 1) předpoklad lineární závislosti atenuačního koeficientu na tloušťce vody (rovnice 8). Po úpravě je možno vypočítat tloušťku vody (9) spojením rovnice 6 a 8.

$$\Sigma^{(x,y)} = \Sigma_w^{(x,y)} + \beta d^{(x,y)} \quad (8)$$

$$d^{(x,y)} = -\sqrt{\frac{\ln \frac{I_{Dry}^{(x,y)}}{I_{Wet}^{(x,y)}}}{\beta} + \left(\frac{\Sigma_w^{(x,y)}}{2\beta} \right)^2} - \frac{\Sigma_w^{(x,y)}}{2\beta} \quad (9)$$

kde d (cm) značí tloušťku vody, I_{Dry} (-) je intenzita suchého vzorku, I_{wet} (-) je intenzita vzorku s vodou, β (-) je koeficient útlumu, Σ_w (cm⁻¹) je atenuační koeficient vody, Σ (cm⁻¹) je celkový atenuační koeficient a x, y jsou souřadnice pixelu.

Metoda lineárního útlumu neutronů byla aplikována na všechny snímky písčitého vzorku pořízené během experimentu. Bylo potřeba najít takové parametry β a Σ_w , aby se minimalizoval rozdíl mezi objemem vody vypočteným z radiografických snímků dle rovnice 10 a objemem vody načerpaným na vzorek během experimentu peristaltickou pumpou. Nejlepší shoda mezi množstvím vody stanoveným pomocí NS a peristaltického čerpadla byla nalezena při použití koeficientů $\beta = -0.105$ a $\Sigma_w = 0.92$.

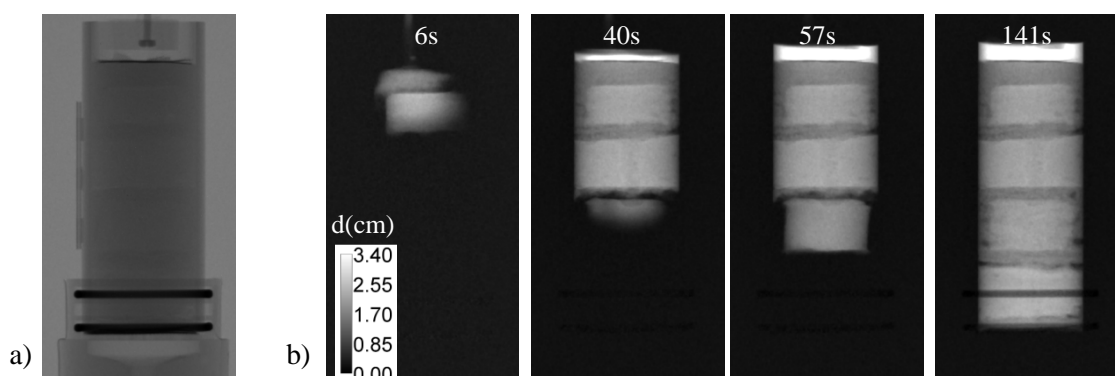
Z upravených snímků lze stanovit celkový objem vody ve vzorku pomocí rovnice 10.

$$V = \sum_{x=1}^D \sum_{y=1}^H d^{(x,y)} a^2 \quad (10)$$

kde V (cm³) značí celkový objem vody ve vzorku, d (cm) tloušťku vody v daném pixelu o souřadnicích x a y , a (cm) je délka hrany pixelu, D (px) je průměr vzorku a H (px) je výška vzorku.

Výsledky

Vývoj množství vody uvnitř vzorku je znázorněn na obr. 3, kde intenzita barvy značí tloušťku vody v cm. Zde je vidět, že nejdříve se sytí jemná frakce vzorku a poté se sytí hrubá, což se dá očekávat v důsledku vysušení půdního vzorku před experimentem a vzhledem k tomu, že kapilární síly jemné frakce jsou výrazně větší než u hrubé frakce.



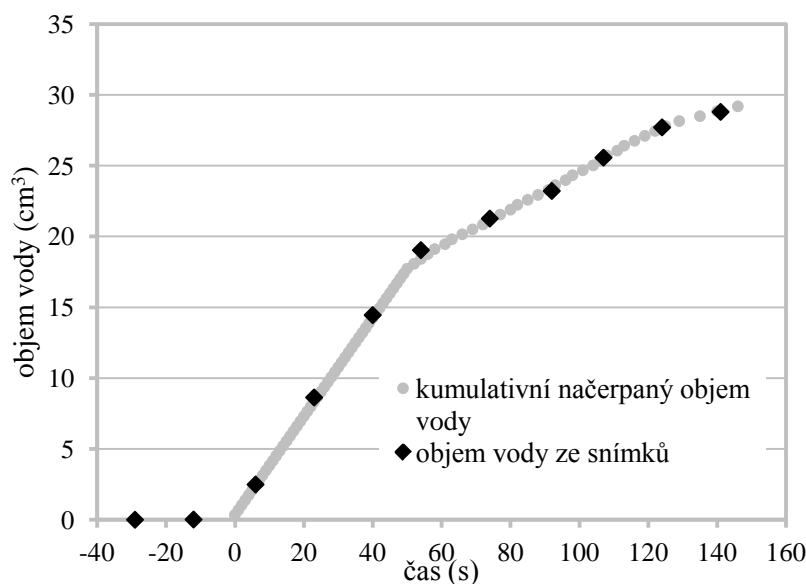
Obr. 3: a) radiografický snímek suchého vzorku b) vývoj množství vody ve vzorku v daných časech od začátku experimentu z upravených snímků NS.

Získaný celkový objem vody z radiografických snímků měl odchylku od kumulativního objemu vody získaného z dat peristaltické pumpy přibližně od 1,0 do 4,0 mm³ vody ve snímku, z celkově načerpaných cca 30,0 cm³ vody. Kumulativní objem načerpané vody na vzorek a objem vypočítaný z jednotlivých snímků pořízených během experimentu je znázorněn na obr. 4.

Závěr

Neutronové snímkování je vhodná technika pro zachycení dějů odehrávajících se uvnitř půdního vzorku při jeho zavodňování a drenáži. Pomocí této techniky je možné kvantitativně zachytit časové a prostorové rozložení množství vody. Správnost výsledku ale může být ovlivněna řadou problémů spojených s procesem snímkování. Některé chyby jsou snadno odstranitelné a u jiných panuje stále nejistota, v našem případě šlo o korelaci hledaných parametrů β a Σ_w . V článku popisujeme příklad kalibrace dat na reálné hodnoty s mírou spolehlivosti téměř 100%, kdy kumulativní množství vody nateklé do vzorku bylo zjištěno pomocí váhy. Na základě získaných výsledků lze usoudit, že

v obdobných případech je neutronové snímkování spolehlivé a poskytuje přesné kvantitativní informace.



Obr. 4: Porovnání kumulativního objemu načerpané vody a vypočteného objemu ze snímků

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory grantového projektu GAČR14-03691S a projektu SGS14/131/OHK1/2T/1.

Literatura

- Hassanein, R., E. Lehmann, and P. Vontobel (2005), Methods of scattering corrections for quantitative neutron radiography, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 542(1-3), 353-360.
- Kaestner, A., E. Lehmann, and M. Stampanoni (2008), Imaging and image processing in porous media research, *Advances in Water Resources*, 31(9), 1174-1187.
- Kang, M., H. Z. Bilheux, S. Voisin, C. L. Cheng, E. Perfect, J. Horita, and J. M. Warren (2013), Water calibration measurements for neutron radiography: Application to water content quantification in porous media, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 708, 24-31.
- Kasperl, S., and P. Vontobel (2005), Application of an iterative artefact reduction method to neutron tomography, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 542(1-3), 392-398.
- Lehmann, E. H., P. Vontobel, and R. Hassanein (2005), Neutron tomography as tool for applied research and technical inspection, paper presented at Spring Meeting of the Arbeitskreis Festkörperphysik of the Deutsche-Physikalische-Gesellschaft, Berlin, GERMANY, Mar 04-11.
- Lehmann, E.H., 2009. Neutron Imaging Methods and Applications. In: L.L.e. al. (Ed.), *Neutron Applications in Earth, Energy and Environmental Sciences*. Springer Science+Business Media, pp. 319 - 348.
- Lehmann, E. H., P. Vontobel, G. Frei, G. Kuehne, and A. Kaestner (2011a), How to organize a neutron imaging user lab? 13 years of experience at PSI, CH, *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section a-Accelerators Spectrometers Detectors and Associated Equipment*, 651(1), 1-5.
- Lehmann, E. H., A. Tremsin, C. Grunzweig, I. Johnson, P. Boillat, and L. Josic (2011b), Neutron imaging - Detector options in progress, *Journal of Instrumentation*, 6.

Isotopic assessment of percolation in granitic sedimentary and hardrock aquifers of the northern Czech Republic.

Martin Šanda¹, Tomáš Vitvar¹, Milan Hokr², Jakub Jankovec¹, Aleš Balvín²

¹CTU in Prague, Thákurova 7, 166 29 Praha 6

²TU in Liberec, Hálkova 6, 461 17 Liberec 1

Introduction

The project aims at the determination of recharge/discharge processes in quaternary aquifers underlain by granitic structures of the Central European basin, using the $^3\text{He}/^3\text{H}$ and other environmental isotopes. The granitic structures include a 10-15 m weathered upper layer, recharged via infiltration and discharged in form of river baseflow or contribution to deeper man-made voids via rock fractures. Previous hydrochemical, geophysical and stable isotope studies identified a rapid soil moisture-depending infiltration through the quaternary sediments, however were not able to address the recharge velocity and the turnover time in the range of decades in the sedimentary and fractured environment.

The work is being carried out at the Uhlířská experimental catchment in Jizera Mountains (1.78 km², average altitude 822 m asl), located in the northern part of Czech Republic and in the nearby artificial tunnel in the granitic bedrock between the drinking water reservoir Josefův Důl and the water treatment plant Bedřichov. The catchment is included in the Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins GEOMON and the IAEA global networks GNIP and GNIR (IAEA, 2006) and provides a wide range of meteorological, hydrological, pedological, hydrochemical and isotope (water isotopes) datasets, in particularly focused on the upper sedimentary aquifer. Three wells located at catchment outlet are screened in different horizons and provide groundwater samples for determination of the $^3\text{He}/^3\text{H}$ content. Work in the tunnel is carried out together with the local partner Technical University in Liberec (TUL). This study will also improve the knowledge basis for a future design of deep radioactive waste repository sites within similar geological structures on the territory of the Czech Republic.

Data and Methods

Automated standard measurements of hydrological and meteorological parameters in the Uhlířská catchment include a meteorological station with monthly GNIP rainfall sampling, two runoff gauging stations Porsche profile (with monthly GNIR sampling) and Uhlířská outlet, and several complementary monitoring and sampling sites in soil and peatland. Three wells were drilled at the Uhlířská catchment outlet with different depth below surface – HV1C=10m, HV2B=20m, HV3A=30 m deep (15 cm i.d.): 8-9, 18-19, 28-29 m screen, rest cemented. The wells are apart ca 5m one to another and therefore sampling may be considered as multilevel well approach. The wells are instrumented with sensors logging the pressure (i.e. water table related to the screened horizon) and electrical submersible pumps for flushing and sampling the groundwater. The Bedřichov tunnel connecting the drinking water reservoir Josefův Důl and the water treatment plant Bedřichov is located in vicinity of Uhlířská. The tunnel length is 2.6 km, sloping 1,54% from 697 to 657 m above the mean sea level. The tunnel cuts multiple deep fractures and fissures as well as near-surface weathered rock. Primary purpose of the tunnel is to house the pipeline which delivers raw water from the reservoir to the drinking water treatment plant in Bedřichov and further to the city of Liberec and its vicinity.

Data interpretation consisted of hydrological and geoelectrical approaches operated as part of the longterm monitoring programme in the area. Three sampling campaigns for noble gases (May and November 2011, May 2012) were carried out. Stable isotope and tritium data from the catchment and

tunnel were interpreted for the period 2010-2012 by means of lumped-parameter models, using the software packages FLOWPC (Maloszewski and Zuber, 1996) and LUMPY (Suckow, 2012).

Flow and residence times in the sedimentary aquifer of Uhlířská catchment and in the fractured structure of Bedřichov tunnel.

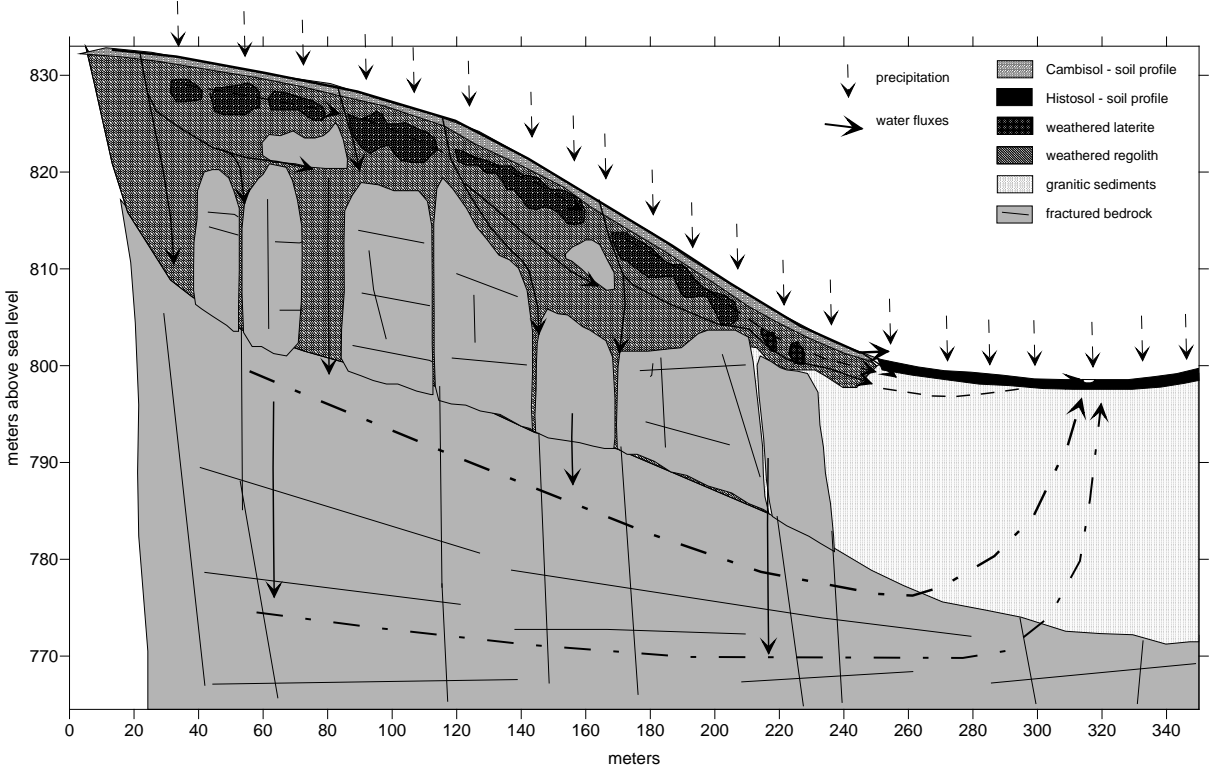


Fig. 1: The setup of the Uhlířská catchment with wells at the gauging station and concept of water fluxes in the weathered and fractured bedrock in granitic area of Uhlířská catchment.

Fig. 1 presents a conceptual model of water fluxes in the granitic weathered and fractured structures which form the hillslope of the Uhlířská catchment. The hypothesised profile is based on geophysical measurements and general concept of rock formation in northern Bohemia (Novotný, 2009). The concept reveals a quick hypodermic and shallow subsurface flow and assumes gradual increase of residence time towards deeper fractures and sedimentary aquifer structures. Streamflow is typically formed by groundwater discharge from the valley deluviofluvial granitic sediments, and in combination with water in weathered layers on hillslopes during rainfall and snowmelt periods. The prevailing source of the groundwater is the infiltration of snowmelt water.

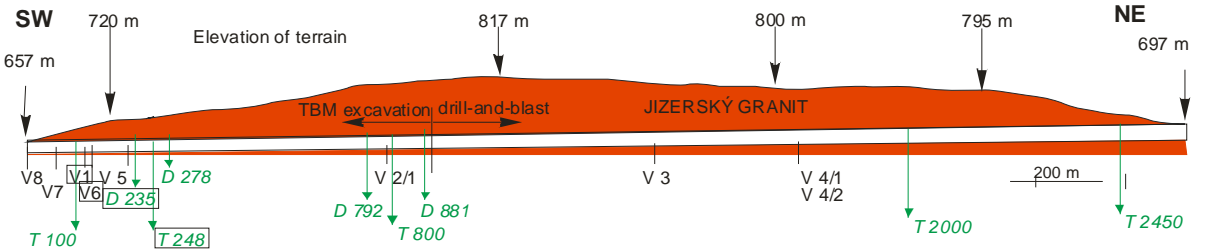


Fig. 2: The setup of the Bedřichov tunnel with gauged and sampled fissures and fractures (V) and temperature (T) measurements. D stands for dilatometers. Total length of the tunnel is 2500 m.

Fig. 2 represents vertical cross-section of Bedřichov tunnel with its instrumentation. Selected V fractures are used for noble gas sampling efforts. In the tunnel distance of 70 m relates to 20.6 m of the groundwater thickness above the sampling point and 120 m relates to 33.5 m water thickness in

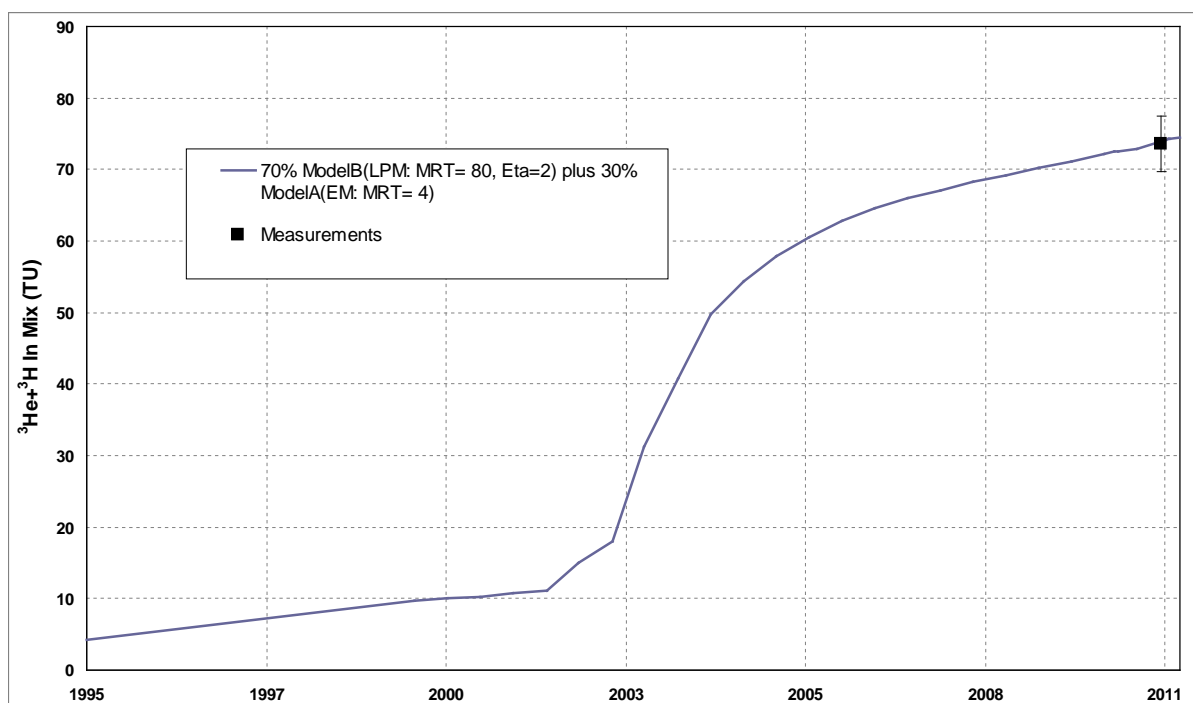


Fig. 4: Vertical distribution of Tritium-Helium values and apparent water ages in the sedimentary aquifer of Uhlířská CZE catchment and the Bedřichov tunnel (CZE shallower and CZE deeper tunnel description is used for the overlying rock thickness which relates to the degree of weathering).

Summary and Conclusions

The project work conducted to date demonstrated tritium-helium age dating can conceptually address groundwater recharge to relatively shallow sedimentary aquifers in a catchment and to various seepage points in deeper granitic structures of a nearby tunnel. Spectra of apparent ages from years to decades were determined for water in a shallow sedimentary aquifer (30 m depth) and in a granitic tunnel (100-200 m below the surface). Additional work is required to assess and interpret mixing proportions in the groundwater samples and to quantify realistic mean groundwater residence times on the base on the apparent ages and comparisons of various tracers (LUMPY and/or the new USGS package TracerLPM). It is expected that the residence times and conceptual models obtained by isotopes will be further verified any compared with numerical groundwater flow approaches.

Acknowledgment

This project is supported by IAEA CRP contract No. CZ16335

References

- IAEA (2006): Isotope Hydrology Information System: The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>
- Maloszewski, P., Zuber, A. (1996): Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data, Manual on mathematical models in isotope hydrology, IAEA-TECDOC-910, IAEA, Vienna, 1996. 9-58.
- Novotný, J. (2009): Obtíže inženýrskogeologického průzkumu v žulových masívech. Sborník 1. Národního inženýrskogeologického kongresu s mezinárodní účastí, Ostrava 2009, p.26-28.
- Suckow, A. (2012): Lumpy - an interactive Lumped Parameter Modeling code based on MS Access and MS Excel. Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-2763, EGU General Assembly Vienna 2012.

Seasonal snow accumulation in the mid-latitude forested catchment

Václav Šípek, Miroslav Tesař

Institute of Hydrodynamics of the Academy of Sciences of the Czech Republic, Pod Patankou 30/5,
Prague 6, Czech Republic

Abstract

The article deals with the snow cover characteristics (snow depth – SD and snow water equivalent - SWE) concerning the mid-latitude forested catchment. Namely, the influence of forest canopy (spruce and beech forest) and altitude (ranging from 835 m a.s.l. to 1118 m a.s.l.) was investigated. Forest cover was proved to have a significant influence on the snow cover accumulation, reducing the SWE by 48 % on average, compared to open sites. The elevation gradient concerning SWE ranged from 30 to 40 mm and from 5 to 20 mm per 100 m in open and forested sites, respectively. Its magnitude was found to be temporarily variable and positively related to total seasonal snowfall amount. The differences among interception losses, concerning various elevations and forest canopy, were not statistically significant.

Key words: snow depth, snow water equivalent, forested catchment

Introduction

Snow accumulation and snowmelt dominate the hydrology of most inland watersheds in mountain and boreal forest environments. Hydrological importance of seasonal snow cover consists of detaining significant amount of water during accumulation period followed by its fast release during melt period. The processes that control snow accumulation and melt in open areas (not influenced by the forest canopy) are well described for a wide range of climates (Storck et al., 2002). At the watershed-scale, the variability of snow accumulation and snowmelt is influenced by topography, with elevation and aspect as the dominant controls (Anderton et al., 2004; Pomeroy et al., 1998). Wind redistribution (Luce et al., 1998), micro topography, and vegetation causes high plot-scale variability of snow pack properties (Anderton et al., 2002; Pomeroy et al., 1998). It is well accepted that, at mesoscales and microscales, snow accumulation differs substantially between forested and open environments because of processes of interception, sublimation and wind redistribution (e.g. Pomeroy et al, 1998). Forest canopies also influences snow characteristics by altering the snowpack energy balance (Faria et al., 2000; Storck et al., 2002), which results in lower average snow accumulation and lower average melt rates under the forest canopy in comparison to clearcuts and other non-forested landscapes.

The main aim of this study is to quantify the differences in the snowpack accumulation in the open and forested sites. The attention is also paid on the annual course, the influence of elevation and the determination of the interception amount.

Data and methods

The study area is located in the mountainous and forested part of the Bohemian Forest Protected Landscape Area, in South Bohemia, Czech Republic (13°41'E, 49°04'N). The total catchment area attains 99.7 ha. The altitude in the watershed starts at 828 m a.s.l. (the outlet) and reaches 1074 m a.s.l. (the surrounding peaks). The catchment faces east and north-east in direction, with an average slope angle of around 16 %. Climate and vegetation are characteristic for the mild climate zone with the mean monthly temperature varying from -3.4 °C in January to 13.6 °C in July. The average annual temperature is equal to 6.3 °C. The mean number of days with snow cover is 92. The entire catchment is covered by mixed forest, with prevailing coniferous trees of various ages (up to 140 years). The overview of the catchment and location of measurement sites are displayed in Fig. 1.

The meteorological data were obtained from the meteorological station located next to the experimental catchment (330 m meters from its border and 1000 m from the centre of the watershed) at the altitude of 835 m a.s.l.. The snow cover characteristics were measured from the winter 2002/2003 to the winter 2012/2013. Two fundamental variables of snow cover, snow depth (SD) and snow water equivalent (SWE) were measured. SWE was determined by a mass method, using a gauging tube with a digital balance. The snow tube Metra (with an area of 50 cm²) was used until January 2007. Since then, the snow tube with an area of 30 cm² was used. Hence, the winter 2006/2007 is not a part of the study as the data are available only from the end of January. The snow cover was measured at four different sites (see Fig. 1): Meteorological station (MS) (835 m a.s.l.), Conifer 7 + Beech (920 m a.s.l.), and Conifer 10 (975 m a.s.l.). The last measurement is taken from the nearby (4 km from the experimental plot border) meteorological station at Churáňov hill (1123 m a.s.l.). Four sites differ primarily in altitude and one is located in the beech canopy in the same altitude as the Conifer 7 site. Besides the Churáňov hill, snow measurements were always conducted in the forest canopy and in the nearby open site, in order to observe the influence of the forest canopy on snow accumulation and melting processes. All the measuring sites in the forest canopy were placed in the forest of a similar age.

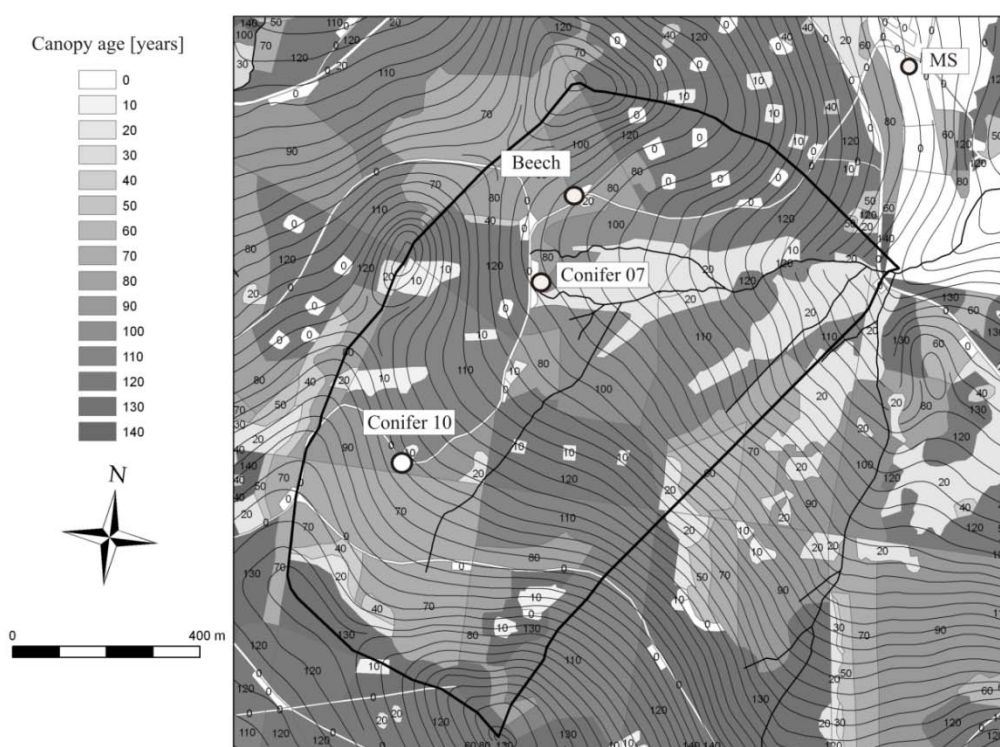


Fig. 1: Snow measuring sites in the Liz experimental basin.

Results

The influence of two determining factors was studied using the snow depth and the snow water equivalent characteristics. In the first place, the differences between forested and open sites were quantified. Second, the influence of the altitude on both snow characteristics was studied.

Annual course of snow cover in open and forested sites

The main processes influencing SD and SWE at various sites are represented by: snowfall, snowmelt, interception, sublimation, and wind redistribution. In this study, four paired site measurements were established in order to investigate the differences among open and forested areas concerning the snow cover characteristics. Similar approach was adopted e.g. by Stehlík and Bubeníčková (2002) or Winkler et al. (2005).

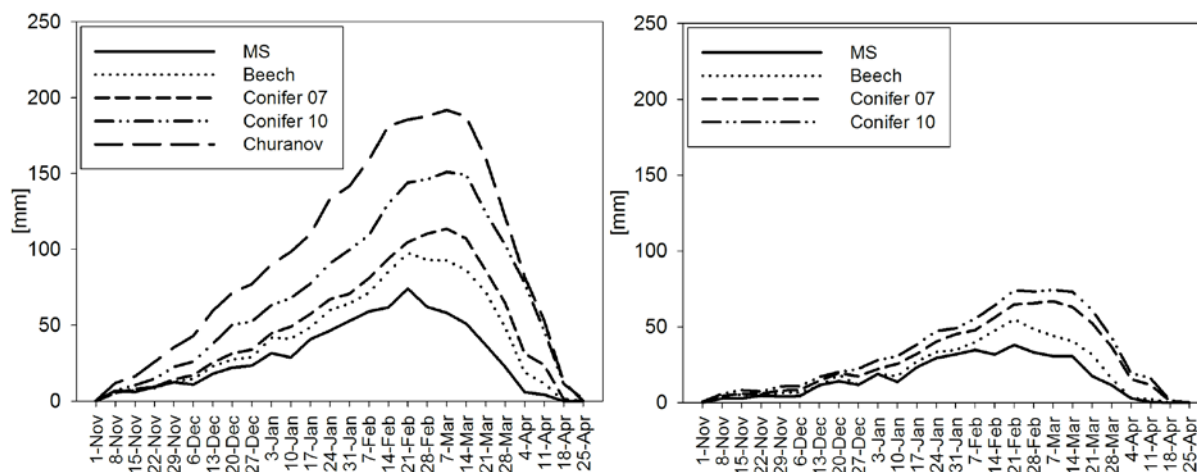


Fig. 2: The average annual course of SWE in open (left panel) and forested site (right panel).

The average seasonal course of SWE is depicted in Fig. 2. Particular values were constructed as weekly averages of SWE over the studied period (2002/2003-2012/2013). Although, the annual course is very similar in forested and open sites, the picture demonstrates the most significant difference among them, which is represented by the total amount of snow water accumulated. Open areas are generally richer concerning SWE in all years studied (Tab. 1). The ratio of forested to open site SWE ranges from 26 % to 79 %. On average, SWE in forested site equals to 52 % of SWE in the open site. The value of the ratio might be related to the total snowfall amount. The higher the snowfall is, the smaller the difference between open and forested sites is.

Table 1: Annual average SWE in all experimental sites [mm].

	Meteo		Conifer 7		Beech		Conifer 10		Churáňov	
	open	forest	open	forest	open	forest	open	forest	open	forest
2002/2003	28.95	11.22	46.43	25.23	37.96	19.00	69.60	29.26	91.23	x
2003/2004	44.75	20.74	68.40	33.81	51.15	26.13	83.63	37.19	124.61	x
2004/2005	39.50	17.85	55.28	42.24	59.52	32.28	100.77	44.35	167.44	x
2005/2006	89.89	44.99	122.36	96.90	115.13	73.28	164.68	109.90	220.87	x
2007/2008	15.21	5.40	24.56	9.08	19.73	7.91	49.71	13.80	94.88	x
2008/2009	46.82	25.92	83.23	41.45	71.84	23.56	113.09	60.93	148.77	x
2009/2010	36.94	29.14	61.42	38.15	50.06	27.73	77.24	40.28	87.81	x
2010/2011	21.97	15.87	55.67	17.47	34.54	11.68	78.81	20.29	88.17	x
2011/2012	39.80	24.03	77.52	33.37	61.14	23.63	113.92	42.00	149.24	x
2012/2013	23.79	15.77	60.36	32.42	50.50	18.19	77.40	33.14	93.03	x
AVERAGE	38.76	21.09	65.52	37.01	55.16	26.34	92.89	43.11	126.61	x

SWE in the forested site might be related to the open site by a simple regression as the relationship seems to be linear (Fig. 3). Correlation coefficients between forested and open sites are higher than 0.90 (at the 95 % significance level) for the entire study period. Hence, for the purpose of the hydrological forecasting it might be sufficient to measure the SWE in open area and then estimate the SWE in nearby forest. According to Fig. 2, the snow coverage is usually present both in the forest and open site in the Liz experimental basin. As it was also shown in Fig. 2, the phenomenon of slower snowmelt in the canopy covered areas, identified e.g. by Hřbík et al., 2012 in Slovakia, was not observed. Only slight improvement of predicting relations was found when the winter was split into accumulation and snowmelt periods as performed by Stehlík and Bubeníčková (2002).

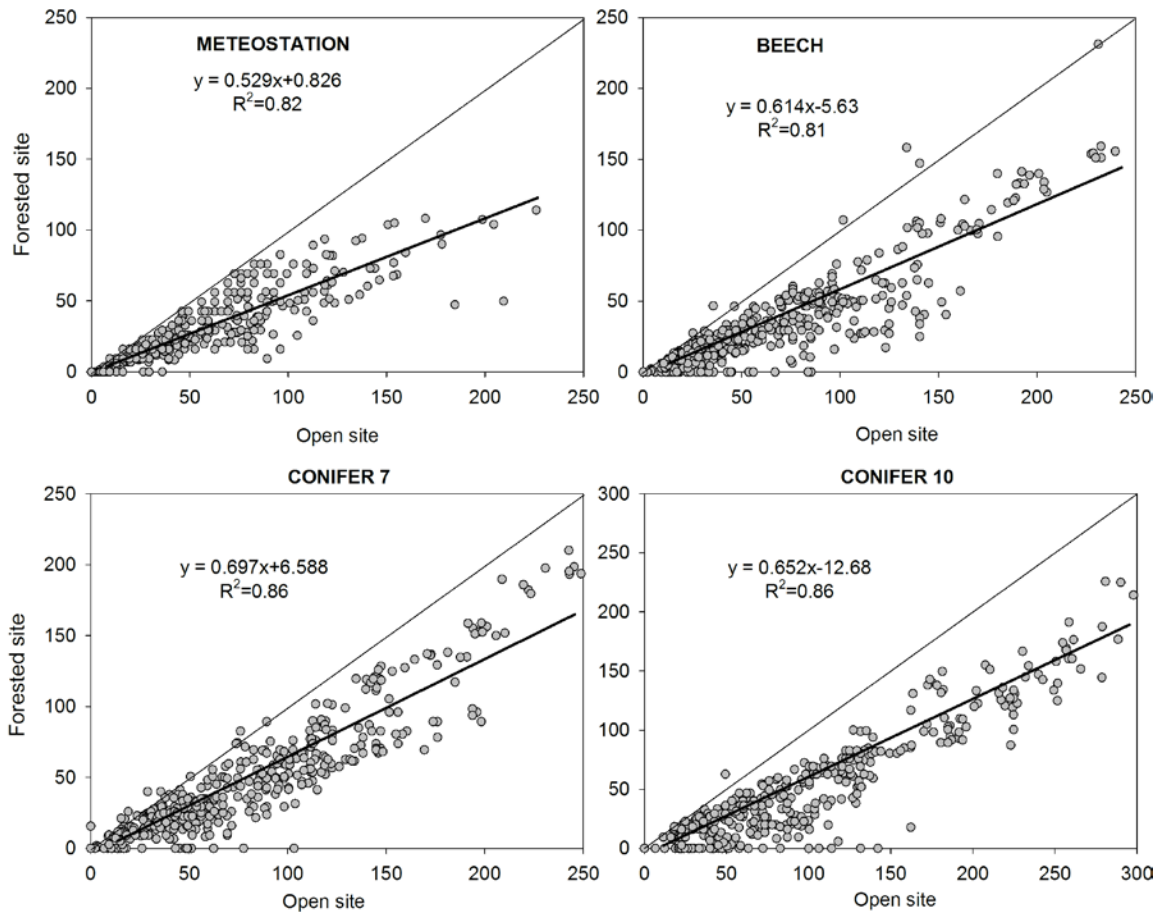


Fig. 3: Relations of open and forested SWE for all observed sites (2002/2003 – 2012/2013).

Influence of altitude

Altitude has a profound influence on the magnitude of snowfall events and snow processes (Varhola et al., 2010). In this study, the relations of SWE and SD to altitude were investigated. In all winter periods, the SWE (as well as SD) increased with altitude both in forested and open sites. Fig. 4 depicts the annual averages of SWE and SD in open sites, representing various elevations above the sea level. The differences between sites are more pronounced in the case of the SWE, which might be attributed to the different snow melting dynamics at various elevations. The average coefficient of variation equals 0.46 concerning SWE data contrasting with 0.34 concerning SD.

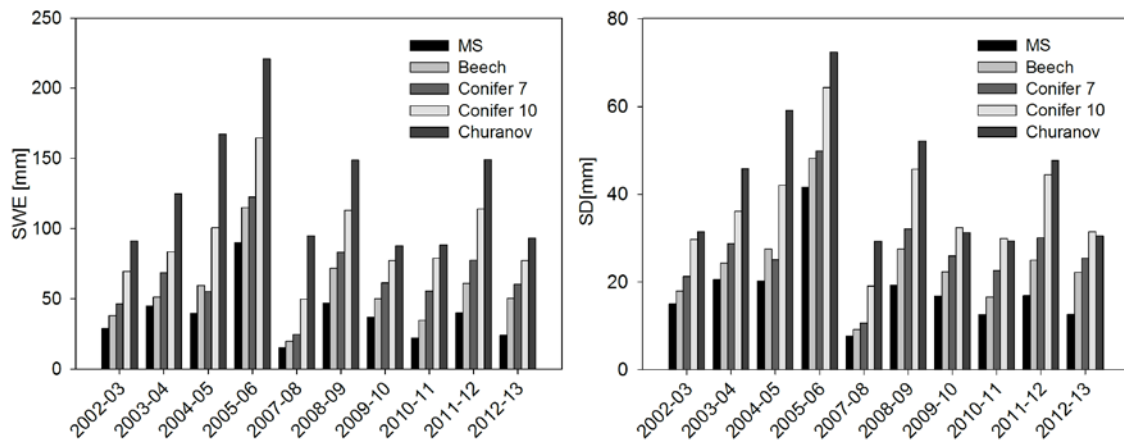


Fig. 4: The average annual SWE (left plot) and SD (right plot) for all open sites.

Considering the elevation based snow cover variability, data from the forested sites are more homogenous with an average coefficient of variation attaining 0.2-0.3 during the accumulation period (November-February). In this period, the in situ variability for open sites fluctuates between 0.3-0.4. In both type of sites, the coefficient of variation increases from the end of February to the end of the melting period, reaching 1.2 on average both for the SCE and SWE values (see Fig. 5). Hence, the differences in altitude are more pronounced during the snowmelt period. The differences present at the very beginning and end of the snow cover period are determined by the gradual onset of the snow cover respecting the elevation.

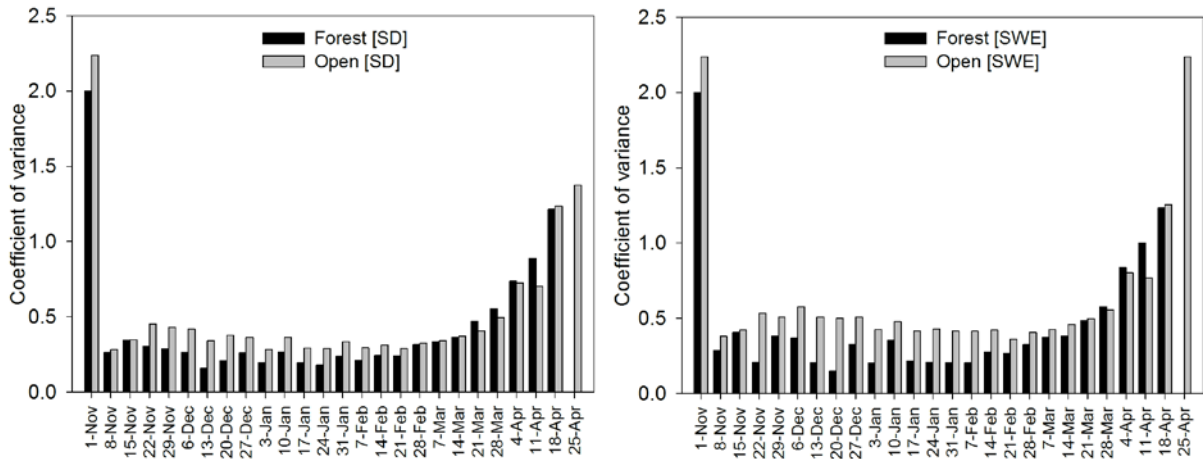


Fig. 5: An average course of the coefficient of variation for open sites (left panel) and forested sites (right panel) (2002-2012) (black column representing SWE and white column SD).

The gradient of SWE increase was obtained as the difference of the average SWE for specific places and years with respect to the elevation difference between them. The gradient of snow increase varied significantly among particular years. However, it is significantly positively correlated (at the 95% percentile level) with the average winter SWE in the locations (Fig. 6). The correlation coefficients between average annual SWE and SWE elevation gradient are ranging between 0.63 and 0.95 (both for forested and open sites). The average correlation coefficient equals 0.82 and 0.93 for open and forested sites, respectively. These values are interpreted as a good relationship with the annual SWE. Therefore the SWE gradient should not be considered only elevation dependent, as demonstrated by Holko and Kostka (2008), but also temporally variable with respect to a total snowfall amount. The average SWE was found to increase at rate of 30-40 mm per 100 m for open areas and 5-20 mm for forested areas, which is higher than the values 21-27 mm (open sites) and 11-15 (forested sites) presented by Toews and Gluns (1986) in British Columbia, Canada. However, the gradients are comparable to those obtained by Holko (2000) in Tatra Mts., Slovakia.

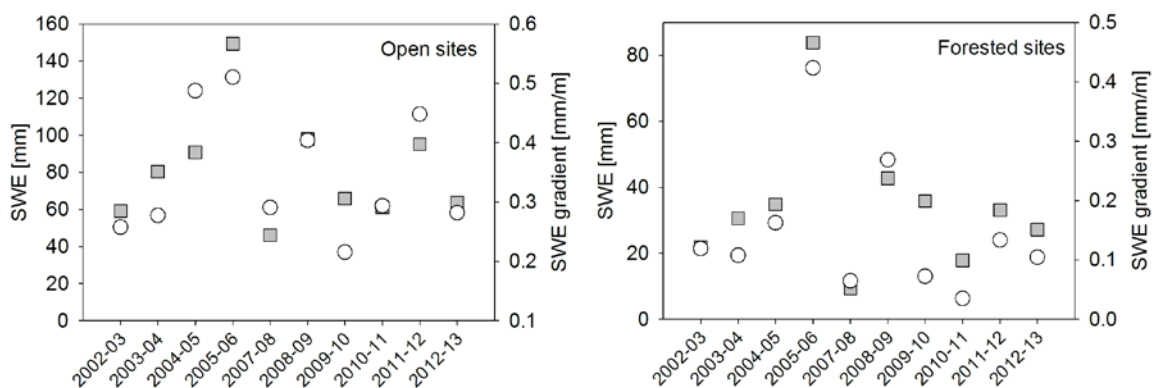


Fig. 6: Relations of the average SWE elevation gradient (white circles) over the entire studied area and average annual SWE (grey squares) for open and forested sites.

Interception

Snow interception by the mature canopy was inferred as the difference between the increase in SD in the open site and the increase in SD beneath canopy assuming that the new snow density is the same. The differences in the SWE were not taken into account as they might be influenced by different melting and sublimation processes concerning open and forested sites. The periods when the snow depth increased significantly more in the forested site than in the open area were excluded from the analysis, as they probably represent the release of the temporarily detained snowfall from tree crowns. The interception was estimated at four different locations. Three representing spruce forest at different altitude (MS, Conifer 7, and Conifer 10) and one located near Conifer 7, but covered with beech forest. Data for all sites are plotted in Fig. 7, which demonstrates that the character of intercepted snowfall amount is very similar considering all locations. It constitutes around 40 % of the total snowfall depth (in mm), which corresponds to values presented by Hedstrom and Pomeroy (1998) from British Columbia, Canada. Maximum interception capacity ranges from 6 to 9 mm of snow depth. According to the angle of the trend-line, the interception is slightly increasing with altitude and is more efficient in spruce forest compared to the beech covered site. However, the ANOVA analysis was conducted taking into account all 372 episodes and the null hypothesis that the site characteristic (elevation or canopy coverage) would influence the variance of intercepted snow depth was rejected at 5 % confidence level. Hence, the interception might be considered elevation and canopy cover independent at our experimental location.

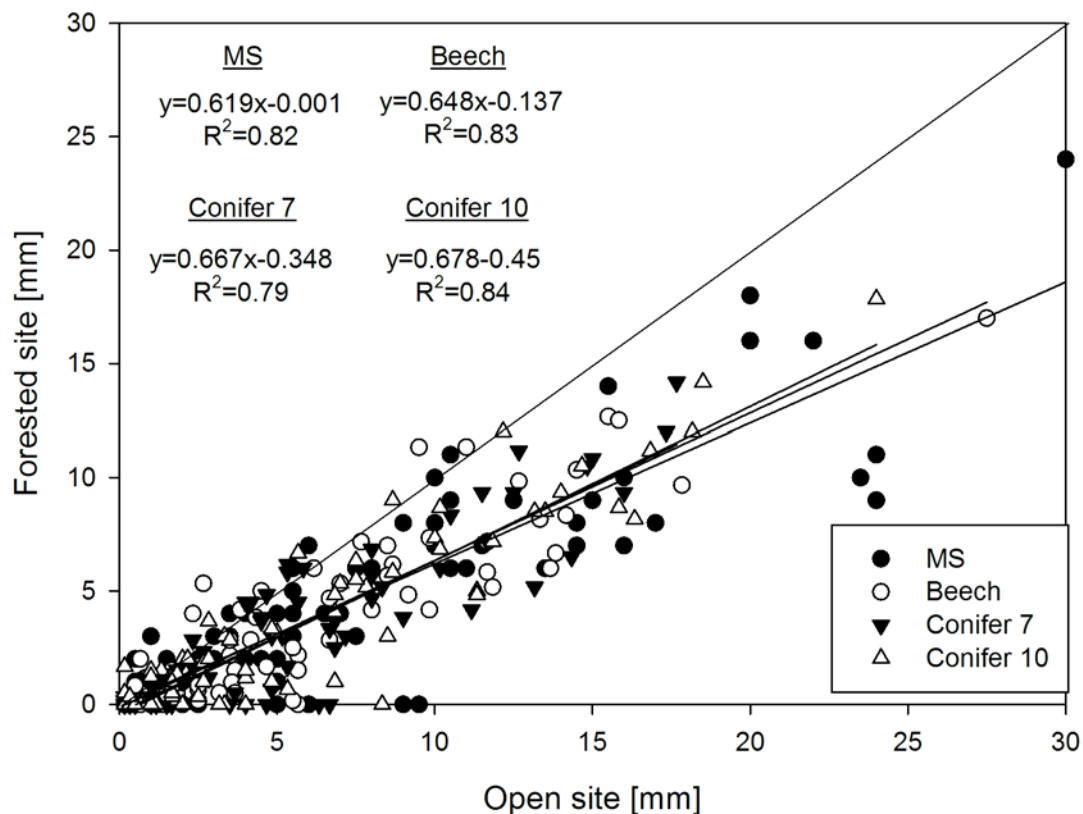


Fig. 7: The comparison of Δ SD in open area and beneath canopy.

Conclusions

Snow cover characteristics were measured for ten years at five distinct sites representing various altitude and canopy cover. Following conclusions might be drawn from the extensive research:

- SD and SWE in open sites are significantly higher than in forested sites and might be related with each other in a linear way. The difference is negatively correlated to total snowfall amount. The annual course of SD and SWE is similar in forested and open sites.
- SD and SWE are elevation dependent. The snow cover is more homogenous in the forested canopy in different elevations. The elevation variability increases in the snowmelt period in both types of sites.
- The average SWE elevation gradient equalled to 30-40 mm and 5-20 mm per 100 m in open and forested sites, respectively. The SWE elevation gradient is temporarily variable and positively correlated to total winter snowfall amount.
- Interception losses (concerning the SD) are similar in all sites regarding the canopy cover and altitude. The maximum interception threshold for SD ranged from 6 to 9 mm.

References

- Anderton, S. P., White, S. M., Alvera, B. (2002): Micro-scale spatial variability and the timing of snow melt runoff in a high mountain catchment. *J Hydrol*, 268: 158–176.
- Anderton, S. P., White, S. M., Alvera, B. (2004): Evaluation of spatial variability in snow water equivalent for a high mountain catchment. *Hydrol Process*, 18: 435–453.
- Faria, D. A., Pomeroy, J. W., Essery, R. L. H. (2000): Effect of covariance between ablation and snow water equivalent on depletion of snow-covered area in a forest. *Hydrol Process*, 14 (15): 2683–2695.
- Holko, L. (2000): Vyhodnocení dlouhodobých měření parametrů sněhové pokrývky v horském povodí. *Acta Hydrologica Slovaca*, 1(1): 15-22.
- Holko, L., Kostka, Z. (2008): Hydrological characteristics of snow cover in the Western Tatra Mountains in winters 1987-2008. *Folia Geographica ser. Geographica-Physica*, vol. XXXIX (39): 63-77.
- Hedstrom, N. R., Pomeroy, J. W. (1998): Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrol Process*, 12: 1611-1625.
- Hrúbik, M., Vida, T., Škvarenina, J., Škvareninová, J., Ivan, L. (2012): Hydrological effects of Norway spruce and European beech on snow cover in a mid-mountain region of the Polana mts., Slovakia. *J Hydrol Hydromech*, 60(4): 319-332.
- Luce, C. H., Tarboton, D. G., Cooley, K. R. (1998): The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt. *Hydrol Process*, 12: 1671–1683.
- Pomeroy, J. W., Parviainen, J., Hedstrom, N., Gray, D. M. (1998): Coupled modeling of forest interception and sublimation, *Hydrol Process*, 12: 2317– 2337
- Stehlík, J., Bubeníčková, L. (2002): Vztahy mezi vodní hodnotou sněhu v zalesněném terénu a na otevřeném prostranství v experimentálních povodích Jizerských hor. *J Hydrol Hydromech*, 50: 233-246.
- Storck, P., Lettenmaier, D. P., Bolton, S. M. (2002): Measurement of snow interception and canopy effects on snow accumulation and melt in a mountainous maritime climate, Oregon, United States. *Water Res Research*, 38(11): 1223.
- Toews, D. A. A., Gluns, D.R. (1986): Snow accumulation and ablation on adjacent forested and clearcut sites in southeastern British Columbia. In: *Proceedings of the 54th Western Snow Conference*, Phoenix, AZ, April 15–17, 1986, p. 101–111.
- Varhola, A., Coops, N. C., Weiler, M., Moore, R. D. (2010): Forest canopy effects on snow accumulation and ablation: An integrative review of empirical results. *J Hydrol*, 392: 219-233.
- Winkler, R. D., Spittlehouse, D. L., Golding, D. L. (2005): Measured differences in snow accumulation and melt among clearcut, juvenile, and mature forests in southern British Columbia. *Hydrol Process*, 19: 51-62.

Hydrologické extrémny v povodí Čierneho Hrona

Helena Šipikalová, Kateřina Hrušková, Jana Podolinská, Daniela Kyselová, Peter Borsányi

Slovenský hydrometeorologický ústav, Zelená 5, 974 04 Banská Bystrica, Slovensko

Abstrakt

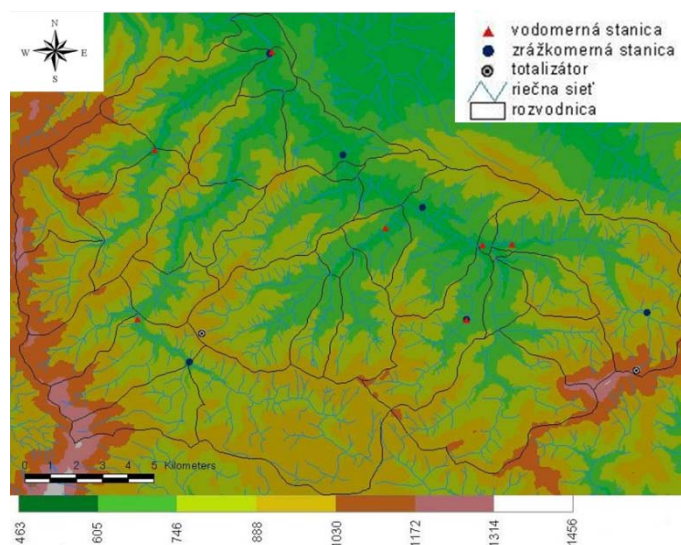
Príspevok obsahuje analýzu režimu odtoku výnimočného obdobia hydrologických rokov 2010-2012 vo vodomerných staniách reprezentatívneho povodia Čierny Hron. Hodnotí ročné a mesačné zrážky na povodie, odtok, denné extrémny a kulminácie. Zaoberá sa pozíciami extrémny v časových radoch, trendami priemerných a extrémnych hodnôt. Zároveň hodnotí aj hydrologické charakteristiky obdobia 1991-2012 a porovnáva ich s doteraz platnými.

Kľúčové slová: reprezentatívne povodie, režim odtoku, extrémny, hydrologické charakteristiky

Úvod

Povodie Čierneho Hrona je jedno z mála minimálne ovplyvnených povodí na území Slovenska, s pomerne hustou sieťou stanií s rôzne veľkou plochou povodia. Služi nám často ako pilotné povodie pre hodnotenie hydrologického režimu a analýzu tvorby odtoku v systéme riečnej siete, nakoľko Slovenský hydrometeorologický ústav poskytuje hydrologické charakteristiky povrchových tokov pre výstavbu vodohospodárskych stavieb, pre manažment vodných zdrojov, rozhodovacia činnosť, ochranu pred povodňami, ochranu životného prostredia. Obdobie hydrologických rokov 2010-2012 bolo z hydrologického hľadiska veľmi výnimočné, zaregistrovali sme niekoľko extrémny tak v oblasti maxím ako aj miním. Vyskytli sa scenáre z klimatickej zmeny – dlhotrvajúce obdobie so zrážkami, dlhotrvajúce obdobie bez zrážok, privalové dažde, prudké výkyvy v teplote vzduchu a podobne. S týmito fenoménmi sme sa v minulosti síce stretávali, ale nie v takej intenzite a nie v takom častom slede za sebou. Z toho dôvodu sme podrobnejšie analyzovali režim odtoku v tomto období, pozície extrémny ako aj trendy v časových radoch prietokov vo vodomerných staniách a ich dopad na hydrologické charakteristiky.

Staničná sieť v povodí a podkladové údaje



Obr. 1: Staničná sieť v povodí Čierny Hron.

K analýze sme využili namerané a spracované údaje za obdobie pozorovania od 1931-2012 z hydrologických a klimatologických staníc (obr. 1, tab. 1, tab. 2).

Tabuľka 1: Vodomerne stanice v povodí Čierneho Hrona.

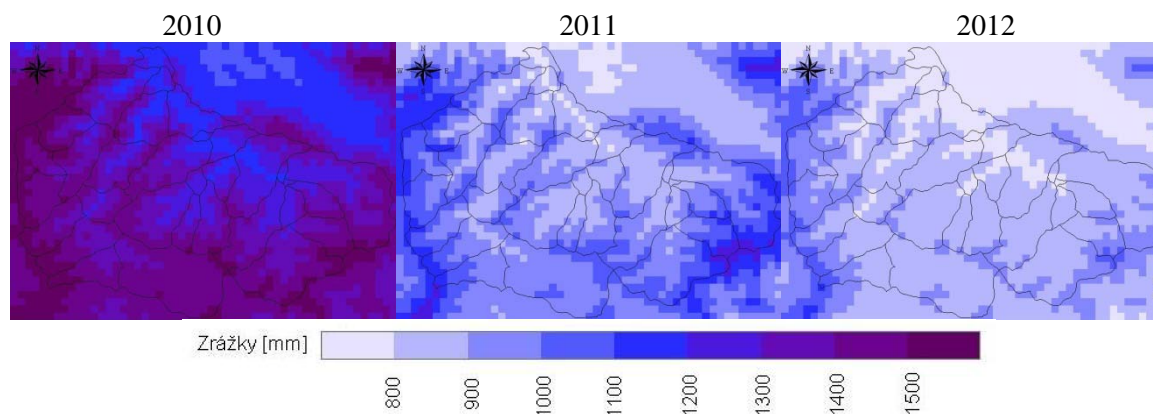
P.Č. STANICA	TOK	RIEČ.KM	PLOCHA [km ²]	INDIKATÍV	POZOROVANIE OD ROKU		
					VODNÝ STAV	PRIETOK	
1	ČIERNY BALOG	ŠALING	0.90	24.98	7029	1987	1987
2	ČIERNY BALOG	ČIERNY HRON	15.50	64.61	7030	1969	1969
3	ČIERNY BALOG	BRÓTOVO	3.30	9.28	7033	1980	1980
4	ČIERNY BALOG	VYDROVO	1.10	31.80	7036	1981	1981
5	HRONČEK	KAMENISTÝ P.	11.60	48.86	7040	1928	1970
6	HRONEC	ČIERNY HRON	2.40	239.41	7045	1925	1931
7	OSRBLIE	OSRBLIANKA	6.40	27.77	7050	1925	1966

Tabuľka 2: Zrážkomerne stanice v povodí Čierneho Hrona.

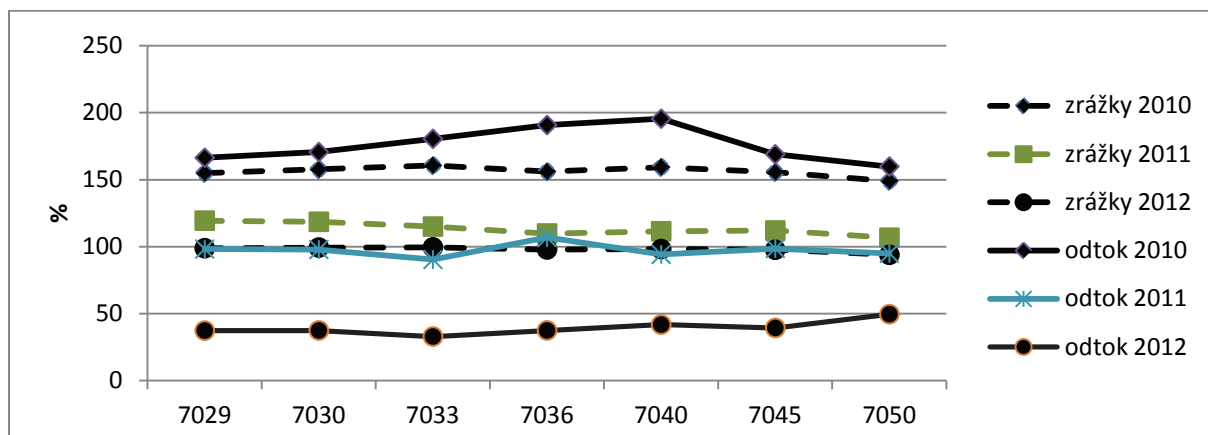
P.Č.	STANICA	NADM.VÝŠKA	POZOROVANIE OD ROKU		
		m n.m.	ZRÁŽKOMER	OMBROGRAF	TOTALIZÁTOR
1	ČIERNY BALOG-BRÓTOVO	627	1980	1981	
2	ČIERNY BALOG-JÁNOŠOVKA	560	1980	1980	
3	ČIERNY BALOG-KRÁM	554	1959	1981	
4	ČIERNY BALOG-STARÁ DOLINA	795	1981	1981	
5	HRONČEK	690	1981	1981	
6	HRONEC	482	1981	1981	
7	VARTA	1100			1989
8	ZÁKLUKY	930			1989

Ročné hodnoty

Hydrologický rok 2010 bol zrážkovo mimoriadne vodný, priemerné úhrny zrážok na povodie dosiahli 149-161 % dlhodobých hodnôt obdobia 1961-2000, priemerné ročné prietoky dosiahli 160-195 % dlhodobých hodnôt obdobia 1961-2000 a týmto sa zaradili medzi veľmi vodné. Hydrologický rok 2011 bol zrážkovo prevažne nadnormálny (107-119 %), prietokovo ho hodnotíme ako normálny rok (95-106 %). V zrážkovo normálnom roku 2012 (94-99 %) však prietoky dosiahli len 33-50 % svojich dlhodobých hodnôt a mnohé sa zaradili medzi najmenšie ročné v prietoky v pozorovanom období. Pre výpočet priemerných mesačných úhrnov zrážok na povodie boli použité rastrové mapy mesačných úhrnov atmosférických zrážok, ktoré boli zostrojené na Odbore Klimatologickej služby SHMÚ na základe bodových údajov z profesionálnych a dobrovoľníckych klimatologických staníc. Priestorové rozloženie zrážok v reprezentatívnom povodí Čierneho Hrona v rokoch 2010-2012 znázorňuje obr. 2, percentuálne hodnoty ročných úhrnov zrážok a odtoku k dlhodobým hodnotám vo vodomerných staniciach (VS) predstavuje obr. 3.



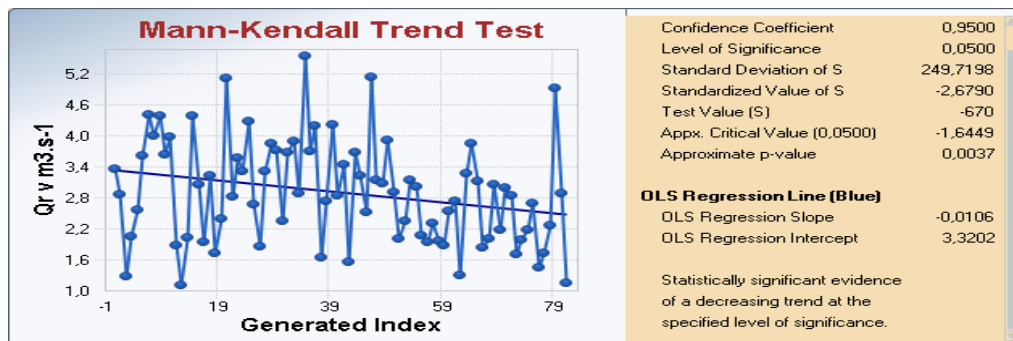
Obr. 2: Priestorové rozloženie ročných zrážok za hydrologické roky 2010-2012 v povodí Čierneho Hrona.



Obr. 3: Percentuálne hodnoty ročných úhrnov zrážok a odtoku k dlhodobým hodnotám za roky 2010, 2011 a 2012 vo vodomerných stanicích v povodí Čierneho Hrona.

Časové rady ročných prietokov majú pri lineárnom trende slabý pokles okrem VS Čierny Balog – Šaling, ktorá je vyrovnaná. Pri Mann-Kendallovom teste, hladine významnosti 0,05 bol preukázaný pokles, okrem VS Čierny Balog – Šaling a Čierny Balog – Vydrovo, v ktorých neexistuje trend a zároveň majú aj najkratšie pozorovacie rady. Rok 2010 bol v štyroch stanicích najvodnejší, v dvoch druhý a v najdlhšom pozorovacom rade VS Hronec – Čierny Hron až štvrtý najvodnejší. Rok 2012 bol v troch stanicích najsuchší a v štyroch druhý najsuchší.

Priemerné ročné prietoky vo vodomernej stanici Hronec – Čierny Hron a jeho trend za obdobie pozorovania predstavuje obr. 4. Najsuchším desaťročím v tejto stanici bolo obdobie 2000-2009, s priemerným ročným prietokom $2,181 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

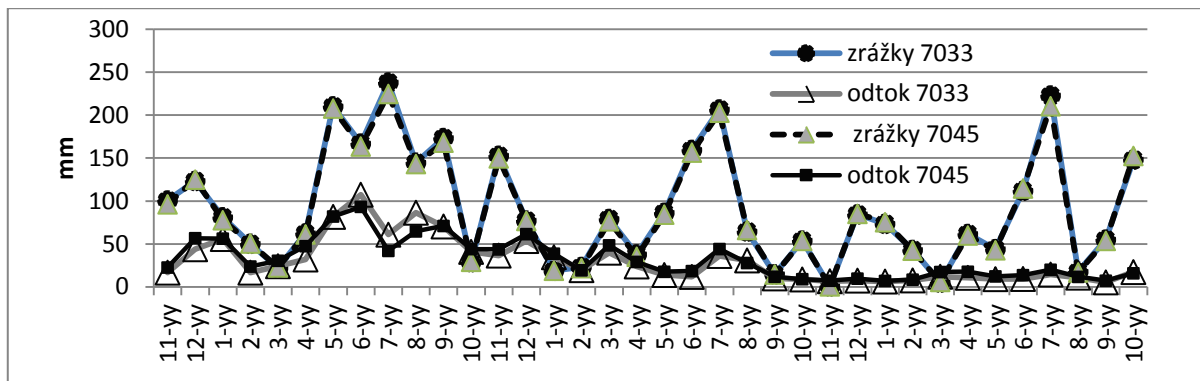


Obr. 4: Časový rad priemerných ročných prietokov VS Hronec – Č. Hron a výsledky testov trendu.

Priemerné mesačné hodnoty

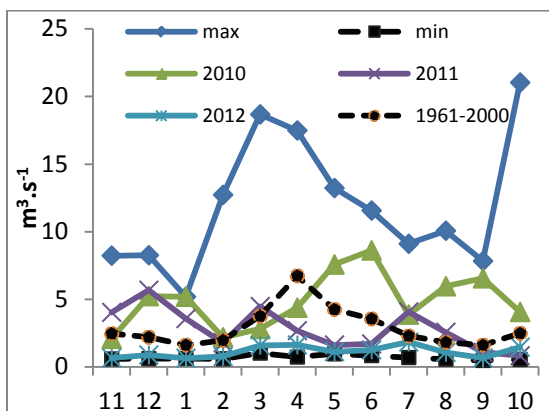
Analýza priemerných mesačných úhrnov zrážok na povodie a mesačných prietokov nám objasňuje príčiny rozdielnych koeficientov odtoku v hodnotených rokoch. Vysoké úhrny zrážok v hydrologickom roku 2010 sa vyskytli v decembri, máji, júni, júli, auguste a septembri. Pôda bola nasýtená a odtokové koeficienty v uvedených mesiacoch boli vysoké. To spôsobilo, že rok bol mimoriadne vodný. Začiatkom hydrologického roku 2011 boli zrážky aj odtok v norme. V zime a na jar 2011 spadlo málo zrážok a neboli predpoklady na zvýšenie odtoku na jar. Pomerne vysoké úhrny zrážok v júni a júli pri vysokých teplotách vzduchu spôsobili len veľmi malý vzostup prietokov. Suchá jeseň spôsobila, že pred zimou odtok dosahoval podpriemerné hodnoty. Po priemernom hydrologickom roku 2011 začal rok 2012 vo veľkom deficite vody. Zásoby vody v snehovej pokrývke, ktoré sa počas zimy vytvorili, spôsobili v marci a apríli len malé zvýšenie odtoku. Príčinou boli nadpriemerné teploty vzduchu, nadpriemerné hodnoty trvania slnečného svitu a pomerne veterné počasie, ktoré výrazne podporilo sublimáciu snehu. Naďalej pokračovali podpriemerné hodnoty

odtoku a prietok minimálne zvýšili júnové, júlové a augustové dažde, ktoré hlavne v júli mali vysoké úhrny. Priemerné mesačné prietoky počas celého hydrologického roku 2012 boli podpriemerné. Priemerné mesačné zrážky na povodie a odtok v jednotlivých mesiacoch hodnoteného obdobia vo VS Hronec – Čierny Hron a Čierny Balog – Brôtovo znázorňuje obr 5. Priebeg priemerných mesačných prietokov rokov 2010, 2011, 2012 a ich porovnanie s dlhodobými hodnotami a extrémami je za pozorovacie obdobie v stanici Hronec – Čierny Hron graficky znázornený na obr.6.

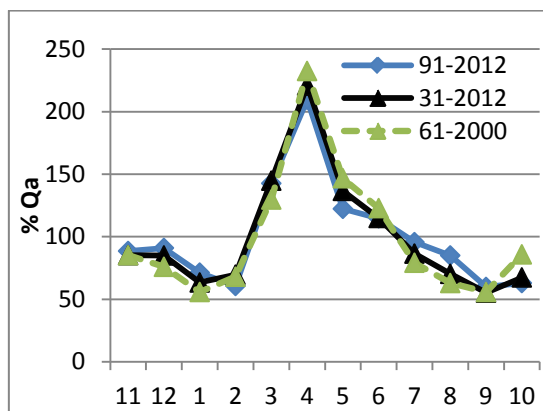


Obr. 5: Priemerné mesačné zrážky na povodie a odtok v období 2010-2011 VS Hronec – Čierny Hron a Čierny Balog – Brôtovo.

Vzhľadom na opakujúce sa situácie s nízkym jarným odtokom a časté intenzívne dažde v letnom období sme sa snažili zistiť, či nedochádza k zmene rozdelenia odtoku v roku. Porovnávali sme obdobie 1991-2012 s dlhodobými hodnotami a obdobím pozorovania v percentuálnom vyjadrení k priemernej ročnej hodnote za príslušné obdobie. V stanici Hronec – Čierny Hron najlepšie môžeme identifikovať zmeny. Najvýznamnejšia zmena ako to vyplýva aj z obr. 7 je znižovanie podielu odtoku v apríli až máji a naopak zvyšovanie v júli až auguste.



Obr. 6: Priemerné a extrémne mesačné prietoky vo VS Hronec – Čierny Hron.

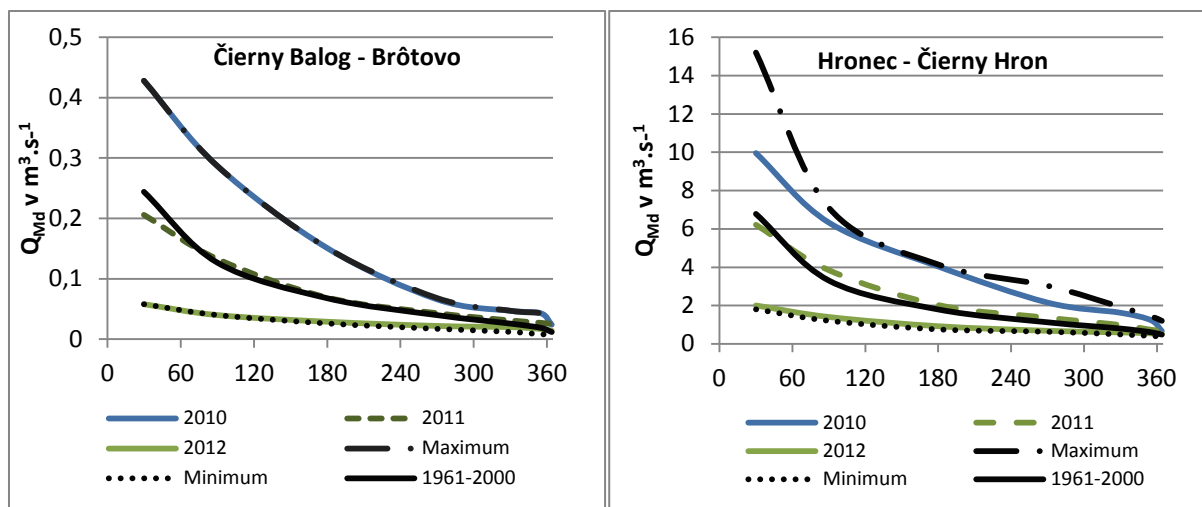


Obr. 7: Percentuálne rozdelenie odtoku v roku vo VS Hronec – Čierny Hron.

M-denné prietoky

M-denné prietoky sú za vodný rok 2010 takmer totožné s hodnotami maximálnych M-denných prietokov za pozorovacie obdobie v tých staniciach, kde tento rok bol najvodnejší za pozorovacie obdobie. V staniciach, kde je druhý najvodnejší sú hodnoty 30-denného prietoku nižšie. Najväčšie rozdiely sú v Hronci na Čiernom Hrone, v ktorej sa s hodnotami maximálnych M-denných prietokov zhodovali iba Q_{90d} až Q_{210d} . M-denné prietoky boli v roku 2011 podobné ako dlhodobé hodnoty. M-denné prietoky sa za rok 2012 v mnohých staniciach približujú hodnotám minimálnych M-denných prietokov za pozorovacie obdobie.

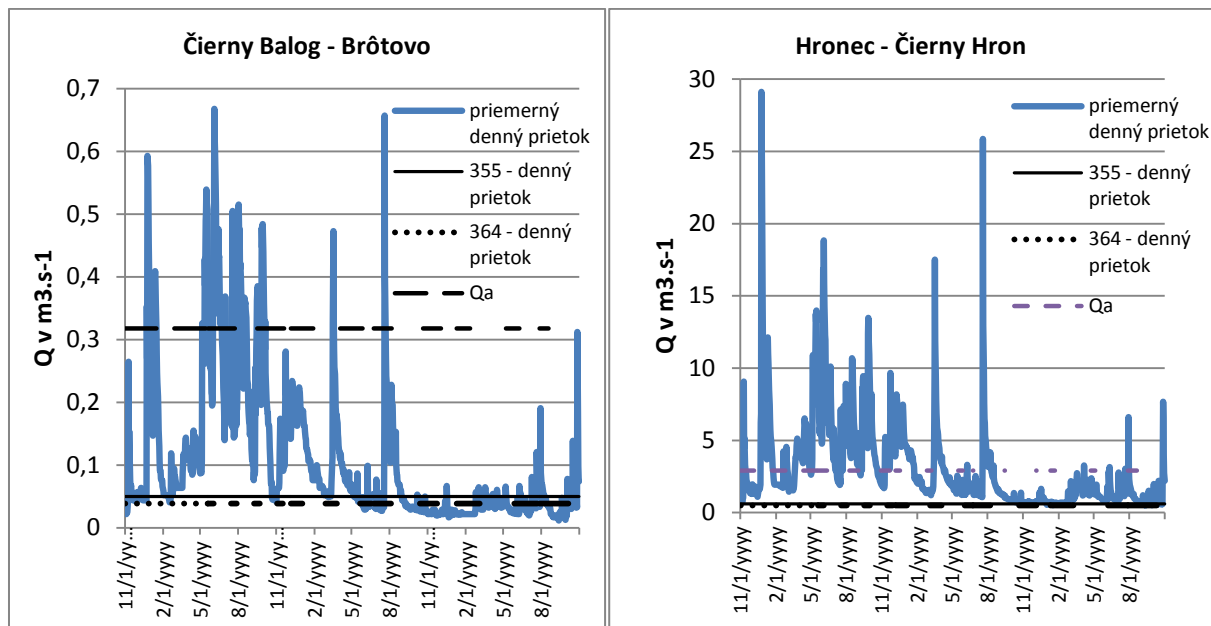
Priebehy M-denných prietokov za roky 2010, 2011, 2012, 1961-2000, maximálnych a minimálnych M-denných prietokov za pozorovacie obdobie v staniách Čierny Balog – Brôtovo a Hronec – Čierny Hron sú na obr. 8.



Obr. 8: M-denné prietoky vo vybraných vodomerných staniách.

Absolútne minimálne priemerné denné prietoky za pozorovacie obdobie sa v hodnotenom období nevyskytli, teda ani v suchom roku 2012.

Priebehy prietokov za obdobie 2010-2012 ako aj hodnoty Q_{355d} , Q_{364d} a Q_a v staniách Čierny Balog – Brôtovo a Hronec – Čierny Hron sú na obr. 9.

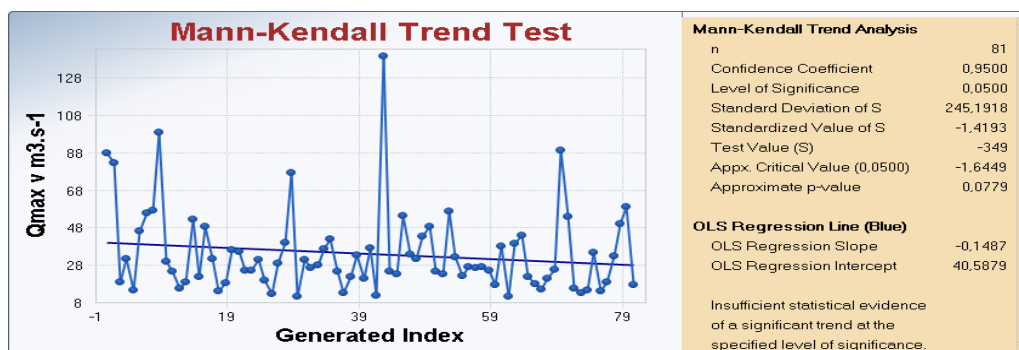


Obr. 9: Priemerné denné prietoky za obdobie 2010-2012.

Maximálne kulminačné prietoky

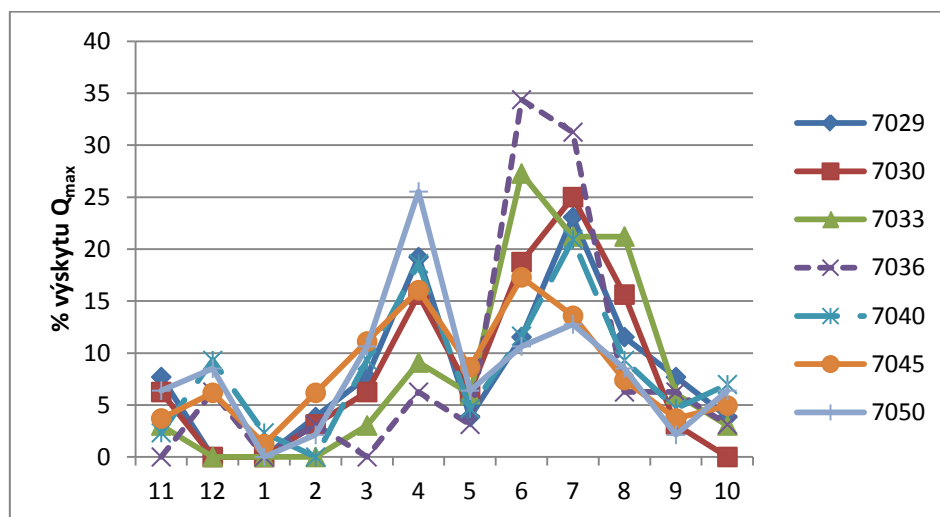
Vo veľmi vodnom roku 2010 sa kulminácie na Kamenistom potoku, Osrblianke a Čiernom Hrone v Hronci vyskytli už v decembri 2009. Spôsobené boli výdatnými tekutými zrážkami a topením snehu, dosiahli hodnoty 2 až 5-ročného prietoku. V ostatných staniách sa vyskytli v letných

mesiacoch jún a júl s hodnotou 1 až 2-ročného prietoku, na Šalingu v máji s kulmináciou nižšou ako 1-ročný prietok. V roku 2011 aj 2012 boli kulminácie vo všetkých staniách v júli. V roku 2011 boli ich hodnoty s významnosťou od 1-ročného prietoku na Osrblianke až do 5 až 10-ročného prietoku v Hronci. Kulminácia v roku 2011 sa na Šalingu zaradila ako druhá, v Čiernom Balogu na Čiernom Hrone a Vydrove ako štvrtá najväčšia od začiatku pozorovania. Hodnoty kulminácií v suchom roku 2012 boli nevýznamné. Vo väčšine staníc boli nižšie ako 1-ročný prietok, len v dvoch staniách bol prietok 1 až 2-ročný. Rady maximálnych kulminačných prietokov za pozorovacie obdobie majú pri lineárnom trende pokles okrem staníc Č. Balog - Šaling a Hronček - Kamenistý potok, ktoré majú vzostup. Podľa Mann-Kendallovho testu na hladine významnosti 0,05 nebol v žiadnej stanici preukázaný významný trend (obr. 10).



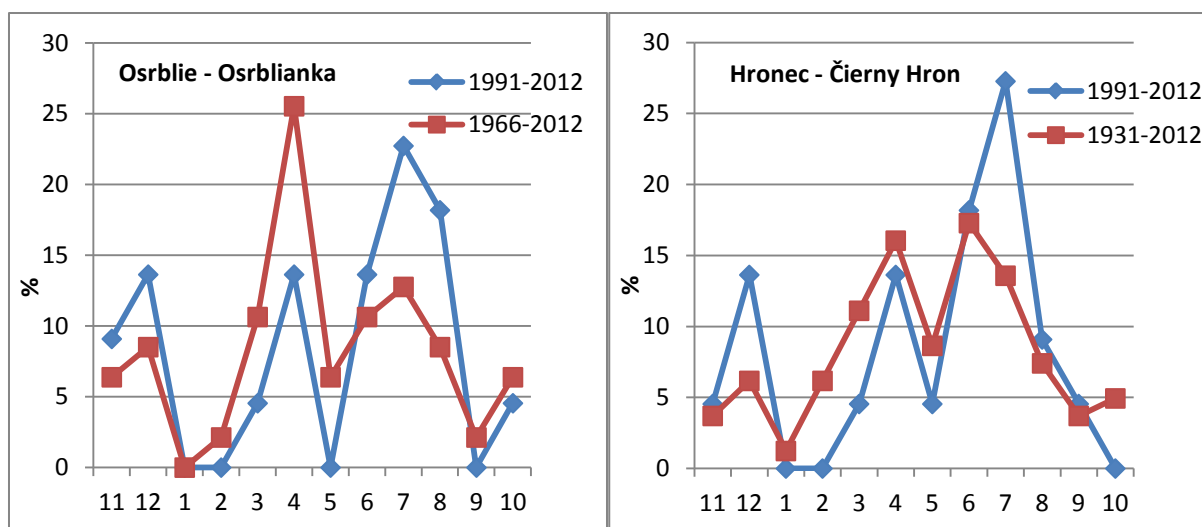
Obr. 10: Maximálne kulminačné prietoky Hronec – Čierny Hron 1931-2012 a výsledky testov trendu.

Kulminačné prietoky sa za pozorovacie obdobie najčastejšie vyskytli v júni a júli okrem Osrblianke, ktorá mala najviac kulminácií v apríli. Pre rozdielne dĺžky pozorovacích radov sme vyjadrili početnosť výskytu ročných kulminácií v jednotlivých mesiacoch v %. (obr. 11).



Obr. 11: Percentuálny výskyt ročných kulminačných prietokov v jednotlivých mesiacoch.

V ostatnom období pozorujeme nárast výskytu kulminácií z privalových dažďov v lete v júli a pokles výskytov na jar. Tento jav spôsobil, že za obdobie 1991-2012 je vo všetkých staniách maximálny výskyt kulminácií v júli, vo VS Čierny Balog – Vydrovo je rovnaký počet aj v júni. Vo VS Osrblie – Osrblianke sa za pozorovacie obdobie 1966-2012 najviac kulminácií vyskytlo v apríli, v poslednom 22-ročí bol najväčší výskyt v júli, vo VS Hronec – Čierny Hron bolo za pozorovacie obdobie 1931-2012 najviac kulminácií v júni, v poslednom 22-ročí v júli (obr. 12).



Obr. 12: Percentuálny výskyt ročných kulminačných prietokov v jednotlivých mesiacoch za obdobie 1991-2012 a pozorovacie obdobie.

Záver

Získané výsledky a analýzy časových radov vo vodomerných staniách preukázali, že postupne prichádza k zmene hydrologického režimu. Pokračujú trendy zmien, ktoré boli identifikované pri poslednom spracovaní hydrologických charakteristík do roku 2000 na Slovenskom hydrometeorologickom ústave napriek tomu, že povodie Čierneho Hrona má takmer prirodzený režim odtoku a nepatrí do oblasti, kde sú zmeny najvýraznejšie. Pretrváva trend poklesu priemerných ročných prietokov. Pri priemerných ročných úhrnoch zrážok je odtok výrazne podpriemerný, nakoľko značná časť zrážok sa vyskytuje v letných mesiacoch. V jarných mesiacoch naopak chýba jarný odtok, nevytvárajú sa dostatočné zásoby vody v snehovej pokrývke a postupne sa mení rozdelenie odtoku v roku. Samozrejme, aby sme mohli tieto trendy potvrdiť je potrebná podrobná analýza celého obdobia. Treba identifikovať suché a mokré obdobia, stanoviť a podrobne zhodnotiť meteorologické a klimatologické podmienky pri ktorých vznikajú takéto situácie. Získané skúsenosti a postupy aplikovať aj pre povodia s prirodzeným režimom odtoku a zvážiť ako ďalej pokračovať pri stanovovaní hydrologických charakteristík. Odhadnúť vývoj vodných zdrojov je veľmi zložitá úloha, analýza radov inštrumentálneho obdobia je však nevyhnutným krokom tohto procesu. Namerané a vyhodnotené údaje z reprezentatívneho povodia sú samozrejme k dispozícii aj pre vedecké aktivity iných vedných disciplín.

PodĎakovanie

Tento príspevok vznikol vďaka podpore Operačného programu Veda a Výskum pre projekt: Aplikovaný výskum metód na určovanie klimatických a hydrologických návrhových veličín, ITMS: 26220220132, spolufinancovaný zo zdrojov Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

- Blaškovičová, L.-Borodajkevyčová, M.-Podolinská, J.-Liová, S.-Lovásová, Ľ.-Fabišíková, M.-Pospíšilová, I.-Paľušová, Z.-Šipikalová, H.: Hydrologická ročenka Povrchové vody 2011. Bratislava, SHMÚ 2012, 226 s., 20 výtlačkov.
- Kyselová D. - Podolinská J. - Šipikalová H.: Reprezentatívne povodie Čierny Hron. In: Journal of Hydrology and Hydromechanics, 54, 2006, č.2, s. 151-162, obr. 15, 8 tab., záz. v angl.
- Povodňové správy z roku 2010, 2011, 2012 pre povodia Hrona, Ipľa a Slanej: <http://www.shmu.sk/sk/?page=128>.

Plant transpiration, entropy production and gross primary productivity

Miloslav Šír¹, Miroslav Tesař², Lubomír Lichner³

¹ Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

² Ústav pro hydrodynamiku AVČR, v. v. i., Pod Pařankou 30/5, 166 12 Praha 6

³ Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

Introduction

The Earth is a self-organized system. The source of information for self-organization is the degradation of solar radiation. The solar energy is highly organized and carried by photons. Earth absorbs this energy and then releases it back to the Universe. However, energy released to the environment is in the form of electromagnetic radiation, which is on average at longer wavelengths than the absorbed photons. The flow of the entropy associated with the energy conversion, which is at disposal for the self-organization, is approximately equal to $1.16 \cdot 10^{38}$ bit·s⁻¹ (Roland-Mieskowski, 1994). The nature of self-organization is a theme of contemporary scientific discussion. The core of this discussion is the role of biotic processes. Lovelock and Margulis (1974) formulated a theory that the self-organization in a global scale is an emergent characteristic of the Earth's biota (Gaia theory).

The biotic effect on the Earth's functioning can be measured with the help of the entropy production associated with the solar energy conversions on the Earth's surface (Kleidon, Lorenz, 2005; Kleidon et al., 2009). Many authors tested the self-organizing processes caused by biotic effect – plant transpiration. The solar illumination as a cause of self-organizing processes by evaporation of water from leaf parenchyma was shown by Tributsch et al. (2005) at the micro-scale of water molecules. Dissipation of solar energy in landscape – controlled by plant transpiration – was identified as a cause of the ecosystem control at the global scale (Pokorný, 2000; Makarieva, Gorshkov, 2007).

According to the approach of Kleidon and Renner (2013) our work is a demonstration of the utility of a thermodynamic view, as well as a holistic view on the plant transpiration within the Earth system. The thermodynamic view emphasizes the role of biotic processes. The holistic view includes the interactions of plant transpiration with hydrologic cycling. The effects of plant transpiration on the gross primary productivity is analyzed in terms of their effects on the entropy production associated with the solar energy conversions on the Earth's surface.

In this article, the model of plant transpiration, entropy production and gross primary productivity is introduced. It enables to test Gaia theory and ecological optimality theory on the regional scale.

Methods

Heat balance of the Earth's surface

The heat balance of the Earth's surface in daily period from 5.00 a.m. till 8.00 p.m can be schematized as shown in Eq. 1a. In this daily period, other long-wave heat fluxes and the associated entropy production on the Earth's surface are negligible compared with the solar radiation, latent and sensible heat (Kleidon et al., 2009).

$$aG = H + L \quad (1a)$$

Where G (W·m⁻²) is the flux of global radiation, H (W·m⁻²) is the flux of sensible heat, L (W·m⁻²) is the flux of latent heat, a (-) denotes effective absorptivity.

Entropy production associated with the solar energy conversions on the Earth's surface

Three processes in which the solar energy is converted on the Earth's surface and atmosphere are studied from the point of entropy production: the absorption of the solar energy $a.G$ on Earth's surface, and convection of sensible H and latent heat L from Earth's surface to the boundary layer of the atmosphere (dry and moist convection). The rate of entropy production σ ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) in these processes is given by Eq. 2a (Tesař et al., 2010).

$$\sigma = Q \cdot (1/T_c - 1/T_w) \quad (2a)$$

Where T_w (warmer) and T_c (colder) are the temperatures at which the heat Q ($\text{W}\cdot\text{m}^2$) is converted.

To calculate the entropy production associated with the solar energy conversions on the Earth's surface according to Eq. 2, it is necessary to know the absorbed solar energy $a.G$, the surface temperature T_s , the flow of sensible H and latent heat L . In the case of the surface covered by plants, these values can be determined using the model of plant transpiration described below.

Prepositions concerning plant transpiration

According to Pražák et al. (1994, 1996) these prepositions concerning plant transpiration are taken into account:

1. The key preposition concerning plant transpiration sounds: Plants protect themselves against heating above the optimum leaf temperature T_o by water vaporization – transpiration. The optimum leaf temperature is about $T_o = 25$ °C.
2. Plants are poikilothermous organisms lacking internal temperature regulation, i.e. their body temperature is given by the energetic input-output balance.
3. The heating of plants is caused by absorption of short-wave solar radiation and long-wave heat transmitted from the air into the plant body.
4. The cooling is caused by transmitting long-wave heat from plants to the air and by water vaporization during transpiration. When the leaf temperature is lower than the optimum, transpiration is so small that it can be considered as zero. Thus by water vaporization is dissipated only that part of the solar energy which heats the plant for more than the optimum temperature.
5. We attribute to the plant a regulative mechanism governing the supply of transpiration water into transpiratory organs. The following regulation rules are considered sufficient:
 - In case the plant is sufficiently cooled by the ambient air, no transpiration takes place.
 - If cooling by air is not sufficiently effective, i.e. if the optimum temperature is exceeded, transpiration sets in.
 - As soon as the temperature of the plant falls below the optimum value, transpiration stops.
6. Transpiration is driven by only solar energy. The heating of plant by long-wave radiation does not initiate transpiration even if the plant overheats above the optimum temperature. Thus, the plant can be overheated by hot air.
7. In the free atmosphere, transpiration is not dependent on the wind speed and air humidity. This means that plants do not dry as wet clothes on clothesline.
8. It is assumed that the plant is capable of evaporating the necessary amount of water, i.e. that this water may be drawn from the soil. In this case the actual transpiration is called “potential transpiration”. If this is not fulfilled, the transpiration is limited by the lack of soil water. There is a critical suction pressure (about –60 kPa), which makes the water uptake from soil impossible, so that actual transpiration is considered as zero.
9. The area is fully covered with plants.
10. The high of plants is uniform.

11. The evaporation from the soil underlying the plant cover is usually much smaller than the transpiration and can be left out of account.

Model of plant transpiration

The geometrical structure of the plant and its colour are not specified in detail, we suggest their description in terms of two phenomenological characteristics – effective thickness of leaves d (m) and effective absorptivity a (–).

The short-wave solar energy E_z ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) taken in by the plant during the time Δt (s) is given by Eq. 1.

$$E_z = G.\Delta t.a.S \quad (1)$$

where G ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) is the solar radiation flux, S (m^2) is the irradiated surface of plant.

The long-wave energy E_v ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) exchanged between plants and the atmosphere is calculated using Eq. 2.

$$E_v = (T_i - T_a).\alpha.2.S.\Delta t \quad (2)$$

where α ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$) is a phenological constant, which serves to express the exchange of heat between the air and plant. $2.S$ is the estimate of the plant surface in contact with air, T_i (K) is the plant temperature, T_a (K) is the air temperature. If $T_i > T_a$ then the plant is cooled by air and E_v is a positive value. If $T_i \leq T_a$ then the plant is warmed by air and E_v is a negative value.

Energy exchange E ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) between the plant and environment over the time interval Δt is given by the equation (3).

$$E = E_z - E_v \quad (3)$$

The change in the plant's temperature ΔT (K) caused by the energy E is given by Eq. 4.

$$\Delta T_z = \frac{E_z}{S.\rho.d.c}$$

$$\Delta T_v = \frac{E_v}{S.\rho.d.c}$$

$$\Delta T = \Delta T_z + \Delta T_v \quad (4)$$

where ΔT_z (K) is the rise of the plant's temperature caused by the income of short-wave energy E_z , ΔT_v (K) is the change of the plant's temperature caused by the long-wave energy E_v , d (m) is the effective thickness of plant, ρ ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) is the density and c ($\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$) specific thermal capacity of the plant leaves.

If $T_i + \Delta T > T_o$, the plant must be cooled by water vaporization. If $T_i > T_a$, the plant is cooled by air so that only the temperature difference ΔT_e given by Eq. 5 is to be dissipated by vaporization.

$$\Delta T_v \leq 0 : \Delta T_e = \Delta T_z - \Delta T_v \quad (5)$$

If $T_i < T_a$, the plant is warmed by air. In consequence of proposition 6, the temperature difference ΔT_e given by Eq. 6 is to be dissipated by vaporization.

$$\Delta T_v > 0 : \Delta T_e = \Delta T_z \quad (6)$$

It means that the plant temperature will be by ΔT_v higher than optimum value T_o and the long-wave energy E_v will not be used for water vaporization.

In the case, where the rise in the plant's temperature by ΔT should lead to surpassing the value T_o , the amount of evaporated water V_i (kg) is calculated by Eq. 7. Otherwise, the amount of evaporated water is considered as null.

$$T_i + \Delta T > T_o : V_i = (T_i + \Delta T_e - T_o) \cdot S \cdot d \cdot \rho \cdot c / l \quad (7)$$

$$T_i + \Delta T \leq T_o : V_i = 0$$

where l ($\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) is specific latent heat of water vaporisation.

Potential transpiration flux PET_i ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is given by Eq. 8.

$$PET_i = \frac{V_i}{S \cdot \Delta t} \quad (8)$$

In consequence of the proposition 8, actual transpiration flux ET_i ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) is given by Eq. 9.

$$h_i > R : ET_i = PET_i \quad (9)$$

$$h_i \leq R : ET_i = 0$$

where h_i (kPa) is a tensiometric pressure of the soil water contained in the root zone of plant. R (kPa) is the limiting value of tensiometric pressure below which the water uptake from the soil is impossible.

In the case when the lack of soil water stops transpiration, the plant is not cooled as is shown in Eq. 10.

$$h_i \leq R : \Delta T_e = 0 \quad (10)$$

Latent heat flux L_i ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) used for transpiration ET_i is given by Eq. 11.

$$L_i = l \cdot ET_i \quad (11)$$

Sensible heat flux H_i ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) emitted from the warmer plant cover into the cooler atmosphere is given by Eq. 12.

$$T_i > T_a : H_i = E_v \quad (12)$$

$$T_i \leq T_a : H_i = 0$$

At the end of the time interval Δt , the temperature of the leaf attains the value T_{i+1} according to Eq. 13.

$$T_i + \Delta T \leq T_o : T_{i+1} = T_i + \Delta T$$

$$T_i + \Delta T > T_o : T_{i+1} = T_o + \Delta T - \Delta T_e \quad (13)$$

where ΔT is the change in the plant's temperature given by Eq. 4 and ΔT_e is the temperature difference dissipated by vaporization given by Eq. 5, 6 and 10.

The succession of the relations Eqs. 1 to 13 represents a quasi-parallel solution of simultaneous plant heating and cooling.

Calculation of plant transpiration

Potential transpiration is calculated as the need for cooling water for the plant according to the theory mentioned above. Actual transpiration is determined by constraints given by Eq. 6 and 10.

Equations 1 to 13 are solved by repeating time step Δt . We proceed from some known initial temperature T_i of the leaf, under the given course of air temperature T_a and of the radiation energy input G .

Plant cover is parameterised by the values of optimum temperature T_o , effective absorptivity a , effective thickness d , phenological constant α , and the limiting value R of the tensiometric pressure. In many calculations, these values have to be proved as adequate: $T_o = 25$ °C, $a = 0.75$, $d = 0.001$ m, $\alpha = 15$ W·m⁻²·K⁻¹, $R = -60$ kPa.

The material characteristics of the plant are the density ρ and specific thermal capacity c . The material characteristics of the plant leaves can be approximatively considered as those of water $\rho = 1000$ kg·m⁻³, $c = 4.2 \cdot 10^3$ J·kg⁻¹.

Water is characterised by specific latent heat of vaporisation l .

The model input data are the time courses of the air temperature T_a (K), the solar radiation flux G (W·m⁻²), and tensiometric pressure h_i (kPa) in the root zone of the soil. An initial temperature T_i (K) of the plant must be given.

The model outputs are the temporal course of the potential transpiration PET (kg·s⁻¹·m⁻²), actual transpiration ET (kg·s⁻¹·m⁻²), latent heat flux L (W·m⁻²), sensible heat flux H (W·m⁻²), and the time course of the plant surface temperature T (K).

Plant transpiration and entropy production

The entropy production associated with the solar energy conversions on the Earth's surface is evaluated in the model of the abiotic/biotic surface (Tesař et al., 2007) based on the model of plant transpiration described above.

According to the Eq. 2, the relation between the plant's temperature T (K), transpiration ET ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$), sensible heat H ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) and the entropy production by absorption of solar radiation σ_g ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$), by moist σ_L ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) and dry convection σ_H ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) is expressed by Eqs. 14 to 16.

$$\sigma_G = a.G.(1/T - 1/T_{Sun}) = a.G/T - a.G/T_{Sun} = e_G - a.G/T_{Sun} \quad (14)$$

$$\sigma_L = L.(1/T_{con} - 1/T) = L/T_{con} - L/T = L/T_{con} - \lambda.ET/T = L/T_{con} - e_L \quad (15)$$

$$\sigma_H = H.(1/T_{bl} - 1/T) = H/T_{bl} - H/T = H/T_{bl} - e_H \quad (16)$$

In these relation $T_{Sun} = 5760$ K is the absolute temperature of the Sun (Kleidon, Lorenz, 2005), $T_{con} \approx 266$ K is the temperature higher in the atmosphere at which condenses water evaporated from the plant (Kleidon et al., 2009), $T_{bl} \approx 280$ K is the temperature of the boundary layer in which is transported sensible heat H (Kleidon et al., 2009). Expressions e_G , e_L and e_H are given by Eqs. 18 to 20.

Since the entropy production is an additive quantity, it makes sense to define the total entropy production σ ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) associated with the studied solar energy conversions on the Earth's surface according to Eq. 17.

$$\sigma = \sigma_G + \sigma_L + \sigma_H \quad (17)$$

Tesař et al. (2007) introduced the concept of “net entropy exchange”. The motivation was to be able to make clear what part of the total entropy production σ depends on the surface temperature T . The entropy exchange e_G ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) associated with the absorption of solar radiation on the surface is given by Eq. 18. The entropy exchange e_L ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) associated with the latent heat flux across the boundary productive/non-productive surface – atmosphere is given by Eq. 19. The entropy exchange e_H ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) associated with the sensible heat flux across the boundary productive/non-productive surface – atmosphere is given by Eq. 20.

$$e_G = a.G/T \quad (18)$$

$$e_L = \lambda.ET/T \quad (19)$$

$$e_H = H/T \quad (20)$$

The net entropy exchange e ($\text{W}\cdot\text{m}^2\cdot\text{K}^{-1}$) associated with the studied solar energy conversions on the Earth's surface is given by Eq. 21.

$$e = -e_G + e_L + e_H \quad (21)$$

When using expressions Eq. 18 to 20, the total entropy production σ will acquire the form of Eq. 22.

$$\sigma = e_G - a.G/T + L/T_{con} - e_L + H/T_{bl} - e_H = e_G - e_L - e_H - a.G/T + L/T_{con} + H/T_{bl} \quad (22)$$

Using the term “net entropy exchange” the total entropy production can be written as Eq. 23.

$$\sigma = -a.G/T + L/T_{con} + H/T_{bl} - e \quad (23)$$

Plant transpiration and gross primary productivity

The gross primary productivity is supposed to be proportional to the time t_o (s) at which the vegetation temperature is equal to the optimum value $T_o = 25$ °C in the time interval Δt . During non-optimal temperature the phytomass productivity is negligible. It means that the gross primary productivity in Eq. 24 can be expressed in relative time units as P_t ($s \cdot s^{-1}$) (Šír et al., 2008, 2009).

$$P_t \approx \frac{t_0}{\Delta t} \quad (24)$$

Considering Eq. 19 and the well-known fact that the phytomass productivity is proportional to transpiration (Spiecker, 1995), the gross primary productivity can be quantified using entropy flux as P_e ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) according to Eq. 25.

$$P_e \approx e_L \quad (25)$$

The entropy exchange e_L ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) associated with the latent heat flux across the boundary productive/non-productive surface – atmosphere is given by Eq. 19

Testing of the role of plant transpiration within the Earth system

Testing of the Gaia theory

According to Kleidon (2002) and Tesař et al. (2007) two zero hypotheses can be formulated:

- Antigaia hypothesis: biotic effects – plant transpiration – do not increase the sum of entropy production by dry and moist convection,
- Gaia hypothesis: biotic effects – plant transpiration – increase the sum of entropy production by dry and moist convection.

These hypotheses can be tested using the model of the productive/non-productive surface. The ground surface covered with fully transpiring surfaces (when actual transpiration is equal to the potential one) is called “productive”. In the case when transpiration ceases, the surface is called “non-productive”. This approach is motivated by the concept of a green planet versus a desert world described in the article of Kleidon et al. (2000).

Entropy production on both surfaces can be quantified with the help of Eqs. 1 to 17. Thus, testing this theory consists in comparing the entropy production to the productive and non-productive surface in the same climatic conditions (Tesař et al., 2007).

Testing of the ecological optimality theory

The ecological optimality theory (Eagleson, 1978) states that the plant cover capable of surviving

unfavourable conditions and producing the greatest phytomass will prevail following long-term stable natural conditions.

The analysis of the ecological optimality is based on the fact that the phytomass production is strongly temperature dependent, with different optimum leaf temperatures between species (Grace 1988). In a particular environment, plants with different optimum temperatures for growth may exist, but their competitiveness will depend considerably on antecedent environmental conditions (Larcher, 2003; Schulze et al., 2005).

Optimum temperature greatly affects the water consumption for transpiration. Amount of available water is limited by rainfall and retention capacity of the soil. The amount of heat to warm plants is limited by the input of solar radiation. Thus, it makes sense to look for an optimum at which the plant temperature will be kept for the longest time. In the case of lower optimum temperatures for plant growth, higher consumption of water for transpiration could result in a depletion of water sources, increases in plant temperature owing to a drop in transpiration, and finally a reduction or cessation of plant growth as a consequence of the high temperature of the plant. In the case of higher optimum temperatures for plant growth, the heat from solar radiation is not sufficient for heating up the plants to this temperature, resulting in a reduction or cessation of plant growth. Thus gross primary productivity is closely linked with the hydrological cycle

Gross primary productivity depending on the optimum temperature can be quantified with the help of Eqs. 1 to 25. Thus, testing of the ecological optimality theory consists in comparing the gross primary productivity to the optimum temperature in given climatic and soil conditions (Šír et al., 2009).

Results and discussion

In previous stage of this work, the reliability of the model approaches was widely tested (Tesař et al., 2007, 2010; Šír et al., 2008, 2009). The main results of these tests are:

- The key preposition concerning plant transpiration – plants protect themselves against heating above the optimum leaf temperature T_o by water vaporization – was proved with the help of measurement of surface temperature of plants and SAP flow in trees (Tributsch et al., 2005).
- The optimum leaf temperature $T_o = 25$ °C was proved by measurement of surface temperature of plants (Tributsch et al., 2005).
- From the point of plant physiology, the optimum leaf temperature of about $T_o = 25$ °C can be regarded as an effective compromise between the optimum temperature for plant respiration (about 30–35 °C) and the optimum temperature for type-C3 photosynthesis (about 18–22 °C), where good solubility of CO₂ in water is necessary (Leuzinger, Körner, 2007; Michaletz, Johnson, 2006).
- The cooling effect of transpiring vegetation was observed at many scales from near ground scale (Geiger, 2003) to the landscape scale (Pokorný, 2000). This cooling effect was found to be important for the climate formation (Makarieva, Gorshkov, 2007).
- Daily sums of transpiration computed by the model, and therefore also the latent heat, are consistent with those published for forest and grassland in the landscape scale (Pražák et al. 1994; Kellner, 2001; Köstner, 2001; Lee et al., 2004; Yamazaki et al., 2004). This means that the model splits absorbed solar radiation in to the latent and sensible heat in a right way.
- It was verified that the entropy production by moist convection on the planetary scale and on the landscape scale is almost identical (Tesař et al., 2010). This confirms that latent heat and surface temperature derived from the model are reliable.
- In the watershed scale, it was shown that in the same climatic conditions the net entropy exchange is greater under conditions where plants transpire compared with those when plants do not transpire (Tesař et al., 2007).

- At the scale of a small catchment a strong link between climatic extremes, entropy production and gross primary productivity was identified (Šír et al., 2008).

For these reasons, we believe that the model (Eq. 1 to 25) realistically captures studied processes associated with the solar energy conversions on the Earth's surface.

Conclusions

In this article, the model of plant transpiration, phytomass- and entropy production is described. This model is based on some prepositions which can be experimentally evaluated.

Plant cover is parameterised by the values of optimum temperature T_o , effective absorptivity a , effective thickness d , phenological constant α , and the limiting value R of the tensiometric pressure.

The model input data are the time courses of the air temperature T_e , the solar radiation flux $G(t)$, and tensiometric pressure h_i in the root zone of the soil. An initial temperature T_i of the plant must be given.

The model outputs are the temporal course of the potential transpiration PET , actual transpiration ET , latent heat flux L , sensible heat flux H , plant surface temperature T , entropy production and gross primary productivity.

The model is capable to test the Gaia theory and the ecological optimality theory on the regional scale since the model parameters, inputs and outputs are in principle measurable. They are usually determined in the scope of hydrological research of small experimental basins (Tesař et al., 2007, 2009; Šír et al., 2008, 2009).

Acknowledgements

The research was funded by the Czech Science Foundation (205/08/1174). Additional support was provided by the Technology Agency of the Czech Republic (TA02021451).

Literature

- Eagleson, P.S.: Climate, soil, and vegetation. 1. Introduction to water-balance dynamics. *Water Resources Research*, 14, 1978, 705–712.
- Geiger, R., Aron, R. H., Todhunter, P.: *The climate near the ground*. 6th edition. Rowman & Littlefield Publishers, Inc. Lanham, Maryland, 2003.
- Grace, J.: Temperature as a determinant of plant productivity, pp. 91–104. In: Long, S. P., Woodward F. I. (eds), *Plants and Temperature*. Symposia of the Society for Experimental Biology, No. 42., 1988, University of Cambridge.
- Kellner, E.: Surface energy fluxes and control of evapotranspiration from a Swedish *Sphagnum* mire. *Agricultural and Forest Meteorology*, 110, 2001, 101–123.
- Kleidon, A.: Testing the effect of life on Earth's functioning: How Gaian is the Earth system? *Climatic Change*, 52, 2002, 383–389.
- Kleidon, A., Fraedrich, K., Heimann, M.: A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. *Climatic Change*, 44, 2000, 471–493.
- Kleidon, A. Lorenz, R. D.: Entropy production by Earth system processes. In: Kleidon, A., Lorenz, R. D. (Eds): *Non-equilibrium thermodynamics and the production of entropy: life, Earth and beyond*. Springer Verlag, Heidelberg, 2005.
- Kleidon, A., Renner, M.: Thermodynamic limits of hydrologic cycling within the Earth system: concepts, estimates and implications. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 10, 2013, 3187–3236.

- Kleidon, A., Schymanski, S., Stieglitz, M.: Thermodynamics, Irreversibility and Optimality in Land Surface Hydrology. In: Bioclimatology and Natural Hazards (ed. by Strelcová, K., Matyas, C., Kleidon, A., Lapin, M., Matejka, F., Blazenec, M., Škvarenina, J., Holec, J.), Part II. Springer Netherlands, 2009, p. 107–118.
- Köstner, B.: Evaporation and transpiration from forests in Central Europe – relevance of patch-level studies for spatial scaling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 76, 2001, 69–82.
- Larcher, W.: *Physiological Plant Ecology (Ecophysiology and Stress Physiology of Functional Groups)*. 4th ed. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2003.
- Lee, X., Massmann, W., Law, B. (eds.): *Handbook of micrometeorology: A guide for surface flux measurement and analysis*. Atmospheric and Oceanographic Library. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 2004.
- Leuzinger, S., Körner, Ch.: Tree species diversity affects canopy leaf temperatures in a mature temperate forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 146, 2007, 29–37.
- Lovelock, E., Margulis, L.: Atmospheric homeostasis by and for the biosphere: the Gaia hypothesis. *Tellus*, 26, 1974, 2–10.
- Makarieva, A. M., Gorshkov, V. G.: Biotic pump of atmospheric moisture as driver of the hydrological cycle on land. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 2007, 1013–1033.
- Michaletz, S. T., Johnson, E. A.: Foliage influences forced convection heat transfer in conifer branches and buds. *New Phytologist*, 170, 2006, 87–98.
- Pokorný, J.: Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management of water and vegetation. *Renewable Energy*, 24, 2000, 1641–1645.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M.: Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. *Journal of Hydrology*, 162, 1994, 409–427.
- Pražák, J., Šír, M., Tesař, M.: Parameters determining plant transpiration under conditions of sufficient soil moisture. *Journal of Hydrology*, 183, 1996, 425–431.
- Roland-Mieskowski, M.: *Life on Earth – flow of energy and entropy*. Digital Recordings – Advanced R&D, Canada, 1994. (www.digital-recordings.com)
- Schulze, E. D., Beck, E., Müller-Hohenstein, K.: *Plant Ecology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2005.
- Spiecker H.: Growth dynamics in a changing environment – long-term observations. *Plant and Soil*, 168–169, 1995, 555–561.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Hallett, P. D., Martinková, M.: Simulation of phytomass productivity based on the optimum temperature for plant growth in a cold climate. *Biologia*, 64, 2009, 3, 615–619.
- Šír, M., Lichner, L., Tesař, M., Krejča, M., Váchal, J.: Soil Water Retention and Gross Primary Productivity in the Zábrod area in the Šumava Mts. *Soil & Water Res.*, 3, 2008, Special Issue 1, S130–S138.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Čermák, J.: Plant transpiration and net entropy exchange on the Earth's surface in a Czech watershed. *Biologia*, 62, 2007, 5, 547–551.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L.: Absorption of solar radiation and moist and dry convection in the Šumava Mountains. *Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins (Proceedings of the Workshop held at Goslar-Hahnenklee, Germany, 30 March–2 April 2009)*. IAHS Publ. 336, 2010, p. 121 – 124.
- Tributsch, H., Čermák, J., Nadezhdina, N.: Kinetic studies on tensile state of water in trees. *J. Phys. Chem. B*, 109, 2005, 17693–17707.
- Yamazaki, T., Yabuki, H., Ishii, Y., Ohta, T., Ohata, T.: Water and energy exchange at forest and grassland in eastern Siberia evaluated using a one-dimensional land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 2004, 504–515.

Bilance sodného a draselného iontu na povodí Liz v období 1994–2009

Markéta Štěpánová¹, Miroslav Tesař², Aleš Vondrka³, Miloslav Šír³

¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 Praha 1

² Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

³ Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

Úvod

Acidifikace a následná nutriční degradace horských lesních půd nepříznivě ovlivňují kvalitu povrchových vod a zdraví lesních porostů (Hruška, Cienciala, 2005). Dominantní příčinou acidifikace horských půd je atmosférická depozice okyselujících látek. Smrkové porosty vyčesávají více vody z mlh a nízké oblačnosti než porosty listnaté, tudíž zvyšují atmosférickou depozici okyselujících látek na půdu. Navíc mají vysokou spotřebu bazických živin, které odčerpávají z půdy. V důsledku těchto dvou jevů je v půdě pod smrkovým porostem k dispozici méně bazických látek pro neutralizaci kyselin z atmosférické depozice. Při acidifikaci jsou z půd vyplavovány bazické kationy (Ca, Mg, K, Na), což způsobuje nutriční degradaci půd. V článku je popsána bilance draselného a sodného iontu v souvislosti se srážkami a odtokem na malém horském povodí s převážně smrkovým porostem v letech 1994 až 2009.

Povodí

Povodí Liz se nachází v jihozápadní části Vimperské vrchoviny v povodí Zdíkovského potoka. Jeho plocha činí 0,989 km². Nachází se v nadmořské výšce 828–1074 m n. m. ve studené klimatické oblasti. Průměrná roční teplota vzduchu je 6,6 °C, průměrný roční srážkový úhrn činí 863 mm a průměrná roční odtoková výška 345 mm (období hydrologických let 1976–2013). Roční úhrn usazených srážek ve formě depozice mlžné a oblačné vody na lesní ekosystém byl odhadnut pomocí mikrometeorologického modelu jako 9 % celkového ročního úhrnu vertikálních srážek pro oblast Šumavy (Tesař et al. 2000, 2005).

Geologické podloží tvoří relativně velmi nepropustné dno, na kterém spočívá mělká půda. Genetickým půdním představitelem je hnědá půda kyselá. Půda není zasolena. Reziduální vlhkost půdy se pohybuje v rozmezí 16 až 22 %, nasycená dosahuje hodnot 32 až 43 %. Nasycená hydraulická vodivost je $1,5 \cdot 10^{-5}$ až $6,5 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹. Retenční kapacita půdy se pohybuje v rozmezí 60 až 90 mm. Povodí je pokryté dospělým smrkovým lesem na hnědé půdě kyselé.

Metody

Látková bilance draselného a sodného iontu v povodí se stanovuje z těchto složek:

- Dešťových a sněhových srážek na volné ploše a pod korunami porostů (vstup).
- Usazených srážek na porostech (vstup).
- Výtoku vody v uzávěrovém profilu povodí (výstup)

Vstup draselného a sodného iontu do povodí

Na volné ploše jsou umístěny tři otevřené sběrače, do nichž padají v teplém období srážky včetně prachu. Sběrače jsou konstruovány tak, aby v nich nedocházelo k odparu a zahušťování zachycených srážek. V případě intenzivních srážek vytéká voda přepíňující sběrače do PE sudu s víkem. Na konci měsíce jsou do tohoto sudu vyprázdněny všechny sběrače.

V chladném období roku jsou tuhé a kapalné srážky po celý měsíc shromažďovány v pěti plastových sběrných nádobách s vloženým PE pytle. Do nádob může padat prach. V případě intenzivních srážek jsou nádoby vyprazdňovány do PE sudu s víkem. Tak je zajištěno, že nedojde ke ztrátě srážek přeplněním sběrných nádob. Na konci měsíce jsou do tohoto sudu vyprázdněny všechny sběrné nádoby. Obsah nádob se nechá rozmraznout v chladné místnosti, přičemž je zabráněno výparu a zahušťování roztáté vody.

Ze srážkové vody, nahromaděné ve sběrném sudu, se odebírají vzorky první den v měsíci do jedné PE lahve o objemu 250 ml a dvou lahví o objemu 100 ml. Jeden vzorek o objemu 100 ml je bezprostředně po odběru stabilizován 1 ml čisté 50% kyseliny dusičné. Vzorky jsou uloženy ve tmě při teplotě 4 °C. Po odebrání vzorků se sud vylíje a vymyje destilovanou vodou.

Pod korunami lesního porostu je umístěno devět otevřených sběračů ve čtvercovém sponu 10x10 m, do nichž padají podkorunové srážky včetně prachu. Shromažďování a vzorkování podkorunových srážek se řídí pravidly platnými pro srážky volné plochy.

Chemické analýzy provádí akreditovaná laboratoř České geologické služby.

Množství dešťových a sněhových srážek na volné ploše a pod korunami porostů je měřeno pomocí ombrografů a totalizátorů obvyklými metodami. Měření probíhá ve smrkovém a bukovém porostu. Usazené srážky jsou zkoumány od roku 1988 na vrcholové stanici Churáňov ve výšce 1123 m n. m. (Eliáš et al. 1995).

Výstup draselného a sodného iontu z povodí

Vzorky potoční vody z uzávěrového profilu se odebírají první den v měsíci do jedné PE lahve o objemu 250 ml a dvou lahví o objemu 100 ml. Jeden vzorek o objemu 100 ml je bezprostředně po odběru stabilizován 1 ml čisté 50% kyseliny dusičné. Vzorky jsou uloženy ve tmě při teplotě 4 °C.

Z výsledků laboratorního stanovení koncentrací Na⁺ a K⁺ ve vzorcích vody z uzávěrového profilu páteřního vodního toku se stanovuje:

- Měsíční výstup Na⁺ výtokem (kg.km⁻².měsíc⁻¹) je násobek průměrné měsíční koncentrace iontu ve vodě v toku měsíčním odtokem dělený plochou povodí.
- Roční výstup Na⁺ výtokem (kg.km⁻².měsíc⁻¹) je roční součet měsíčních výstupů Na⁺ výtokem.
- Roční výstup K⁺ výtokem (kg.km⁻².měsíc⁻¹) je roční součet měsíčních výstupů K⁺ výtokem.

Bilance draselného a sodného iontu v povodí

Bilance sodíku byla stanovena jako rozdíl vstupu Na⁺ v podkorunových srážkách a výstupu Na⁺ vodou v uzávěrovém profilu povodí.

Bilance draslíku byla stanovena jako rozdíl vstupu K⁺ a výstupu K⁺ vodou v uzávěrovém profilu povodí. Vstup K⁺ byl vypočten ze srážek na volné ploše vynásobením faktorem suché depozice (DDF, dry deposition faktor). Faktor suché depozice je definován jako podíl koncentrace Na⁺ v podkorunových srážkách a koncentrace Na⁺ ve srážkách volné plochy.

Výsledky

Bilanci sodíku a draslíku na povodí Liz v hydrologických letech 1994–2009 dokumentují tab. 1 a tab. 2. Výpočet DDF dokumentuje tab. 3. V tab. 4 je uveden poměr Na/K ve výtoku z povodí.

Tabulka 1: Bilance sodíku v hydrologických letech 1994–2009 na povodí Liz.

hydrologický rok	srážky	vstup Na ⁺ v podkorunových srážkách	výstup Na ⁺ vodou v toku	bilance Na ⁺
	(mm rok ⁻¹)	(kg ha ⁻¹ rok ⁻¹)		
1994	911	1,99	11,67	-9,68
1995	1142	2,75	12,97	-10,22
1996	986	1,66	16,61	-14,95
1997	825	1,99	14,71	-12,72
1998	827	1,95	8,40	-6,44
1999	739	2,38	13,28	-10,90
2000	770	2,81	10,92	-8,11
2001	707	1,57	8,11	-6,54
2002	1333	1,83	19,76	-17,93
2003	677	2,53	13,38	-10,86
2004	785	1,86	14,18	-12,31
2005	1028	1,55	15,48	-13,93
2006	937	1,30	15,75	-14,46
2007	997	2,10	12,52	-10,42
2008	895	2,84	18,22	-15,38
2009	1003	1,34	16,95	-15,61
	celé období 1994 až 2009			
průměr	910,13	2,03	13,93	-11,90
odchylka	166,53	0,49	3,14	3,24

Tabulka 2: Bilance draslíku v hydrologických letech 1994–2009 na povodí Liz.

hydrologický rok	vstup K ⁺	výstup K ⁺	bilance K ⁺	K ⁺ ve srážkách volné plochy	K ⁺ v podkorunových srážkách
	(kg ha ⁻¹ rok ⁻¹)				
1994	2,36	3,71	-1,34	1,81	8,82
1995	3,24	4,58	-1,34	2,06	14,18
1996	1,41	4,81	-3,40	1,34	14,00
1997	1,52	3,58	-2,06	1,47	15,75
1998	1,68	1,95	-0,27	1,06	15,28
1999	2,24	3,12	-0,87	1,11	13,96
2000	8,66	2,59	6,07	3,85	26,89
2001	2,31	1,68	0,63	1,12	14,25
2002	1,37	4,54	-3,17	0,94	13,89
2003	5,48	3,40	2,09	2,23	24,82
2004	1,90	3,17	-1,27	0,69	11,79
2005	1,58	3,57	-1,99	0,82	9,35
2006	2,91	3,44	-0,52	1,73	17,45
2007	2,56	2,90	-0,34	1,18	14,36
2008	4,75	4,14	0,61	1,89	16,14
2009	2,32	4,04	-1,72	1,71	14,39
	celé období 1994 až 2009				
průměr	2,89	3,45	-0,56	1,56	15,33
odchylka	1,86	0,86	2,18	0,74	4,54
	období 1994 až 2009 bez let 2000 a 2003				
průměr	2,30	3,52	-1,22	1,35	13,83
odchylka	0,87	0,89	1,17	0,41	2,31

Tabulka 3: Faktor suché depozice v hydrologických letech 1994–2009 na povodí Liz.

hydrologický rok	Na ⁺ ve srážkách volné plochy	Na ⁺ v podkorunových srážkách	faktor suché depozice (-)
	(kg ha ⁻¹ rok ⁻¹)		
1994	1,53	1,99	1,31
1995	1,75	2,75	1,57
1996	1,58	1,66	1,05
1997	1,93	1,99	1,03
1998	1,23	1,95	1,59
1999	1,18	2,38	2,02
2000	1,25	2,81	2,25
2001	0,76	1,57	2,06
2002	1,26	1,83	1,45
2003	1,03	2,53	2,46
2004	0,67	1,86	2,77
2005	0,81	1,55	1,92
2006	0,77	1,30	1,68
2007	0,97	2,10	2,16
2008	1,13	2,84	2,51
2009	0,99	1,34	1,35

Tabulka 4: Poměr Na/K ve výtoku z povodí Liz v hydrologických letech 1994–2009.

hydrologický rok	ztráta Na ⁺ výtokem	ztráta K ⁺ výtokem	Na/K (-)
	(kg ha ⁻¹ rok ⁻¹)		
1994	11,67	3,71	3,1
1995	12,97	4,58	2,8
1996	16,61	4,81	3,5
1997	14,71	3,58	4,1
1998	8,40	1,95	4,3
1999	13,28	3,12	4,3
2000	10,92	2,59	4,2
2001	8,11	1,68	4,8
2002	19,76	4,54	4,4
2003	13,38	3,40	3,9
2004	14,18	3,17	4,5
2005	15,48	3,57	4,3
2006	15,75	3,44	4,6
2007	12,52	2,90	4,3
2008	18,22	4,14	4,4
2009	16,95	4,04	4,2

Diskuse

Bilance sodného iontu v povodí

V hydrologických letech 1994–2009 je bilance sodného iontu na povodí Liz záporná, z povodí průměrně ročně ubývá 11,90±3,24 kg ha⁻¹ rok⁻¹. Vstup Na⁺ v podkorunových srážkách totiž činí jen 2,03±0,49 kg ha⁻¹ rok⁻¹, zatímco výstup Na⁺ vodou v uzávěrovém profilu toku je 11,90±3,24 kg ha⁻¹ rok⁻¹. Vstup i výstup sodného iontu se vyznačuje vcelku malým meziročním kolísáním, jak ukazují hodnoty směrodatných odchylek v tab. 1. Podobné výsledky reportují práce Fottové (2011) a Fottové et al. (2011).

Bilance draselného iontu v povodí

Pro bilancování draselného iontu na povodí nelze použít jako vstup koncentraci K^+ v podkorunových srážkách, neboť draslík podléhá vnitřnímu cyklu v rostlinném krytu, v jehož důsledku se obohacují podkorunové srážky smýváním draslíku z povrchu vegetace, kam byl vytlačen z rostlin. Do rostlin se ovšem dostal z půdy, nikoliv ze srážek. Proto je koncentrace K^+ v podkorunových srážkách mnohem větší než ve srážkách volné plochy (tab. 3).

Pokud by se pro bilancování draselného iontu na povodí použila jako vstup koncentrace draslíku ve srážkách volné plochy, pak by v bilančním vstupu chyběl draslík, který je obsažen v suché depozici (obvykle ve formě prachu), která dopadá na vegetaci v bezdeštném období. V podkorunových srážkách tato složka pevné depozice zahrnutá je, avšak, jak je vysvětleno výše, podkorunové srážky zase navíc obsahují draslík z vnitřního cyklu.

Proto se vstup draslíku v suché depozici odhaduje trikem, kterému se říká faktor suché depozice (DDF, dry deposition faktor). Faktor suché depozice je definován jako podíl koncentrace Na^+ v podkorunových srážkách a koncentrace Na^+ ve srážkách volné plochy. DDF tedy vyjadřuje zvětšení koncentrace sodíku v podkorunových srážkách vůči srážkám volné plochy vlivem suché depozice. Tento výpočet DDF vychází z poznatku, že sodík nepodléhá vnitřnímu cyklu v rostlinném krytu (Staelens et al. 2003). Předpokládá se, že hodnota DDF zjištěná pro sodík je platná i pro draslík.

Bilance draselného iontu v hydrologických letech 1994–2009 je mnohem více rozkolísaná. V hydrologických letech 2000 a 2003 je bilance výrazně kladná, v letech 2001 a 2008 mírně kladná, avšak v ostatních letech sledovaného období je bilance draslíku záporná, jak ukazuje tab. 2. Z hodnot srážkových úhrnů v tab. 1 plyne, že kladná bilance draslíku souvisí s nízkým srážkovým úhrnem. Nízký srážkový úhrn totiž navyšuje vypočtený faktor suché depozice DDF, jak ukazuje tab. 3. Srovnatelné výsledky obsahují práce Fottové (2011) a Fottové et al. (2011).

Výstup draselného a sodného iontu z povodí

V hydrologických letech 1997–2009 dosahuje hmotnostní poměr Na/K hodnot v rozmezí 4 až 5 (tab. 4). Podle Pittera (1999) odpovídá hmotnostní poměr Na/K = 4 podzemní vodě (tab. 5). Znamená to, že voda vytékající z povodí má z hlediska poměru Na/K charakter podzemní vody.

Tabulka 5: Poměry sodného a draselného iontu ve vodách (Pitter, 1999)

Původ vody	Látkový poměr	Hmotnostní poměr
Srážková voda	4,76	2,8
Podzemní voda	6,8	4
Pitná voda smíšeného původu	5,78	3,4

V hydrologických letech 1994–1996 vytéká v ročním měřítku z povodí voda smíšeného charakteru s podílem vody povrchové, jak o tom svědčí menší poměr Na/K (tab. 4).

Hydrodynamický mechanismus formování odtoku půdní vody je objasněn v pracích Vondrky et al. (2011, 2013) na základě iontově selektivních měření složení vody v závěrovém profilu povodí. Obě práce potvrzují, že závěry o převážně podzemním charakteru vody vytékající z povodí jsou správné.

Závěry

V hydrologických letech 1994–2009 je bilance sodného iontu na povodí Liz záporná, z povodí průměrně ročně ubývá $11,90 \pm 3,24 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$.

Bilance draselného iontu v hydrologických letech 1994–2009 je mnohem více rozkolísaná než bilance draselného iontu. V hydrologických letech 2000 a 2003 je bilance výrazně kladná, v letech 2001 a

2008 mírně kladná, avšak v ostatních letech sledovaného období je bilance draslíku záporná. Průměrná ztráta draselného iontu z povodí za celé období je $0,56 \pm 2,18 \text{ kg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$.

Z povodí vytéká převážně podzemní voda.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za podpory projektu Grantové agentury ČR (205/09/1918), dále bylo při zpracování využito poznatků získaných za podpory udělené Technologickou agenturou ČR (TA02021451).

Literatura

- Eliáš, V., Tesař, M., Buchtele, J. (1995): Occult precipitation: Sampling chemical analysis and process modeling in the Šumava Mts. (Czech Republic) and in the Taunus Mts. (Germany). *Journal of Hydrology* 166, 409–420.
- Fottová, D., Štěpánová, M., Krám, P. (2011): Šestnáct let monitoringu látkových toků v síti malých povodí GEOMON. In: Šír M., Tesař M. (eds) *Hydrologie malého povodí 2011*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, s. 101–108.
- Fottová, D. et al. (2011): Hodnocení dopadů klimatických změn na hydrologickou bilanci a návrh praktických opatření ke zmírnění jejich dopadů. *Závěrečná zpráva projektu SP/1a6/151/07*. Česká geologická služba, Praha, 254 s.
- Hruška, J., Cienciala, E. (eds) (2005): *Dlouhodobá acidifikace a nutriční degradace lesních půd – limitující faktor současného lesnictví*. Česká geologická služba, Praha, 154 s.
- Pitter, P. (1999): *Hydrochemie*. Vydavatelství VŠCHT, Praha, 568 s.
- Staelens, J., D. E Schrijver, A., Oyarzún, C., Lust, N. (2003): Comparison of dry deposition and canopy exchange of base cations in temperate hardwood forests in Flanders and Chile. *Gayana Botánica* 60, 9–16.
- Tesař, M., Fottová, D., Eliáš, V., Šír M. (2000): Occult precipitation as an important contribution to the wet deposition in Bohemian Forest. *Silva Gabreta* 4, 87–96.
- Tesař, M., Šír, M., Fottová, D. (2005): Usazené srážky a chemismus malého horského povodí. In: Šír M., Lichner L., Tesař M., Holko L. (eds) *Hydrologie malého povodí 2005*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, s. 343–350.
- Vondrka, A., Šír, M., Tesař, M. (2011): Odtok z malého horského povodí v důsledku přesycení půdy vodou. In: Šír M., Tesař M. (eds) *Hydrologie malého povodí 2011*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, s. 485–490.
- Vondrka, A., Tesař, M., Šír, M. (2013): Vyplavování sodného a draselného iontu z malého horského povodí na Šumavě. *Vodní hospodářství* 7, 21–25.

Vplyv biologického pôdneho povlaku na priestorovú variabilitu hydraulickú vodivosti pôdy

Peter Šurda¹, Marek Rodný¹, Viliam Nagy¹, Svatopluk Matula², Markéta Miháliková²,
Ayale Teressa Chala²

¹Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 831 02 Bratislava

²Katedra vodných zdrojů, Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů, ČZU v Praze,
Kamýcká 129, 165 21 Praha

Abstrakt

Nenasýtená hydraulická vodivosť ($K(h)$) je dôležitou pôdno-fyzikálnou vlastnosťou, obzvlášť pri určovaní intenzity infiltrácie. Biologický pôdny povlak (BPP) je zložený so siníc, rias, machov, húb a lišajníkov, ktoré pokrývajú povrch pôdy. Organizmy obsiahnuté v BPP produkujú polysacharidy, ktoré môžu podstatne ovplyvniť hydrofyzikálne charakteristiky nielen povrchu pôdy ale aj pôdneho profilu do jeho rôznej hĺbky.

Cieľom práce bolo vyhodnotiť variabilitu $K(-2\text{ cm})$ a Indexu vodoodpudivosti (R) v horizontálnej a vertikálnej rovine. Meranie v horizontálnej rovine prebehlo na neupravenom povrchu pôdy s BPP. Výsledky merania $K(-2\text{ cm})$ sú relatívne homogénne. Väčší výskyt ihličia priamo pod stromami sa prejavil v nižších hodnotách $K(-2\text{ cm})$. V rámci merania vo vertikále boli najnižšie hodnoty $K(-2\text{ cm})$ namerané v hĺbke 10 cm a postupne narastali, pričom pri hraničnej hĺbke 40 cm sa stráca vplyv vodoodpudivosti. Nárast hodnôt $K(-2\text{ cm})$ a súčasný pokles R je možné relatívne spoľahlivo popísať funkčnými vzťahmi.

Ak porovnáme merania v horizontálnej a vertikálnej rovine, možno povedať, že väčšia variabilita sa prejavuje v smere vertikálnom ako v smere horizontálnom. Namerané hodnoty $K(-2\text{ cm})$ podľa hĺbky je možné využiť pri matematickom modelovaní pohybu vody, ale s prihliadnutím na to, že v hydrofóbných pôdnych profiloch sa v prevažnej miere vyskytuje preferenčné prúdenie.

Kľúčové slová: hydraulická vodivosť pôdy, vodoodpudivosť, minidiskový infiltrromer

Úvod

Nenasýtená hydraulická vodivosť ($K(h)$) je dôležitou pôdno-fyzikálnou vlastnosťou, obzvlášť pri určovaní intenzity infiltrácie, režimu zavlažovania, návrhoch drenáže, pri simuláciách pohybu polutantov a tiež iných poľnohospodárskych a hydrologických procesov.

$K(h)$ určuje pôdna štruktúra a textúra. Merania sú preto značne ovplyvnené heterogenitou pôdneho zloženia. Viacerí autori (Bouma, 1982; Hartge, 1984; Bathke a Cassel, 1991) pozorovali anizotropiu s väčšími hodnotami K v smere vertikálnom ako horizontálnom, obzvlášť v pôdach s dobrou štruktúrou. Iní zaznamenali vyššie hodnoty K v horizontálnom smere, najmä u pôd zhutnených (Dorner a Horn, 2006) alebo navrstvených (Kanwar et al., 1989; Zhang, 1996). Dôvodom niektorých tak trochu protichodných výsledkov môže byť dynamický charakter pôdnej štruktúry.

Biologický pôdny povlak (BPP) je zložený so siníc, rias, machov, húb a lišajníkov, ktoré pokrývajú povrch pôdy. Organizmy obsiahnuté v BPP majú schopnosť produkovať chemické látky, ktoré dokážu ovplyvniť stabilitu povrchu pôdy, iniciovať pôdnu eróziu a zmenšiť infiltráciu vody do pôdy. Znížené hodnoty $K(h)$ v pôdach s BPP môžu byť spôsobené zanášaním pôdnych pórov mikrobiologicky produkovanými polysacharidmi (Doerr et al., 2000). BPP môžu podstatne ovplyvniť hydrofyzikálne charakteristiky pôdy a tým aj prúdenie vody v pôdnom profile. Je to spôsobené najmä vodoodpudivosťou pôdy (e.g., Dekker a Ritsema, 1994; Buczko et al., 2006; Wessolek et al., 2009; Wine et al., 2012 ;), ktorú popisuje parameter Index vodoodpudivosti R .

V pôdach s hydrofóbnymi vlastnosťami (vodoodpudivé pôdy) dochádza k spomaľovaniu infiltrácie vody do pôdy alebo k jej úplnému zastaveniu (Brandt, 1969). Hydrofóbné pôdy sú známe aj výskytom preferenčného prúdenia (Jamison, 1945, Bond, 1964, Gilmour, 1968, Nissen et al., 1999). Preferenčné prúdenie spôsobuje oveľa rýchlejší transport vody a rozpustených látok, a tým vytvára väčšiu možnosť kontaminácie podzemnej vody.

Rýchlosť infiltrácie do vodoodpudivých pôd je podstatne nižšia ako do pôdy so zrnčavým povrchom, čo môže viesť k vyššiemu povrchovému odtoku a tým k vyššej intenzite erózie na svahoch s vyššími sklonmi (Bridge a Ross, 1983, Jungerius a Dekker, 1990, Witter et al., 1991, Wallis a Horne, 1992).

Výskum v oblasti pobrežných pieskových dún v Holandsku dokázal silnú alebo výraznú vodoodpudivosť všetkých vzoriek z hĺbky 0-5 cm pôdneho profilu na plochách s odlišnou vegetáciou. Na všetkých týchto stanoviskách prejavy vodoodpudivosti klesali s hĺbkou (Dekker et al., 2000).

Cieľom tejto práce bolo vyhodnotiť a porovnať variabilitu K (-2 cm) a Indexu vodoodpudivosti R vo vertikálnom a horizontálnom smere na stanovisku s hydrofóbnou pôdou a homogénnym BPP.

Materiál a metódy

Výskumná plocha

Merania boli urobené na lokalite Mláky II pri Sekuliach na juhozápadnom Slovensku. Študovaná oblasť je súčasťou geomorfologického celku Dolnomoravský úval, ktorý je najsevernejším výbežkom Viedenskej panvy, ktorá je súčasťou Panónskej panvy. Obec Sekule leží v severozápadnej časti Borskej nížiny pri sútoku riek Moravy, Dyje a Myjavy. Ráz okolia obce je nížinný. Reliéf záujmového územia sa vyznačuje mimoriadne malou vertikálnou členitosťou.

Celé územie má charakter roviny v nadmorskej výške okolo 150 m n. m. Študované územie patrí k najteplejším oblastiam SR. Patrí k suchým a teplým oblastiam s miernou zimou, pričom priemerné ročné teploty vzduchu sa pohybujú okolo 9 °C. Najteplejším mesiacom roka je júl, keď sa priemerné mesačné teploty blížia k 20 °C, najchladnejším mesiacom roka je január, keď priemerné mesačné teploty neklesajú pod -2,0 °C (Kolektív, 1958).

Pokusné plochy boli v poraste asi 10-ročných borovíc *Pinus sylvestris*, pod ktorými sa nachádzajú machorasty *Polytrichum piliferum*, ďalej lišajníky (*Cladonia sp.*), z vyšších rastlín sa tu sporadicky vyskytuje druh *Corynephorus canescens* (Lichner et al., 2005). Porast machov a lišajníkov bol rovnomerne pokrytý opadanými ihlicami *Pinus sylvestris*. Pôda na tomto stanovišti je piesočnatá, pôdny subtyp regozem modálna, na eolickom piesku, nekarbonátová (MKSPS, 2000).

Meranie K (-2 cm) a R

Na meranie infiltrácie vody do pôdy sme používali podtlakový infiltrometer Model S - Decagon Devices, Pullman, WA. Infiltrometer má dĺžku 32,7 cm, priemer disku zo sintrovanej ocele je 4,5 cm, objem zásobnej nádoby infiltrometra je 100 ml, podtlak je nastaviteľný v rozmedzí od -0,5 do -7 cm. Pri experimentoch s infiltráciou etanolu sme použili zariadenie s polykarbonátovou zásobnou nádobou.

Pre výpočet hydraulickej vodivosti pôdy existuje mnoho metód. Zhang (1997) určil jednoduchú metódu pre infiltráciu vody do pôdy a výpočet hydraulickej vodivosti pôdy. Metóda si vyžaduje meranie kumulatívnej infiltrácie v závislosti na čase a určenie výsledku podľa funkcie:

$$I = C_1 t + C_2 \sqrt{t} \quad (1)$$

kde C_1 ($L T^{-1}$) a C_2 ($L T^{-1/2}$) sú parametre; parameter C_1 sa vzťahuje na hydraulickú vodivosť pôdy a parameter C_2 na sorptivitu pôdy, I (L) je kumulatívna infiltrácia, a t (T) je čas.

Hodnota nenasýtenej hydraulickej vodivosti $K(h)$ je potom vypočítaná z vzťahu:

$$K(h) = \frac{C_1}{A} \quad (2)$$

kde C_1 je uhol sklonu krivky kumulatívnej infiltrácie a druhej odmocniny času, a A je hodnota, ktorá zohľadňuje van Genuchtenove parametre pre daný pôdny druh k nastavenej hodnote podtlaku a polomeru disku infiltrometra; hodnotu A pre piesok (charakteristiky pôdy skúmanej lokality sú uvedené v tab. 1) obsahuje tab.2. Tiež sa dá vypočítať podľa nasledujúcej rovnice s použitím van Genuchtenových parametrov (tab. 2):

$$A = \frac{11.65(n^{0.1}-1)\exp[2.92(n-1.9)ah]}{(\alpha r_d)^{0.91}} \quad n \geq 1.9 \quad (3)$$

Tabulka 1. Fyzikálne a chemické vlastnosti pôdy lokality Mláky II.

	Hĺbka (cm)	Piesok (%)	Prach (%)	Íl (%)	CaCO ₃ (%)	C (%)	pH (H ₂ O)	pH (KCl)
Stanovište	0-1	95,14	2,26	2,6	<0,05	0,83	5,65	4,39

Tabulka 2. Hodnoty parametrov pre výpočet K pre piesok.

	α	n(h)	A						
			-0,5	-1	-2	-3	-4	-5	-6
piesok	0,145	2,68	2,9	2,5	1,8	3	0,9	0,7	0,5

(Zdroj: Decagon, 2007)

Index vodoodpudivosti R je kombináciou charakteristík veľkosti a stálosti vodoodpudivosti pôdy. Na jeho výpočet sa používa vzťah (Hallett, Young, 1999):

$$R = \frac{\left(\frac{\eta_e \sigma_{wa}}{\eta_w \sigma_{ea}}\right) S_e}{S_w} = \frac{1,95 S_e}{S_w} \quad (4)$$

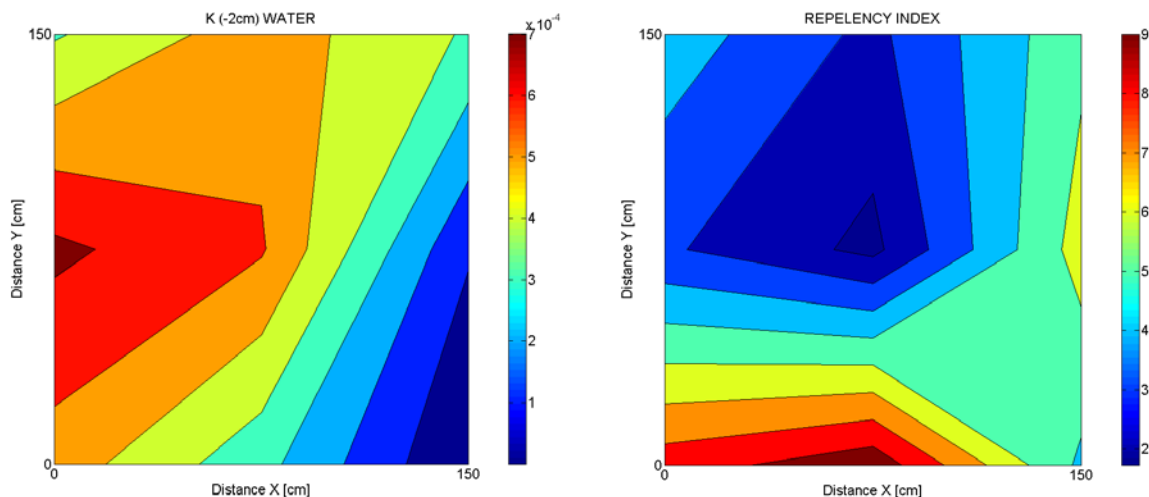
kde η_e je viskozita 95 %-ného etanolu pri 20 °C ($\eta_e = 0,0012 \text{ N s m}^{-2}$), σ_{wa} je povrchové napätie vody pri 20 °C ($\sigma_{wa} = 0,073 \text{ N m}^{-1}$), η_w je viskozita vody pri 20 °C ($\eta_w = 0,0010 \text{ N s m}^{-2}$), σ_{ea} je povrchové napätie 95 %-ného etanolu pri 20 °C ($\sigma_{ea} = 0,023 \text{ N m}^{-1}$), S_w je sorptivita pre vodu ($\text{m s}^{-1/2}$) a S_e je sorptivita pre etanol ($\text{m s}^{-1/2}$).

Výsledky a diskusia

Priestorová variabilita K (-2 cm) v horizontálnom smere

Meranie $K(-2 \text{ cm})$ bolo prevedené minidiskovým infiltrerom. Na výskumnej ploche bol vytýčený grid s rozmermi 150x150 cm, ktorý bol rozdelený na 9 rovnakých štvorcov s rozmermi 50x50 cm (Obr.1). V strede každého z nich boli vo vzdialenosti cca 2 cm od seba urobené 3 vsakovacie pokusy minidiskovým infiltrerom (2x voda, 1x etanol) pri tenzii -2 cm.

Biologický pôdny povlak bol v rámci celého gridu relatívne homogénny. Pre každý štvorec gridu boli spočítané hodnoty $K(-2 \text{ cm})$ pre vodu a pre etanol. Následne boli určené hodnoty sorptivity pre vodu a etanol (tento článok ich neprezentuje) a z nich odvodené Indexy vodoodpudivosti. Výsledky sú prezentované na obr. 1.

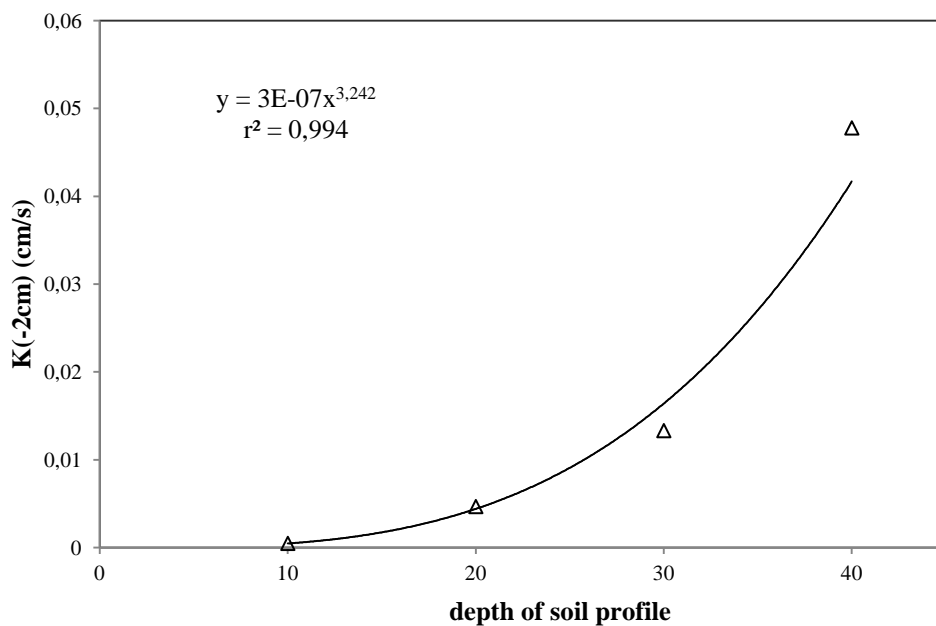


Obr. 1: Hodnoty $K(-2\text{ cm})$ v cm/s a Indexu vodoodpudivosti vo vytýčenom gride merania.

Na základe dosiahnutých výsledkov (obr.1) možno konštatovať, že medzi hodnotami $K(-2\text{ cm})$ na vytýčenej ploche neboli výrazné rozdiely, hodnoty $K(-2\text{ cm})$ sa pohybovali v rámci jedného rádu, od 1 do $7 \cdot 10^{-4}\text{ cm/s}$. Vyššie hodnoty boli namerané v miestach, ktoré boli na voľnom priestranstve, t.j. neboli pod korunami stromov a na povrchu bolo menej ihličia. Najmenšie hodnoty sa objavujú v pravom dolnom rohu vytýčeného gridu. Rozloženie Indexu vodoodpudivosti zodpovedá hodnotám $K(-2\text{ cm})$. V strednej časti je najnižší, čo zodpovedá najvyšším hodnotám $K(-2\text{ cm})$, na dolnom a pravom okraji gridu sa hodnoty zvyšujú, čo zodpovedá znižovaniu hodnôt vodivosti pre vodu.

Priestorová variabilita $K(-2\text{ cm})$ v smere vertikálnom

Merania prebehli v hĺbenej sonde vo vzdialenosti 70 cm naľavo od vytýčeného gridu. Sonda mala hĺbku 60 cm. Prvé merania sa urobili v hĺbke 10 cm pod povrchom, rovnako ako pri predchádzajúcom experimente boli urobené 2 infiltračné pokusy s vodou a 1 s etanolom pri tenzii -2 cm. Rovnakým spôsobom boli urobené merania pre hĺbky 20, 30, 40 a 50 cm pod povrchom pôdy. Následne boli odvodené Indexy vodoodpudivosti.



Obr. 2: Pribeh $K(-2\text{ cm})$ v závislosti na hĺbke pôdneho profilu.

Predpokladom teda bolo, že hodnoty Indexu vodoodpudivosti (R) budú s hĺbkou klesať a hodnoty K budú stúpať, pretože najvyššia koncentrácia chemických látok, ktoré produkujú organizmy obsiahnuté v BPP je vo vrchných vrstvách pôdneho profilu. Táto téza sa potvrdila aj na lokalite Mláky II.

Najnižšia hodnota K(-2 cm) bola nameraná v hĺbke 10 cm a to $4,72 \cdot 10^{-4}$ cm/s a postupne narastala na $4,67 \cdot 10^{-3}$, $1,33 \cdot 10^{-2}$ až na $4,78 \cdot 10^{-2}$ cm/s. Merania boli urobené aj pre hĺbku 50 cm, ale hodnoty boli rovnaké ako pre hĺbku 40 cm. Maximálna hodnota K (h), ktorá sa dá namerať minidiskovým infiltrómetrom je 0,018 cm/s.

Najväčšia hodnota R bola odvodená pre hĺbku 10 cm a to v priemere 16,85, postupne klesala až na 0,985 v hĺbke 30 cm, resp. 0,512 v 40 cm. Znamená to, že chemické látky spôsobujúce hydrofóbnosť sa vyskytujú v pôdnom profile do hĺbky 40 cm v postupne znižujúcej sa koncentrácii.

Pre pokles, resp. nárast hodnôt R a K v závislosti od hĺbky boli odvodené funkčné vzťahy. Grafické vyjadrenia závislosti R a K od hĺbky pôdneho profilu je uvedené na obr. 2 a obr. 3. Každý graf zobrazuje dve merania a priemerné hodnoty daných veličín. Závislosť medzi K a hĺbkou pôdy zobrazuje mocninová funkcia s rovnicou pre namerané priemerné hodnoty K a pre koeficient determinancie $r^2 = 0,9985$:

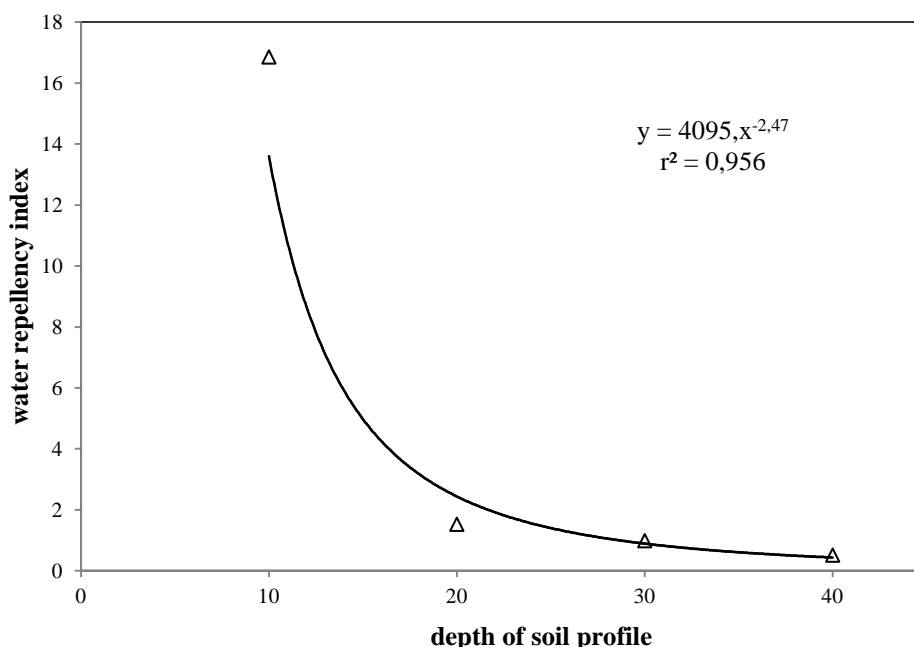
$$y = 7 \cdot 10^{-7} \cdot x^{3,0165}$$

kde x je hĺbka pôdy v cm a y je K(-2 cm) v cm/s.

Závislosť medzi R a hĺbkou pôdy zobrazuje mocninová funkcia s rovnicou pre namerané priemerné hodnoty R a pre koeficient determinancie $r^2 = 0,956$:

$$y = 4095 \cdot x^{-2,47}$$

kde x je pôdy v cm a y je R.



Obr. 3: Priebeh R v závislosti od hĺbky pôdneho profilu.

Záver

Cieľom práce bolo vyhodnotiť variabilitu $K(-2\text{ cm})$ a R v horizontálnej a vertikálnej rovine na pôde s hydrofóbnymi vlastnosťami. Meranie prebehlo v málo zapojenom borovicovom poraste, pričom na povrchu pôdy sa vyskytoval relatívne homogénny BPP a opadané ihličie. Meranie v horizontálnej rovine prebehlo na neupravenom povrchu pôdy s BPP. Výsledky merania $K(-2\text{ cm})$ sú v rozmedzí od 1 do $7 \cdot 10^{-4}$ cm/s, teda sú relatívne homogénne. Priestorovo sa prejavil väčší výskyt ihličia priamo pod stromami. Pod korunami borovic, kde bol výskyt ihličia väčší boli hodnoty $K(-2\text{ cm})$ nižšie, na voľnom priestranstve boli vyššie. Meranie vo vertikále bolo urobené v kopanej sonde, pričom hodnoty $K(-2\text{ cm})$ boli merané každých 10 cm. Predpokladom bolo, že hodnoty $K(-2\text{ cm})$ budú s hĺbkou stúpať a R klesať. Toto sa aj potvrdilo, pričom pri hraničnej hĺbke 40 cm sa stráca vplyv vodoodpudivosti. Pokles hodnôt $K(-2\text{ cm})$ a nárast R je možné relatívne spoľahlivo popísať vzťahom $y = 7 \cdot 10^{-7} \cdot x^{3,0165}$, kde x je hĺbka a y je $K(-2\text{ cm})$, resp. $y = 4095 \cdot x^{-2,47}$, kde x je hĺbka a y je R .

Ak porovnáme merania v horizontálnej a vertikálnej rovine, možno povedať, že väčšia variabilita sa prejavuje v smere vertikálnom ako v smere horizontálnom. Pre komplexné zhodnotenie je však potrebné v budúcnosti urobiť v každej hĺbke rovnaké merania v horizontálnej rovine ako na povrchu pôdy.

Rozdelenie $K(-2\text{ cm})$ podľa hĺbky je možné využiť pri matematickom modelovaní pohybu vody, ale s prihliadnutím na to, že pri hydrofóbných pôdach sa v prevažnej miere vyskytuje preferenčné prúdenie.

PodĎakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVV-0139-10, APVV MVTS SK-CZ-0192-11, grantovou agentúrou VEGA 2/0083/11 a MŠMT ČR program MOBILITY, projekt HYDCON č.7AMB12SK019, Časová a priestorová variabilita hydraulické vodivosti pôd. Táto publikácia bola vytvorená realizáciou projektu ITMS 26220120062 Centrum excelentnosti pre integrovaný manažment povodí v meniacich sa podmienkach prostredia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja.

Literatúra

- Bathke, G.R., Cassel, D.K. (1991): Anisotropic variation of profile characteristics and saturated hydraulic conductivity in an Ultisol landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 333–339.
- Bond, R.D. (1964): The influence of the microflora on the physical properties of soils P. Field studies on water repellent sands. *Aust. J. Soil Res.* 2, 123–131.
- Bouma, J. (1982): Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 438–441.
- Brandt, G.H. (1969): Water movement in hydrophobic soils. *Proc. Symp. Water Repellent Soils. Univ. Calif., Riverside, CA*, pp. 91–115.
- Bridge, B.J., Ross, P.J. (1983): Water erosion in vegetated sand dunes at Cooloola, south-east Queensland. In: Jennings, J., Hagedorn, H. (Eds.), *Dunes: Continental and coastal*, Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband 45, pp. 227–244.
- Buczko, U., Bens, O., Hüttl, R. F. (2005): Variability of soil water repellency in sandy forest soils with different stand structure under Scots pine (*Pinus sylvestris*) and beech (*Fagus sylvatica*). *Geoderma*, 126, 317–336.
- Buczko U., Bens O., Hüttl R. F. (2006): Water infiltration and hydrophobicity in forest soils of a pine–beech transformation chronosequence. *J. Hydrol.*, 331, 383–395.
- Decagon. (2007): *Minidisk Infiltrometer User's Manual. Version 6.* Decagon Devices, Inc., Pullman.
- Dekker L. W., Ritsema C. J. (1994): How water moves in a water repellent sandy soil. 1. Potential and actual water repellency. *Water Resour. Res.*, 30, 2507–2517.

- Dekker, L.W., Ritsema C.J., Oostindie K. (2000): Extent and significance of water repellency in dunes along the Dutch coast. *Journal of Hydrology* 231-232, 112-125.
- Dekker, L. W., Doerr, S. H., Oostindie, K., Ziogas, A. K., Ritsema, C. J. (2001): Water repellency and critical soil water content in a dune sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65, 1667 – 1674.
- Doerr, S. H., Shakesby, R. A., Walsh, R. P. D. (2000): Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*, 51, 33 – 65.
- Doerr S. H., Thomas A. D. (2000): The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal. *J. Hydrol.*, 231–232, 134–147.
- Gilmour, D.A. (1968): Water repellence of soils related to surface dryness. *Aust. For.* 32, 143-148.
- Jamison, V.C. (1945): The penetration of irrigation and rain water into sandy soil of Central Florida. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 10, 25–29.
- Jungerius, P.D., Dekker, L.W. (1990): Water erosion in the dunes. *Catena* 18, 185–193 (supplement).
- Kanwar, R.S., Rizvi, H.A., Ahmed, M., Horton, R., Marley, S.J. (1989): Measurement of field-saturated hydraulic conductivity by using Guelph and velocity permeameters. *Trans. ASAE* 32, 1885–1890.
- Lichner, L., Nižnanská, Z., Faško, P., Šír, M., Tesař, M. (2005): Vplyv rastlinného pokryvu a počasia na infiltráciu do vodoodpudivej pôdy. *Acta Hydrologica Slovaca*, 6, 321-329.
- Lichner, L., Hallett, P. D., Feeney, D., Ďugová, O., Šír, M., Tesař, M. (2007a): Field measurement of the impact of hydrophobicity on soil water transport under different vegetation over time. *Biologia*, 62, 537-541.
- Lichner, L., Orfánus, T., Nováková, K., Šír, M., Tesař, M. (2007b): The impact of vegetation on hydraulic conductivity of sandy soil. *Soil and Water Research*, 2, 59-66.
- Lichner, L. (2008): Hydrofyzikálne a hydrofóbné charakteristiky pôdy v lokalite Mláky II pri Sekuliach. *Acta Hydrologica Slovaca*, 9, 106-114.
- MKSPS (2000): Morfogenetický klasifikačný systém pôd Slovenska. Bazálna referenčná taxonómia. VÚPOP, Bratislava, 76 s.
- Nissen, H.H., Moldrup, P., de Jonge, L.W., Jacobsen, O.H. (1999): Time domain reflectometry coil probe measurement of water content during fingered flow. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 493–500.
- Wallis, M.G., Horne, D.J. (1992): Soil water repellency. *Adv. Soil Sci.* 20, 91–146.
- Wessolek G., Stoffregen H., Täumer K. (2009): Persistency of flow patterns in a water repellent sandy soil – Conclusions of TDR readings and a time-delayed double tracer experiment. *J. Hydrol.*, 375, 524–535.
- Wine M. L., Ochsner T. E., Sutradhar A., Pepin R. (2012): Effects of eastern redcedar encroachment on soil hydraulic properties along Oklahoma's grassland-forest ecotone. *Hydrol. Process.*, 26, 1720–1728.
- Witter, J.V., Jungerius, P.D., Harkel, M.J. (1991): Modeling water erosion and the impact of water repellency. *Catena* 18, 115–124.
- Zhang, H.Q. (1996). Anisotropic variation of saturated hydraulic conductivity of a variously grazed salt marsh soil. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 159, 129–135.

Hydrologická bilance jako charakteristika vodního režimu malých horských lesních povodí

Vladimír Švihla¹, Vladimír Černohous², František Šach²

¹⁾ Fügnerova 809, 266 01 Beroun

²⁾ Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v. v. i. Strnady, Výzkumná stanice Opočno, Na Olivě 550, 517 73 Opočno

Abstrakt

Referát představuje dílčí sdělení k řešení problematiky vodního režimu malých horských lesních povodí. Zabývá se charakterizováním vodního režimu povodí pomocí hydrologických bilancí vegetačního a mimovegetačního období. Je zde popsán vodní režim malého (32,6 ha) lesního povodí U Dvou louček ve vrcholové partii Orlických hor. Jednotlivé složky hydrologických bilancí byly buď přímo na povodí měřeny nebo byly dopočítávány. Výpočtem byl například stanoven odtok vod do hydrogeologických struktur povodí. Dále byly pomocí hydrologické bilance vyhodnoceny povodňové vlny a vliv lesa na jejich kulminace.

Klíčová slova: lesní povodí, mladé porosty, hydrologická bilance, povodňové vlny, retence, kulminace, Orlické hory, Česko

Úvod

Otázka vlivu lesů na vodní režim krajiny je stále v popředí zájmu při hledání vlivu jednotlivých kultur na stabilitu zemědělsko-lesní krajiny. Vliv lesních komplexů v horách je na parametry vodního režimu krajiny zásadní. Jeho výzkumem se dlouhodobě zabývá Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti v Beskydech a Orlických horách (Černohous 2006; Černohous, Šach, Kantor, Švihla 2013; Kantor 1995; Lochman, Chlebek, Jařabáč 1998; Švihla, Černohous, Šach 2010).

Vodní režim horských lesních povodí

V současné době je systematický výzkum vodního režimu malých lesních horských povodí ve Výzkumném ústavu lesního hospodářství a myslivosti stanice Opočno soustředěn v oblasti Orlických hor. Předložený článek se zabývá rozborem vodního režimu povodí „U Dvou louček“ v centrální vrcholové partii Orlických hor. Podrobný popis povodí je v citované literatuře, zde se uvádí jen krátká informace.

Lesní povodí „U Dvou louček“ (UDL) o výměře 32,6 ha je porostlé z 83 % smrkem (15-25 let) a 17 % bukem (100 let). Leží ve východní části Orlických hor v nadmořské výšce 850 – 950 m. Je místem četných pramenišť. Od roku 1992 zde probíhá hydrologický a pěstební výzkum, od roku 2006 jsou podrobně sledovány hydrologické bilance. Povodí je vybaveno dvěma komplexními měřicími stanicemi (vlhkost půdy, srážky, teploty), automatickým měřením průtoků v závěrečném profilu potoka, režimním měřením srážek volné plochy i pod porosty, 288-mi měrnými sondami ssacích tlaků, 90-ti mělkými jehlovými vrty a 6-ti vystrojenými hloubkovými vrty do geologického podloží. Průměrné roční úhrny srážek dle ČHMÚ jsou 1242 mm a odtoky 772 mm, $q(a) = 24,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Hodnocené období lze kvalifikovat jako mírně vlhké, s pěti lety mírně vlhkými a 2 lety průměrnými. Povodí se nachází v 7 lesním vegetačním stupni na souborech lesních typů 7K (kyselá buková smrčiny) a 7T (podmáčená chudá jedlová smrčiny). Uprostřed povodí je ložisko pramenných vývěřů charakterizované zrašeliněním půdy. Podloží půdy tvoří z 50 % svory série stroňské a z 50 % hrubozrnné ruly (Šeda 2003).

Hydrologická bilance s ročním krokem

Výsledky měření se zpracovávají metodou hydrologické bilance (HB) se systémem měsíčních kroků (tab. 1, 2, 3) a kontinuálního vyhodnocení povodňových vln. V příspěvku jsou tabulkově prezentovány jen souborné roční výsledky HB (vyhodnocení měsíčních kroků 2006/7 – 2012/13 představuje 18 tabulek uložených u autorů). Pro charakterizování vodního režimu jako celku postačí pro představu roční hodnoty HB. Proměnné veličiny HB dle tab. 1, 2, 3 byly podrobeny matematicko-statistickému rozboru. V období let 2007 – 2013 byly zjištěny statisticky významné závislosti:

- úhrnů odtoků ve vegetačních obdobích (IV – X) v závěrečném profilu povodí (Q(c)) a úhrnů efektivních srážek (HS(ef)) za stejné období se statisticky významným korelačním koeficientem $r = 0,744$ (r s pravděpodobností $p = 0,05$ je $0,707$; $s p = 0,02$ je $0,789$) a s rovnicí závislosti $Q(c) = 0,472 HS(ef) + 18,05$;
- úhrnů evapotranspirace (ET) ve vegetačních obdobích (IV – X) a úhrnů efektivních srážek se statisticky významným korelačním koeficientem $r = 0,748$ (r s pravděpodobností $p = 0,05$ je $0,707$, $s p = 0,02$ je $0,789$) a rovnicí závislosti $ET = 0,410 HS(ef) + 36,3$;
- úhrnů odtoků Q(c) v mimovegetačních obdobích (XI – IV) a úhrnů efektivních srážek se statisticky vysoce významným koeficientem $r = 0,843$ (pro $p = 0,01$ $r = 0,833$) a rovnicí závislosti $Q(c) = 0,842 HS(ef) - 60,2$.

Mezi ET a HS(ef) nebyla zjištěna statisticky významná závislost v mimovegetační periodě. Také mezi Q(c) a HS(ef) a ET a HS(ef) v ročním intervalu nebyla statistická závislost.

Ve vegetačním období je celkový přísun vody do oběhu $P = HS(ef) \pm \Delta W = 544,9$ mm, z toho 46,3 % (252,0 mm) tvoří ET, 45,4 % (247,7 mm) Q(c) a 8,3 % (45,2 mm) Q(gg). V mimovegetačním období je $P = 787,1$ mm, z toho je 78,2 % (615,3 mm) Q(c), 3,7 % (29,1 mm) ET a 18,1 % (142,7 mm) Q(gg). V ročním období pak $P = 1332,2$ mm, Q(c) = 64,8 % (863,0 mm), ET = 21,1 % (281,2 mm) a Q(gg) = 14,1 % (188 mm).

Významným přínosem výzkumu povodí UDL je zjištění, že ročně přispívá do zásob vod geologického podloží průsakem 188 mm, t.j. $5,96 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$ (z plochy povodí $1,94 \text{ l.s}^{-1}$). Celkový základní odtok z povodí UDL činí 333 mm.rok^{-1} a $q(r) = 10,6 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ($3,5 \text{ l.s}^{-1}$ z plochy povodí), t.j. průsak do geologických struktur 188 mm a základní odtok v potoce ročně 145,1 mm t.j. $4,60 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$ ($1,5 \text{ l.s}^{-1}$ z plochy povodí). ČHMÚ (Kněžek 1982) uvádí pro území vrcholů Orlických hor roční průměr $q(r) = 5 - 7 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$. Je zřejmé, že v našem případě jde o významné prameniště s vydatností vyšší než je průměr Orlických hor.

Významné rozdíly se ukazují v HB vegetačního a mimovegetačního období. Odtok ve vegetačním období je 29 % odtoku celoročního a činí jen 40 % odtoku mimovegetačního. Evapotranspirace dosahuje ve vegetačním i mimovegetačním období standardních hodnot pro srovnatelná území (Rubner 1953, Kantor 2013).

Roční HB dle ČHMÚ (Horský 1970) a VÚLHM pro území UDL činí:

	HS	Q	Z	q(a)
ČHMÚ	1242 mm	772 mm	470 mm	$24,5 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$
VÚLHM	1348 mm	863 mm	485 mm	$27,4 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$

$Z = HS - Q =$ územní výpar (ET) + změna obsahu vody v půdě (ΔW) + průsak do hydrogeologických struktur (Q(gg)).

Povodí UDL je bohatší na odtok než je průměr Orlických hor, avšak ztráta Z vodní komponenty je u obou HB téměř stejná, což potvrzuje věrohodnost naměřených dat i správnost modelu jejich vyhodnocení. Zvláštní režim vykazuje intercepce v zimním období. Srážky efektivní (podkorunové) jsou vyšší než srážky volné plochy v důsledku výskytu horizontálních srážek, námrazy a mlhy.

Tabulka 1: Sumární hydrologická bilance smrku na kambizemi ve vegetačním období V. – X.

Rok	HS(o)	It	HS(ef)	Q(c)	$\Delta W(a)$	$\Delta W(g)$	Q(gg)	ET	Δz
	mm								
2007	651,5	-141,2	510,3	-204,9	-6,1	-5,6	-54,7	-239,0	-
2008	498,9	-123,5	375,4	-135,1	31,4	12,2	-25,1	-258,8	-
2009	637,2	-84,3	552,9	-218,0	-27,9	-11,7	-36,6	-258,7	-
2010	786,7	-175,4	611,3	-385,8	-5,3	1,0	-39,2	-182,0	-
2011	729,2	-134,2	595,0	-231,0	-22,4	9,7	-51,5	-299,8	-
2012	591,7	-166,7	425,0	-254,6	38,9	18,2	-48,2	-179,3	-
2013	852,6	-143,0	709,6	-304,6	1,8	0,9	-60,9	-346,8	-
Σ	4747,8	-968,3	3779,5	-1734,0	10,4	24,7	-316,2	-1764,4	-
\emptyset	678,2	-138,3	539,9	-247,7	1,4	3,5	-45,2	-252,0	-
%	100,0	20,4	79,6	-36,5	0,2	0,5	-6,6	-37,2	-

Tabulka 2: Sumární hydrologická bilance smrku na kambizemi v mimovegetačním období XI. – IV.

Rok	HS(o)	It	HS(ef)	Q(c)	$\Delta W(a)$	$\Delta W(g)$	Q(gg)	ET	Δz
	mm								
2006/7	748,8	345,6	1094,4	-1009,3	-4,7	5,0	-46,3	-39,1	0,0
2007/8	725,0	392,7	1117,7	-723,0	-38,0	-5,5	-317,3	-33,9	0,0
2008/9	584,2	124,4	708,6	-442,2	-8,6	-0,8	-229,6	-27,4	0,0
2009/10	548,5	77,3	625,8	-472,8	-6,1	-11,4	-106,7	-28,8	0,0
2010/11	540,5	102,8	643,3	-393,2	-10,5	-7,9	-204,8	-26,9	0,0
2011/12	697,4	44,6	742,0	-660,1	-37,4	-9,9	-19,6	-15,0	0,0
2012/13	528,1	198,6	726,7	-606,6	-6,4	-6,3	-74,7	-32,7	0,0
Σ	4372,5	1286,0	5658,5	-4307,2	-111,7	-36,8	-999,0	-203,8	0,0
\emptyset	624,6	183,7	808,3	-615,3	-16,0	-5,3	-142,7	-29,1	0,0
%	100,0	29,4	129,4	-98,5	-2,6	-0,8	-22,9	-4,6	0,0

Tabulka 3: Sumární hydrologická bilance smrku – roční období.

Rok	HS(o)	It	HS(ef)	Q(c)	$\Delta W(a)$	$\Delta W(g)$	Q(gg)	ET	Δz
	mm								
2006/7	1400,3	204,4	1604,7	-1214,2	-10,8	-0,6	-101	-278,1	0,0
2007/8	1223,9	269,2	1493,1	-858,1	-6,6	6,7	-342,4	-292,7	0,0
2008/9	1221,4	40,1	1261,5	-660,2	-36,5	-12,5	-266,2	-286,1	0,0
2009/10	1335,2	-98,1	1237,1	-858,6	-11,4	-10,4	-145,9	-210,8	0,0
2010/11	1269,7	-31,4	1238,3	-624,2	-32,9	1,8	-256,3	-326,7	0,0
2011/12	1289,1	-122,1	1167,6	-914,7	0,9	8,3	-67,8	-194,3	0,0
2012/13	1380,7	55,6	1436,3	-911,2	-4,6	-5,4	-135,6	-379,5	0,0
Σ	9120,3	317,7	9438,0	-6041,2	-101,9	-12,1	-1315,2	-1968,2	0,0
\emptyset	1302,9	45,4	1348,4	-863,0	-14,6	-1,7	-187,9	-281,2	0,0
%	100,0	3,5	103,5	-66,2	-1,1	-0,1	-14,5	-21,6	0,0

Legenda:

HS(o) – ovzdušné srážky volné plochy (bezlesí)

It – intercepce

HS(ef) – ovzdušné srážky podkorunové

Q(c) – celkový odtok v závěrečném profilu potoka v povodí

$\Delta W(a)$ – pohyb kapilární vlhkosti v půdě

$\Delta W(g)$ – pohyb gravitační vody v půdě

Q(gg) – průsak půdní vody do hydrogeologického podloží lesní půdy

ET – evapotranspirace

Δz – změna zásoby vody sněhové pokrývky

Hydrologická bilance povodňových vln

Pro demonstraci funkce lesa při průběhu povodňových vln byly vybrány dvě velké průtokové vlny v povodí UDL a pro dokreslení obrazu povodňová vlna z lesního povodí Černé Opavy v červenci 1997. Výsledky výpočtů HB jsou v tabulce 4.

Parametry povodňových vln byly odvozeny z dat HB. Povodňové vlny v povodí UDL mají periodicitu $N = 1$, povodeň na Černé Opavě pak $N = 100$ let. Efekt snížení kulminace VQ(c) lesem byl stanoven porovnáním s tímž bezlesým povodím s 50 % orné půdy a 50 % trvalých travních porostů. Koeficient x má formu dle Duba (1957). Při malých vlnách je retence relativně mnohem vyšší než při vlně více než 100 leté. Vysoká srážka zaplní retenční prostory v povodí zřejmě před kulminací VQ. Retence přímého odtoku je uvažována jako dynamická, retence statická se prázdní až po retenci dynamické. Předložený rozbor dokládá vliv lesních komplexů na snižování kulminací velkých vod. Praktické % snížení činí přibližně 40 – 65 %.

Tabulka 4: Parametry povodňových vln.

Parametr	Povodí U Dvou louček		Povodí Černá Opava	Poznámka
	vlna 13.5. 1996	vlna 1.7. 1997	vlna VII. 1997	
HS	39,0 mm	46,5 mm	301,5 mm	
H(o)	33,1 mm	37,0 mm	277,4 mm	
VQ(c)	181,5 l.s ⁻¹	136,3 l.s ⁻¹	64,7 m ³ .s ⁻¹	změřeno
VQ'(c)	518,6 l.s ⁻¹	358,7 l.s ⁻¹	107,8 m ³ .s ⁻¹	stanoveno modelem
x	0,65	0,62	0,40	koeficient snížení VQ lesem oproti zemědělské půdě
R(c)	25,5 mm	29,5 mm	121,3 mm	
R(st)	0 mm	17,9 mm	24,1 mm	
R(d)	25,5 mm	11,6 mm	97,2 mm	
Cobj	0,85	0,8	0,83	
F	0,326 km ²	0,326 km ²	51,3 km ²	

Legenda:

HS – úhrn povodňové srážky

H(o) – objem celkového odtoku

VQ(c), VQ'(c) – kulminační průtok velké vody naměřený v lesním povodí, resp. stanovený modelem pro totéž povodí bezlesé, jen se zemědělskými kulturami

x – parametr vlivu lesa na velké vody ($1 - x$ = koeficient snížení kulminace velké vody)

R(c) – celková retence ovzdušné srážky při průtoku velké vody

R(st) – retence statická, t.j. objem srážkové vody zadrženy půdou odtékající až po ukončení přímého odtoku

R(d) – retence dynamická, t.j. objem srážkové vody zadrženy při kulminaci povodně na povrchu půdy nebo v půdě, odtékající v poklesové fázi povodňové vlny

Cobj – objemový součinitel odtoku povodňové vlny

F – plocha povodí

Závěry

Předkládaný článek dokládá velký vliv lesních horských komplexů na vodní komponentu krajiny. Kvantifikace parametrů HB dokazují:

- velkou vodnost horských vodních toků, kterou nalepšují průtoky na vodních tocích podhůří;
- vysokou dotaci podzemních vodních zásob v geologických strukturách povodí v podhůří;
- závislost parametrů HB na efektivních srážkách;
- retenci srážkové vody na povrchu a v půdách lesních povodí při povodni, která snižuje kulminaci velkých vod o 40 – 65 %.

Poděkování

Výsledky prezentované v příspěvku vznikly v rámci institucionální podpory výzkumu a vývoje z veřejných prostředků MZe projektu NAZV QI 112A174 „Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině“.

Literatura

- Černohous, V. (2006): Vliv obnovy hydrografické sítě poškozené při imisních těžbách na odtokový proces. Doktorská disertační práce. ČZU Praha, 101 s.
- Černohous, V. a kol. (2013): Lesnické a zemědělské aspekty řízení vodní komponenty v krajině, roční zpráva projektu NAZV č. QI 112A174. VÚLHM Strnady, 92 s.
- Dub, O. (1957): Hydrológia. SVTL Bratislava, 485 s.
- Horský, L. (1970): Hydrologické poměry ČSR, I. – IV, HMÚ Praha.
- Kantor, P. (1995): Vodní režim smrkových a bukových porostů jako podklad pro návrh druhové skladby vodohospodářsky významných středohorských lesů. [Habilitation]. MZLU – LDF Brno, 332 s.
- Kněžek, M. a kol. (1982): Odtok podzemní vody na území Československa. ČHMÚ Praha, 50 s.
- Lochman, V., Chlebek, A., Jařabáč, M. (1998): Optimalizace koloběhu vody z hlediska stability lesních ekosystémů a ochrany krajiny a vodních zdrojů. VÚLHM Strnady, 171 s.
- Rubner, K. (1953): Die Pflanzengeographischen Grundlagen des Waldbaues, Neumann Verlag Berlin, 583 s.
- Šeda, S. (2003): Hydrogeologický průzkum na lokalitě Říčky v Orlických horách – U Dvou louček, závěrečná zpráva. OHGS s. r. o. Ústí n./O., 12 s.
- Švihla, V., Černohous, V., Šach, F. (2010): Hydrologická bilance humusového podzolu v lesním povodí v Orlických horách. Zprávy lesnického výzkumu, VÚLHM Strnady, 133 – 140.

Simulace vlivu urbanizace v povodí horního Botiče na povodňový odtok pomocí distribuovaného matematického modelu

Pavel Tachecí, Michal Korytář, Jana Kaiglová

DHI a.s., Na Vrších 5, Praha 10, 100 00

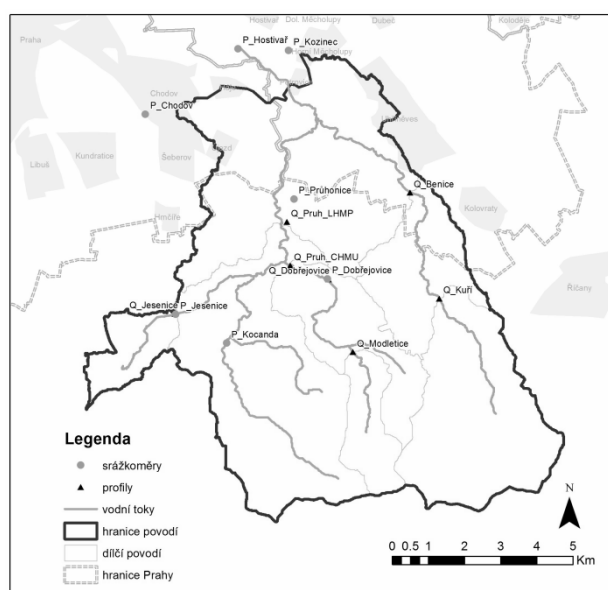
Abstrakt

Vliv změn ve využití území v povodí Botiče nad přehradou Hostivař byl posuzován pomocí distribuovaného srážkoodtokového modelu MIKE SHE, který byl kalibrován pomocí pozorovaných hydrogramů v profilech Modletického potoka, Jesenického potoka, Dobřejovického potoka a dílčího povodí Botiče a validován vůči pozorovaným hydrogramům v profilech Benice a Kuří (povodí Pitkovického potoka) pro povodňovou událost 6/2013. Změny ve využití území byly do modelu zavedeny jako změny v plošném rozložení parametrů vegetace, hydraulické drsnosti povrchu, infiltrační schopnosti půd a mělkého podpovrchového odtoku na základě interpretovaných leteckých snímků z let 1988/89. Vzhledem k značně nasyceným podmínkám na počátku srážky byly rozdíly v odtocích vyhodnoceny jako malé. Dodatečně byla proto ještě simulována teoretická varianta s méně nasycenými počátečními podmínkami, kde se rozdíly projeví výrazněji (12-14% celkového odtoku, až 6 m³/s v kulminačním průtoku).

Klíčová slova: distribuovaný srážkoodtokový model, vliv využití území na povodňový odtok, povodeň 6/2013

Úvod

Povodňová vlna v červnu 2013 zasáhla mimo jiné části území hl. m. Prahy a způsobila nemalé škody. Její průběh je podrobně dokumentován (Povodí Vltavy, 2013; PVK, 2013, MHMP, 2013; ČHMÚ, 2013). V rámci vyhodnocení povodně v červnu 2013 se dílčí část řešení zaměřila na ověření vlivu změn užívání krajiny na odtok v modelovém povodí Botiče nad VD Hostivař. Cílem této studie bylo odhadnout dopad rapidního zvýšení podílu urbanizovaných ploch na odtokový hydrogram této povodňové epizody. Zájmovým územím je část povodí nad vtokem do nádrže Hostivař (tj. asi 91 km²), viz obr. 1.



Obr. 1: Přehledná mapa povodí Botiče nad nádrží Hostivař.

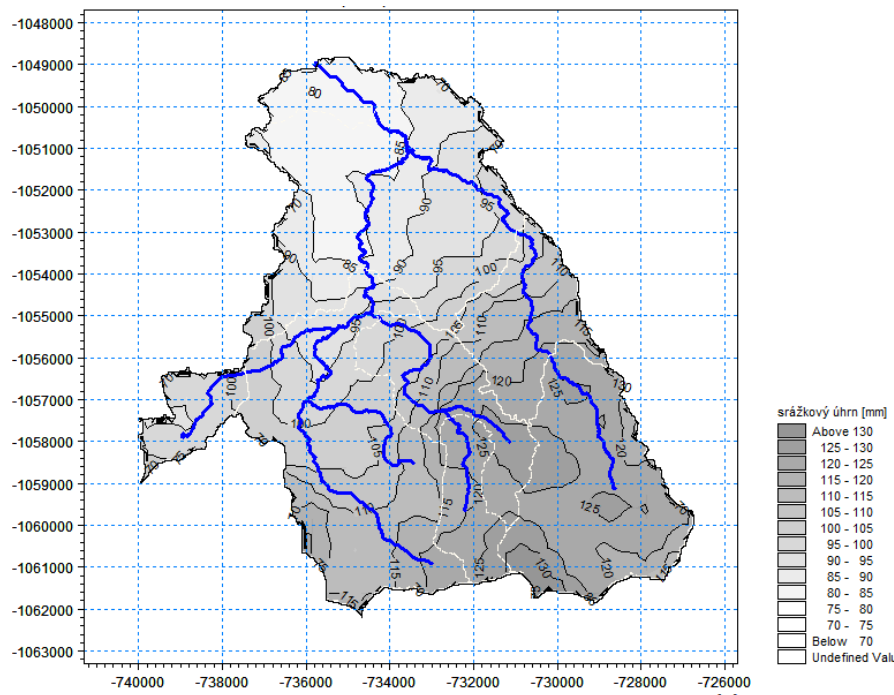
Pro řešení byl využit matematický model MIKE SHE (DHI Software, 2012). Jde o dynamický, deterministický matematický modelovací systém pro simulaci pohybu a transportu látek v povrchových a podzemních vodách integrovaným způsobem (Graham a Butts, 2005). MIKE SHE se běžně používá v úlohách od měřítka jednotlivých metrů až po velká povodí (desítky tisíc km²). Používá se zejména tam, kde je podstatná interakce mezi povrchovou a podzemní vodou (mokřady, nivy, vodní zdroje), při řešení environmentálních úloh (bilance v povodí, klimatická změna, nebezpečí sucha, vlivů lidské činnosti na hydrologický režim, změny využití území), při modelování scénářů budoucího vývoje či managementu povodí a také jako předpovědní model. Hlavní součástí modelovacího systému MIKE SHE zahrnují popis plošného povrchového odtoku, proudění v korytech vodních toků, proudění v nasycené a nenasycené zóně pod povrchem, výpočet evapotranspirace, intercepce a tání sněhu, včetně propojení a interakcí mezi těmito procesy. V rámci této úlohy byly pro popis pohybu vody z možností daných modelovacím prostředkem využity následující aproximace řešení obecných parciálních diferenciálních rovnic pohybu vody:

- Proudění po povrchu (plošný povrchový odtok): 2D difusní vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v korytech: 1D plně dynamická vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v nenasycené zóně: 1D vertikální aproximace Richardsovy rovnice, bez zahrnutí vlivu makropórů.
- Proudění v nasycené zóně: 3D pohybová rovnice aproximovaná metodou konečných rozdílů.

Dále byla pro výpočet aktuální evapotranspirace z časových řad referenční evapotranspirace použita metoda Kristensena a Jensena (1975).

Použitá data a podklady

K dispozici byly časové řady srážkových úhrnů (hodinové nebo 10 minutové) v pěti stanicích ČHMÚ, čtyřech stanicích Lesů hl. m. Prahy a dvou stanicích PVK a.s. (obr. 1). Dále byly k dispozici produkty radarového snímkování ČHMÚ (sum_cappi_020_adj), tedy odhad srážkového pole ve čtvercích 1x1 km v časovém kroku 15 min. Časové řady úhrnů srážek ze srážkoměrů byly využity pro porovnání s rozložením srážkového pole z meteorologického radaru. Hodinové srážkové úhrny z radarů i srážkoměrů jsou pro tuto epizodu velmi blízké. Jako vstup do modelu byly proto použity přímo distribuované úhrny srážek (z radarových produktů).



Obr. 2: Celkový úhrn srážek (mm) za období 31.5.2013 6:00 – 4.6.2013 6:00, interpolovaný z radarových produktů do výpočetní sítě modelu (velikost buňky 25 x 25 m).

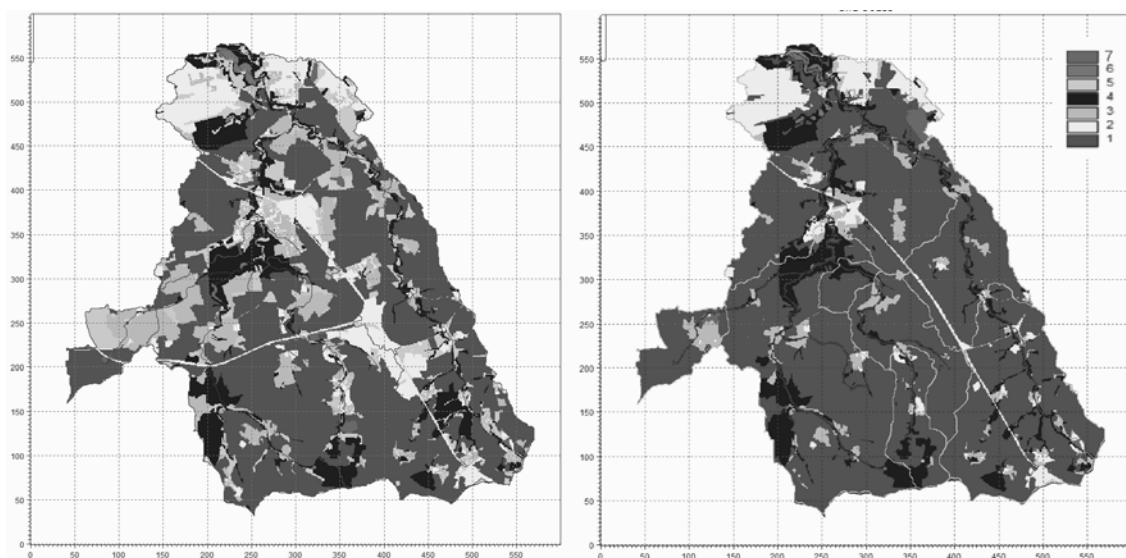
K dispozici byla průtoková data z osmi profilů na Botiči a přítocích (desetiminutové průtoky ze sedmi profilů provozovaných Lesy hl. m. Prahy a hodinové průměrné průtoky z jednoho profilu ČHMÚ) a dále odtok z přehrady Hostivař. V tab. 1 jsou uvedeny základní charakteristiky. Hodnoty odtokového koeficientu jsou pouze odhady. Z důvodu nástupu dalšího srážkového oddílu nebyla zahrnuta část sestupné větve hydrogramu a hodnoty koeficientu jsou tedy nižší oproti skutečnosti. Vypočtené odtokové koeficienty (kromě západního okraje povodí) jsou velmi vysoké, v rozsahu 73-85% srážkového úhrnu.

Tabulka 1: Profily, plochy povodí a vypočtený odtokový koeficient epizody 6/2013 (úhrny 1.6.2013 6:00 – 3.6.2013 3:00) pro jednotlivá dílčí povodí.

Profil	Tok	Provo-zovatel	Dílčí povodí km ²	Celková plocha povodí km ²	Srážková výška mm	Odtoková výška mm	Odtokový koeficient %
Kuří	Pitkovický	Lesy	17.0	17.0	95	80	84
Benice	Pitkovický	Lesy	8.4	25.4	81		
Modletice	Chomutovický	Lesy	4.5	4.5	94	68	73
Dobřejšovice ⁽¹⁾	Dobřejšovický	Lesy	6.8				
Průhonice ⁽¹⁾	Dobřejšovický	ČHMÚ	1.7 + 6.8	12.9	82 ⁽¹⁾	70 ⁽¹⁾	85 ⁽¹⁾
Jesenice	Jesenický	Lesy	3.7	3.7	67	30	44
Pruhonice	Botič	Lesy	23.5	40.2	76	61	80

⁽¹⁾ pro výpočet k profilu Průhonice (ČHMÚ) použito celé mezipovodí (od profilu Modletice), tedy vč. dílčího povodí Dobřejšovice

Mapa půd byla vytvořena na základě podkladů z veřejně dostupného zdroje, Geoportálu SOWAC - GIS (<http://geoportal.vumop.cz>), udržovaného VÚMOP Praha, v. v. i. Do modelu bylo zahrnuto šest skupin půdních typů kategorizovaných podle hlavních půdních jednotek v kódu BPEJ. Převažují hnědé půdy (39%) a půdy hnědozemní a černozemní (27%). Více než 10% území pokrývají ještě půdy illimerizované a hnědé půdy kyselé. Pro tyto skupiny půd byly odhadnuty hlavní hydraulické půdní charakteristiky (tvar retenční čáry a nasycená hydraulická vodivost) s využitím výstupů VaV MŽP 1D/1/5/05 (Novák a kol., 2007).



Obr. 3: Využití území (vstup do modelu) k roku 2013 (vlevo) a 1988 (vpravo). Označení: 1+ 5 = pole a travní porosty, 2 = nepropustné plochy, 3 = domy a zahrady, 4= stromy, keře, les, 6 = voda, zamokřené území, 7 =Holá půda a ostatní.

Pro potřeby modelování bylo stanoveno sedm kategorií využití území. Těm byly přiřazeny parametry vegetace, podílu nepropustných ploch a hydraulické drsnosti povrchu podle Manninga. Jako podklad pro prostorové rozdělení byly využity letecké snímky dostupné na Geoportálu Hl. m. Prahy (<http://www.geoportalpraha.cz/>) a to z let 2011, 2012 a 2013 (označení: současný stav, 2013) a z let 1988/89 (označení: varianta, 1988). Pro stav roku 2013 na celém povodí činí podíl jednotlivých kategorií: pole a tráva (62%), nepropustné plochy (11%), domy se zahradami (13%), stromy a keře (13%), vodní plochy (1%), ostatní (1%). Největší změny proběhly na dílčích povodích Dobřejovického (profil Dobřejovice) a Jesenického (profil Jesenice) potoka a na vlastním povodí Botiče nad Průhonicemi. V těchto třech povodích se 14 až 20% plochy povodí změnilo z pole na zástavbu a nepropustné plochy. V ostatních povodích se změna týká obvykle do 10% území (k profilu Benice 11%). Průměr za celé území je 10% redukce plochy orné půdy a travního porostu ve prospěch nepropustných ploch, domů a zahrad mezi roky 1988 a 2013.

Pro simulaci proudění v korytech nejvýznamnějších vodních toků v povodí byl využit hydrodynamický model MIKE 11. K určení tvaru koryt byly využity příčné profily z Generelu odvodnění Botiče (Hydroprojekt, 2006), ze kterého byly použity a modifikovány také objekty (především propustky a mosty) na tocích. Na Dobřejovickém, Pitkovickém a Jesenickém potoce se nacházejí významnější akumulární prostory, které byly také zjednodušeně zahrnuty do modelu. V popisovaném modelu není detailně řešeno zatápnění povrchu výpočetních buněk vodou vybřeženou z koryta. Hydrodynamický korytový model je propojen s hydrologickou částí MIKE SHE třemi způsoby:

- a) Prouděním po povrchu (povrchový odtok je odveden do koryta)
- b) Prouděním podzemní vody (boky a dnem koryta v závislosti na poloze hladiny v toku vůči hladině podzemní vody v okolních výpočetních buňkách)
- c) Odtokem mělkou drenáží (svedena do koryta toku v určeném místě modelu).

Pro epizodní simulace modelem MIKE SHE bylo třeba stanovit především dva typy počátečních podmínek (tj. určit stav proměnných v modelu): pro nenasycenou zónu (obsah vody podle hloubky půdního profilu) a pro nasycenou zónu (hloubku hladiny podzemní vody). Pro simulace příčinné epizody byly počáteční podmínky určeny pomocí výsledků předchozích simulací (tzv. hotstart). V měsíci květnu roku 2013 byly v zájmovém území pozorovány nadprůměrné srážkové úhrny (vzhledem k dlouhodobému normálu). Výše popsané počáteční podmínky (před vlastní příčinou srážkovou epizodou), zadané v modelu lze hodnotit jako velmi vlhké. Pro podmínky roku 1988 byly počáteční podmínky upraveny adekvátně změnám využití území.

Kalibrace a validace modelu

Kalibrace modelu pro podmínky roku 2013 byla provedena tak, aby model byl schopen simulovat měřený průtok s dostatečně malou odchylkou, především v oblasti kulminace. Pro kalibraci byla vybrána dílčí povodí Modletického potoka, Jesenického potoka, Dobřejovického potoka (profil Průhonice) a dílčí povodí Botiče (profil Průhonice). Úspěšnost kalibrace byla ověřena na dvou dalších dílčích povodích: Kuří a Benice na Pitkovickém potoce.

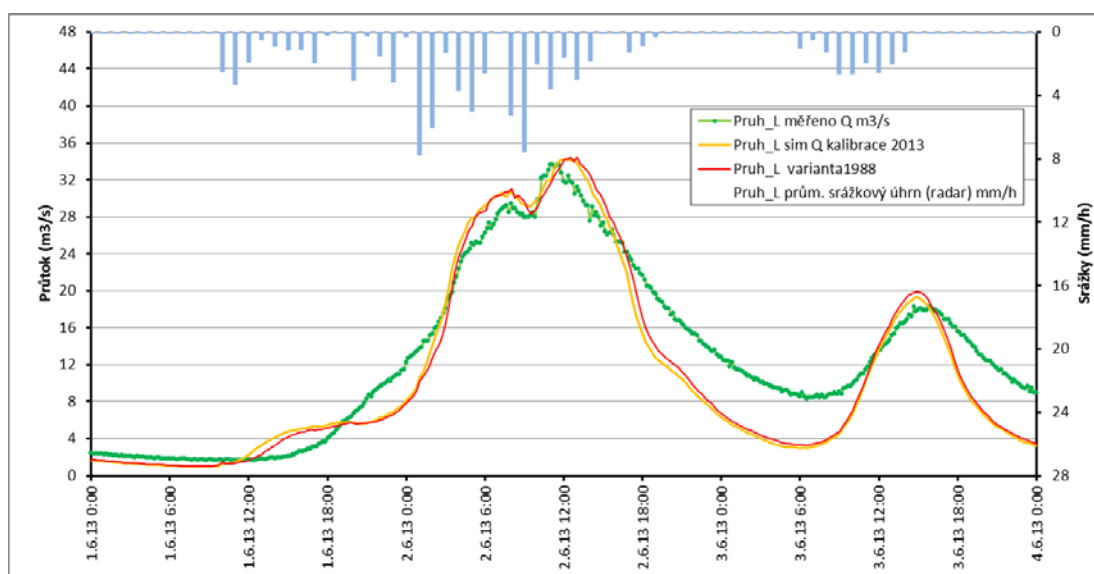
Kalibrovaným modelem byl dále simulován i hydrogram na vtoku do nádrže Hostivař, kde měření není k dispozici. Shoda pozorovaného a simulovaného průtoku je patrná na obrázcích 4. a 5. Z výsledků je zřejmé:

- Model dostatečně vystihuje pozorovaný průtok v profilech Modletice a Průhonice (Botič).
- V profilu Průhonice (Dobřejovický potok) je simulován poněkud nižší průtok v kulminační části hydrogramu, celkové vystižení je však ještě dostatečné.
- V profilu Jesenice je shoda horší, zde však tvar hydrogramu zřejmě ovlivňuje transformace v nádrži nad limnigrafem a odtok z intravilánu obce.
- Validace v profilu Kuří ukazuje dobrou shodu modelu s pozorovaným průtokem.
- V části hydrogramu (nástupní větev do 20 m³/s) v profilu Benice je dobrá shoda simulovaného a pozorovaného průtoku. Předpokládáme, že pro vyšší průtoky jsou pozorované hodnoty ovlivněny rozlivem a obtékáním profilu měření.

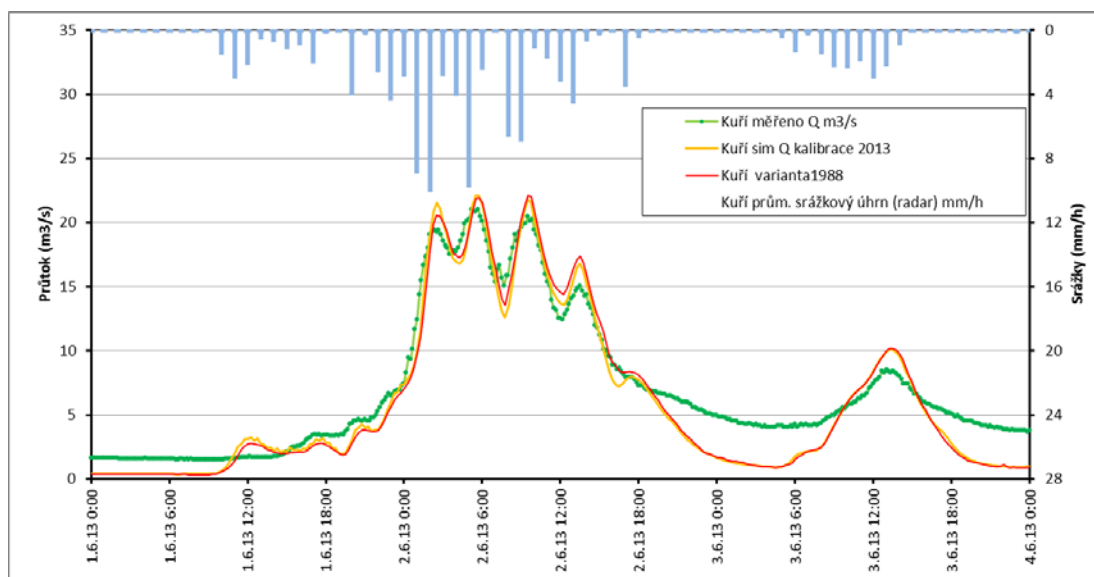
- Simulovaný hydrogram přítoku do nádrže Hostivař má kulminační průtok asi 73 m³/s dne 2.6.2013 v 10:45.

Porovnání simulovaných hydrogramů pro podmínky roku 2013 a roku 1988

Na kalibrovaném modelu byla provedena simulace variantní s upraveným plošným rozdělením parametrů v modelu tak, aby odpovídalo využití území v roce 1988/89 (varianta 1988). Upraveny byly mapy parametrů vegetace, podílu zpevněných ploch, Manningovy hydraulické drsnosti povrchu, půdních hydraulických parametrů. Dále byly zohledněny změny v počátečních podmínkách. Tímto způsobem jsme se snažili zohlednit maximum předpokládaných dopadů změněného využití území na průběh odtoku ve vybrané epizodě. Předpokládáme, že v rámci možností, daných vybraným modelovacím prostředkem lze takto porovnat vliv změny využití území na odtokový hydrogram v daném povodí za jinak stejných podmínek.



Obr. 4: Pozorovaný a simulovaný průtok – kalibrovaný model (2013) a varianta 1988, 15 min průměry. Stanice Průhonice na Botiči.



Obr. 5: Pozorovaný a simulovaný průtok – kalibrovaný model (2013) a varianta 1988, 15 min průměry. Stanice Kuří na pitkovickém potoce.

Tabulka 2: Porovnání odtoku a kulminačního průtoku (31.5.2013 6:00 -4.6.2013 6:00). Výsledky simulací na kalibrovaném modelu (2013) a varianty (1988) pro vybraná povodí.

Povodí, profil	Kulminační průtok (m ³ /s)		Odtoková výška z mezipovodí (mm)	
	stav 2013	varianta 1988	stav 2013	varianta 1988
Modletice	8.2	7.7	97	91
Dobřejovice	14	12		
Průhonice (Dobř. p.)	15	14	85	82
Jesenice	1.6	1.8	50	51
Průhonice (Botič)	34	34	76	78
Kuří	22	22	97	98
Benice	29	29	84	82
přítok do n. Hostivař	73	73		

Z porovnání simulovaných hydrogramů pro stav roku 2013 a variantu 1988 je zřejmé, že simulované rozdíly v průtoku jsou zřetelné jen u některých dílčích povodí s výraznější změnou využití území – v profilech Dobřejovice, Průhonice (Botič) a Benice ve špičkách hydrogramů přesahují 2 m³/s, na přítoku do nádrže Hostivař až 4m³/s. U ostatních profilů jsou rozdíly ještě menší. Ve většině případů se zvýšený průtok ve špičkách průtoků vyrovnává opačným rozdílem na sestupné větvi hydrogramu. Dále z výsledků vyplývá, že pouze u povodí Modletice došlo k zaznamenanému zvýšení celkového odtoku (pro stav r. 2013 vzhledem k 1988) asi o 7%, zatímco v ostatních případech jsou rozdíly v intervalu -2 až +3%, tedy velmi malé. Pro celé povodí činí relativní podíl plošného povrchového odtoku na celkovém odtoku asi 23% (1988) resp. 29% (2013); rozdíl jde na úkor rychlého podpovrchového odtoku.

Dílčí závěry a diskuse

Ze získaných poznatků lze učinit následující závěry

1. Přestože byly k dispozici nadstandardní datové podklady, ukázalo se, že v této srážkové epizodě dostupný popis dynamiky změn srážkového pole v prostoru a čase (tj. hlavní vstup do modelu) byl limitujícím faktorem pro schopnost modelu dobře vystihnout odtok z jednotlivých dílčích povodí.
2. Ve zkoumané epizodě byly zjištěny velmi vysoké koeficienty odtoku (73-85%). Předpokládáme, že příčinou je kombinace vysokých úhrnů srážek (více než 120 mm) s vysokým předchozím nasycením povodí.
3. Retenční objemy v povodí nad Hostivařskou přehradou byly ve zkoumané epizodě ve vztahu k vysokým objemům odtoku z jednotlivých dílčích povodí relativně nevýznamné.
4. Změny ve využití území (především ze zemědělské půdy a luk na urbanizované území a/nebo zpevněné plochy) na dílčích povodích v rozsahu 4 až 20% plochy území vyvolaly relativně malé změny v simulovaném kulminačním průtoku (nejvíce o 4 m³/s) i v celkovém odteklém množství (do 7 %, většinou 2-3 %) pro studovanou epizodu a podmínky. Zjištění lze interpretovat tak, že ve zkoumaném případě byla retenční schopnost půdy do značné míry vyčerpána na počátku srážky a tudíž se rozdíly mezi jednotlivými kategoriemi využití území prakticky neprojevíly.
5. Na základě analýzy výsledků simulace lze předpokládat zvýšení podílu rychlého povrchového odtoku (pro vybraná povodí asi 6-17%) při výše popsané změně ve využití území

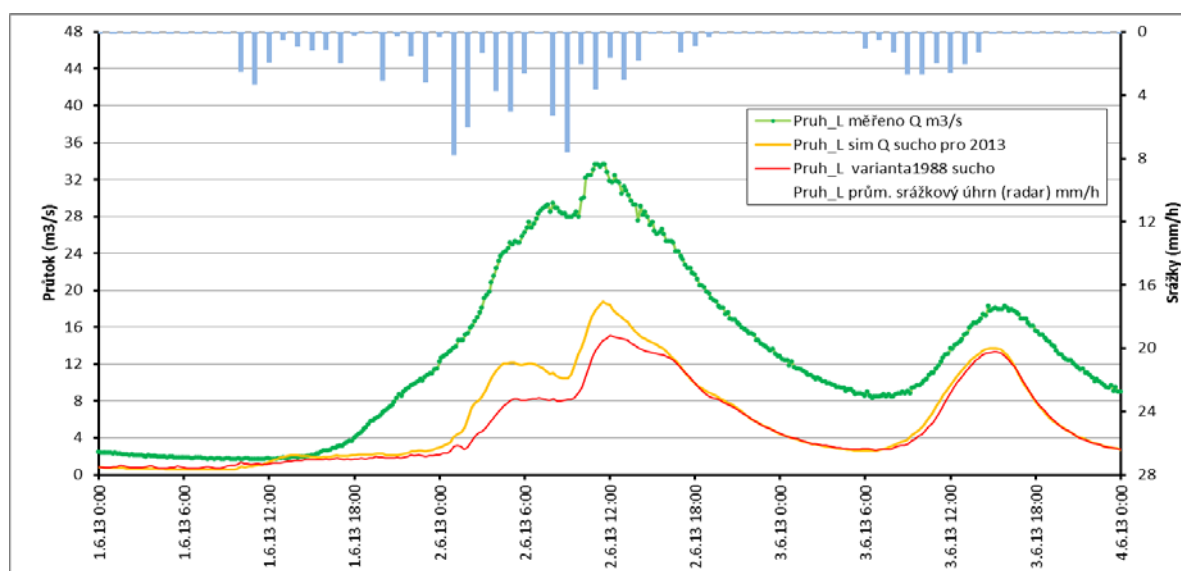
Získané výsledky lze porovnat s výpočty pro profil VD Hostivař provedenými Fošumpauem a Kopeckou (2013), kteří pomocí návrhových dešťů s předepsanou dobou opakování zjišťovali dopad vlivu urbanizace v území. Pro průtok asi 68 m³/s v profilu VD Hostivař autoři udávají asi 15% rozdíl v kulminaci (asi 59 m³/s) vzhledem k roku 1953 s tím, že pro nižší průtoky se rozdíl mezi vypočteným kulminačním průtokem (2013 – 1953) zvyšuje, pro vyšší průtoky naopak snižuje.

Dodatek – vliv počátečního nasycení

Z výsledků je zřejmé, že vlhkostní podmínky (nasycenost území) na počátku příčinné srážky mají zcela zásadní vliv na rychlost, objem i kulminační průtok odtokové odezvy. Lze předpokládat, že za sušších (méně nasycených) počátečních podmínek bude vliv rozdílných kategorií využití území na odtok daleko výraznější. Sestavený matematický model, založený na fyzikálně odvozených parametrech, umožňuje simulovat odtokovou odezvu i za modifikovaných podmínek. Pro simulaci odezvy za méně vlhkých počátečních podmínek byly dodatečně změněny srážkové podmínky v modelu během května. Denní srážkové úhrny na povodí v modelu byly přenásobeny koeficientem 0.42 (na základě porovnání srážkových úhrnů měsíce května roku 2011 a 2013), tedy ze 105 mm sníženy na 44 mm. To vedlo k vyššímu deficitu obsahu vody v půdě v průměru asi o 50 mm na počátku epizody než při podmínkách simulovaných pro skutečný úhrn srážek v květnu 2013. Výsledky těchto dodatečných variantních simulací uvádí tab. 3.

Tabulka 3: Porovnání vybraných složek hydrologické bilance během epizody (31.5.2013 6:00 - 4.6.2013). Výsledky simulací stavu 2013 a varianty 1988 pro upravené počáteční podmínky.

povodí	Sestavení modelu	povrchový odtok (mm)	podpovrch. odtok (mm)	změna zásoby vody v povodí (mm)	odtok korytem (mm)
Jesenice	stav 2013	15	4	66	19
	varianta 1988	7	6	71	14
Modletice	stav 2013	22	36	52	59
	varianta 1988	18	33	55	51
Průhonice (Dobř. p.)	stav 2013	25	25	48	51
	varianta 1988	16	29	57	45
Přítok Hostivař	stav 2013	20	22	50	42
	varianta 1988	14	23	54	37



Obr. 6: Pozorovaný a simulovaný průtok – kalibrovaný model (2013) a varianta 1988, 15 min průměry. Stanice Průhonice na Botiči.

Rozdíly mezi simulovaným objemem odtoku při upravených počátečních podmínkách vůči podmínkám v roce 2013 jsou i více než dvojnásobné (pro odpovídající stav využití území). Obdobně z uvedených hydrogramů vychází porovnání kulminačních průtoků, např. průtok do nádrže Hostivař by při předcházejícím suchém květnu (odpovídajícímu roku 2011) během této epizody dosáhl pouze

maxima cca 35 m³/s. Změna využití území mezi roky 1988 a 2013 by se při suchých počátečních podmínkách v simulacích projevila významněji, tj. zvýšením objemu odtoku asi o 12-14% (profily Modletice, Průhonice na Dobřejovickém potoce a vtok do nádrže Hostivař). Na vtoku do nádrže Hostivař byly simulovány průtoky pro rok 2013 na vzestupné větvi až do kulminace asi o 6 m³/s (tj. asi 11%) vyšší než pro rok 1988.

Poděkování

Tato studie byla provedena na základě objednávky ČHMÚ v rámci zpracování „Vyhodnocení povodní v červnu 2013“, jehož koordinátorem je Ministerstvo životního prostředí České republiky. Za vstřícnost při poskytnutí dat děkujeme zejména pracovníkům ČHMÚ, Lesů hl. m. Prahy, Sweco Hydroprojekt a.s. a PVK a.s.

Literatura

- ČHMÚ (2013): Předběžná informace o hydrometeorologických aspektech povodní v červnu 2013. ČHMÚ Praha, červenec 2013
- Fošumpaur, P. a Kopecká, P. (2013): VD Hostivař – Změny v povodí Botiče a povodně 2013. In: Fošumpaur, P. a Kopecká, P. (eds.): Sborník příspěvků ze Semináře Adolfa Patery 2013., ČVUT v Praze, Fakulta stavební, Katedra hydrotechniky ISBN 978-80-02-02501-6.
- Graham D. N. a Butts M. B. (2005): Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In: Singh, V. P. a Frevert, D. K. (eds.): Watershed Models, CRC Press.
- Hydroprojekt (2006): Generel odvodnění Botiče. Koordinátor řešitelského týmu: Hydroprojekt a.s., Praha, 2006
- Kristensen, K. J. a Jensen, S. E. (1975): A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. Royal Veterinary and Agricultural University, Nordic Hydrology, 6, 170 – 188.
- MHMP (2013): Zpráva o povodni 1.6.-2.6.2013 na vodním toku Botič, zpracovaná správcem toku Botič. Magistrát hl. m. Prahy, srpen 2013
- Novák P. a kol. (2007): Analýza a mapování infiltračních a retenčních schopností půd České republiky, DÚ 1 v rámci projektu MŽP VaV 1D/1/5/05 „Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR“
- Povodí Vltavy (2013): Zpráva o povodni správce vodních toků v dílčích povodích horní Vltavy, Berounky a dolní Vltavy. Povodí Vltavy s. p., Praha, červen 2013.
- PVK (2013): Situační zpráva – povodně červen 2013. Pražské vodovody a kanalizace, a.s., Praha 2013

Dopad změn využití území ve třech zónách malého zemědělského povodí simulovaný pomocí modelu MIKE SHE

Pavel Tachecí¹, Tomáš Kvítek², Antonín Zajíček³ a Renata Duffková³

¹ DHI, a.s., Na Vrších 5, 100 00 Praha 10

² Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích, Studentská 13, 370 05 České Budějovice

³ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250, 15627 Praha 5 – Zbraslav

Abstrakt

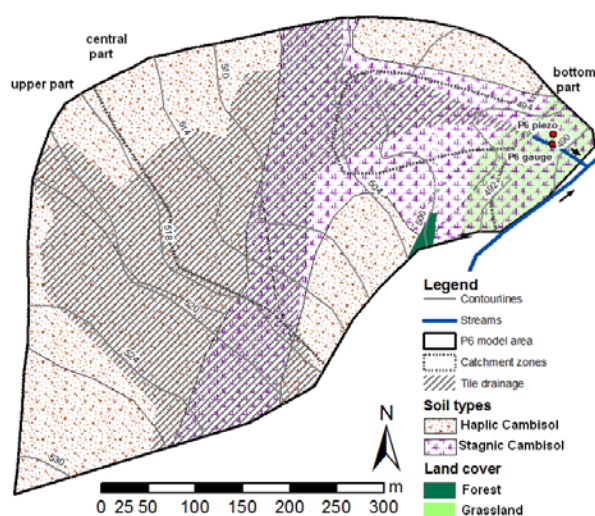
Deterministický distribuovaný matematický model MIKE SHE 2012 byl použit pro odhad vlivu změny využití území (změnu orné půdy na travní porost) na celkový odtok z malého drénovaného povodí (0.157 km²) v prostředí českomoravské vrchoviny. Porovnány byly tři varianty: změna na celém povodí, v horní části (infiltrační zóna), střední části (transportní zóna) a ve spodní části (akumulační zóna) svahu. Největší relativní pokles v simulovaných odtocích byl zjištěn pro variantu změny ve střední části povodí. Při simulaci zatravnění celého povodí poklesla odtoková výška o 17%.

Klíčová slova

distribuovaný srážkoodtokový model, vliv využití území na povodňový odtok, zóny povodí

Úvod

Pro určení velikosti odnosu živin z malých zemědělských povodí českomoravské vrchoviny jsou velmi významné především velké srážkoodtokové události a tání (Kvítek et al., 2012). Významným faktorem je přítomnost funkční drenáže (Honisch et al., 2002; Hirt et al., 2005; Žlábek et al., 2005; Kvítek et al., 2009). Z hlediska hodnocení možných dopadů různých opatření v povodích na zlepšení jakosti vody je proto důležité sledovat srážkoodtokový režim i dlouhodobou bilanci v povodích. Malá experimentální povodí provozovaná VÚMOP Praha, v.v.i. jsou cenným zdrojem informací pro řadu úloh, mimo jiné i pro hodnocení dopadu změn využití území na odtok a odnos látek, především živin. V tomto příspěvku jsme se zaměřili na modelové vyhodnocení možného vlivu zatravnění na odtok z dílčího povodí P6, součásti experimentálního povodí Kopaninského potoka. Při analýze bylo využito rozdělení území povodí na tři zóny – infiltrace, transportní a akumulace (Doležal and Kvítek, 2004; Serrano 1997). Změna využití území v různých zónách povodí může mít rozdílný dopad na hydrologickou bilanci a mechanismy tvorby odtoku (Doležal and Kvítek 2004; Zheng et al., 2004).



Obr. 1: Dílčí povodí P6 (experimentální povodí Kopaninského potoka).

Pro řešení byl využit matematický model MIKE SHE (DHI Software, 2012). Jde o dynamický, deterministický matematický modelovací systém pro simulaci pohybu a transportu látek v povrchových a podzemních vodách integrovaným způsobem (Graham a Butts, 2005). MIKE SHE se běžně používá v úlohách od měřítka jednotlivých metrů až po velká povodí (desítky tisíc km²). Hlavní součásti modelovacího systému MIKE SHE zahrnují popis plošného povrchového odtoku, proudění v korytech vodních toků, proudění v nasycené a nenasyčené zóně pod povrchem, výpočet evapotranspirace, intercepce a tání sněhu, včetně propojení a interakcí mezi těmito procesy. V rámci této úlohy byly pro popis pohybu vody z možností daných modelovacím prostředkem využity následující aproximace řešení obecných parciálních diferenciálních rovnic pohybu vody:

- Proudění po povrchu (plošný povrchový odtok): 2D difusní vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v korytě: 1D plně dynamická vlna (metoda konečných rozdílů).
- Proudění v nenasyčené zóně: 1D vertikální aproximace Richardsovy rovnice, se zjednodušeným zahrnutím vlivu makropórů.
- Proudění v nasycené zóně: 3D pohybová rovnice aproximovaná metodou konečných rozdílů.
- Mělká drenáž byla do modelu zahrnuta zjednodušeně

Pro výpočet aktuální evapotranspirace z časových řad referenční evapotranspirace byla použita metoda Kristensena a Jensena (1975).

Použitá data a podklady

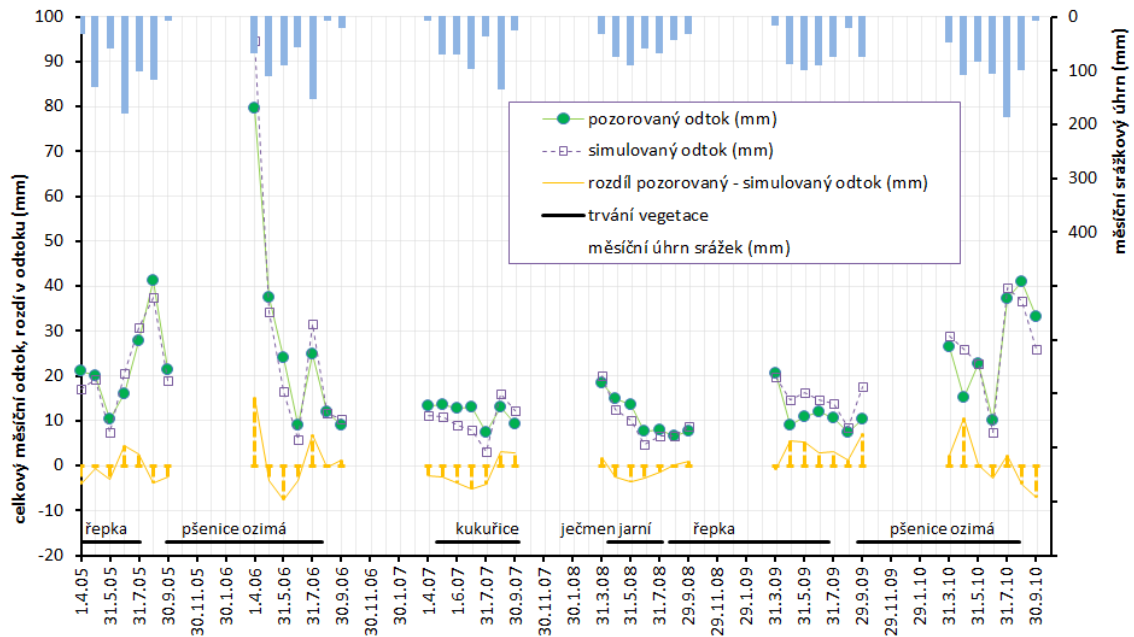
Povodí Kopaninského potoka je předmětem dlouhodobého výzkumu (Doležal et al., 2006). Nachází se v nadmořské výšce 467 až 578 m a. s. l., průměrný roční srážkový úhrn činí 665 mm a průměrná roční teplota 7°C. Podloží tvoří částečně zvětralá pararula. Půdní profil má hloubku 1 – 1.5 m; podle mapy BPEJ převažují hnědé půdy, hnědé půdy oglejené a glejové půdy. Plocha dílčího povodí P6 činí 0.187 km² a je z 96% využita zemědělsky, 61% plochy je odvodněno trubicí drenáží. Odtok z drenáže je vyhodnocován z měřené hladiny v korytě pod vyústí (pomocí ultrazvukového čidla). Automatický srážkoměr je umístěn ve stanici Velký Rybník ve vzdálenosti asi 550 m. Jako vstupní data byly využity měřené časové řady srážek (10 minutové úhrny) a teplot vzduchu stanice Velký rybník. 10 minutové průtoky v profilu P6 sloužily pro kalibraci a validaci modelu. Dále byly využity časové řady denních úhrnů referenční evapotranspirace, vytvořené na základě měření na čtyřech meteorologických stanicích na blízkém povodí Dehtáře (Duffková *et al.*, 2011). Cílem této práce je porovnat dopad simulované změny využití území v různých částech povodí na celkový odtok a hydrologickou bilanci. Jako změna využití území bylo uvažováno zatravnění (v modelu zavedeno jako změna parametrů z obilnin na travní porost).

Kalibrace a validace modelu

Kalibrace modelu byla provedena vůči průměrným denním hodnotám průtoku, přepočteným z měřené hladiny. Vzhledem k nižší spolehlivosti měření v zimních podmínkách a zaměření této práce byla využita data z období 1.4. až 30.10. let 2005 až 2007 pro kalibraci, z let 2008 až 2010 pak pro validaci. Zároveň byly porovnány hodnoty celkového odtoku v jednotlivých měsících. V tab. 1 jsou uvedeny hodnoty koeficientu determinace průměrných hodinových průtoků v profilu P6 pro období 1.4.-30.10. jednotlivých let. Dále je uveden rozdíl pozorované odtokové výšky a simulované hodnoty pro stejné období. Model simuluje celkově asi o 2% nižší odtok v uvedených obdobích kalibrační periody, a asi o 5% vyšší ve validačním období.

Tabulka 1: Koeficienty determinace a rozdíly odtokové výšky (pozorovaná – simulovaná) pro kalibrační a validační období (v každém roce použito období 1.4. až 30.10.).

rok	Koeficient determinace	rozdíl celkové odtokové výšky (mm)	rok	Koeficient determinace	rozdíl celkové odtokové výšky (mm)
2005	0.68	7	2008	0.25	7
2006	0.58	-9	2009	0.42	-24
2007	0.42	12	2010	0.74	-2



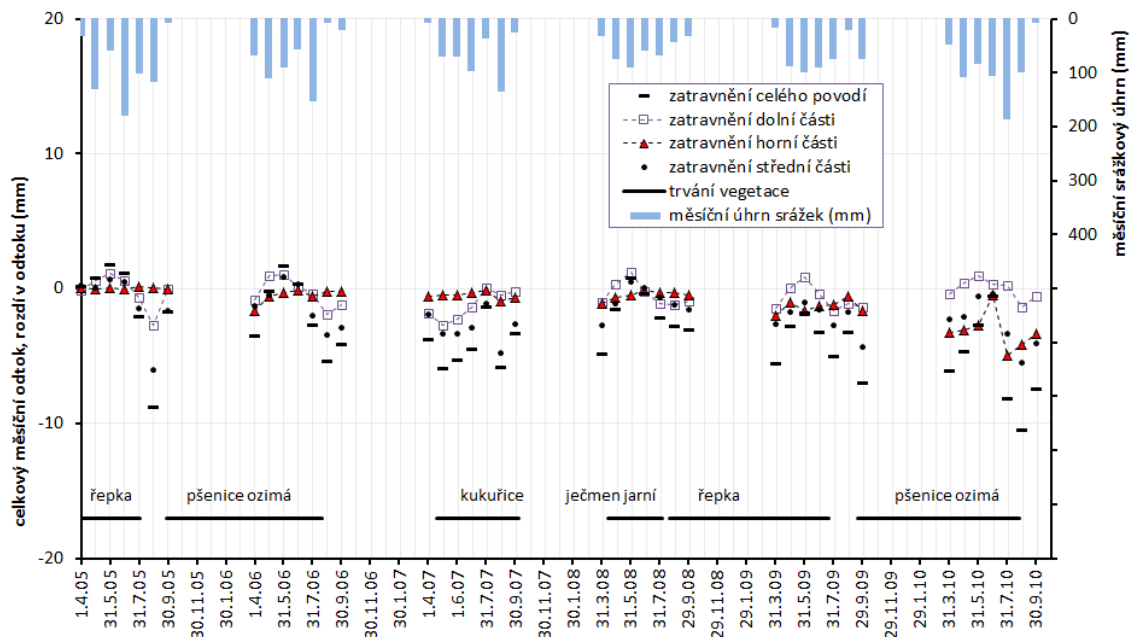
Obr. 2: Porozorované a simulované měsíční odtokové výšky, podpovodí P6, Kopaninský potok.

Porovnání simulovaného odtoku pro různé varianty zatravnění

Na kalibrovaném modelu byla provedena simulace následujících variant:

- A) na celé ploše povodí byly upraveny parametry tak, aby odpovídaly sečenému travnímu porostu
- B) Parametry byly změněny pouze v horní části povodí (odpovídá infiltrační zóně)
- C) Parametry byly změněny pouze v dolní části povodí (odpovídá akumulární zóně)
- D) Parametry byly změněny pouze ve střední části povodí (odpovídá transportní zóně)

Upraveny byly parametry vegetace (průběh hodnot listové plochy, hloubka kořenové zóny) a časové řady referenční evapotranspirace. Rozdělení povodí na tři zóny (infiltrační: 0.074 km², transportní: 0.089 km² a akumulární: 0.024 km²) bylo provedeno subjektivně podle sklonu terénu).



Obr. 3: Rozdíly v simulovaných úhrnech měsíčních odtoků (pro jednotlivé varianty) vůči kalibrovanému modelu. Podpovodí P6, Kopaninský potok.

Závěry

Na základě provedených simulací lze odhadnout dopad zatravnění na měsíční odtoky ve sledovaném povodí. Oproti kalibrovanému modelu se celková odtoková výška v měsících duben až říjen snížila v průměru o 23 mm ročně (o 17% původní hodnoty). Nejmarkantnější snížení odtokové výšky bylo patrné pro variantu změny ve střední části povodí, zatímco pro variantu změny v dolní části především v měsících květen a červen lze pozorovat i zvýšení odtokové výšky. V poměru k velikosti jednotlivých zón je zřejmé, že změna ve střední části má relativně největší dopad (57% celkového rozdílu k 48% plochy), zatímco změna v horní části povodí má relativně nejmenší dopad (31% celkového rozdílu k 39% plochy). V horní části povodí jsou simulovány celkově sušších podmínky. Dalším výrazným faktorem je přítomnost trubní drenáže, která se nachází pouze ve střední a dolní části povodí.

Poděkování

Tato práce vznikla za finanční podpory projektu MZe NAZV QH 82095 s názvem „Vliv rozmístění druhů pozemků v povodí na odtok a odnos vybraných látek“. Použity byly i výsledky, které byly financovány z VZ MZe ČR 0002704902, projektu 03, etapy 01, a projektů MZe NAZV QC 0242 a TAČR TA 01021844.

Literatura

- Doležal F, Kulhavý Z, Kvítek T, Soukup M, Čmelík T, Fučík P, Novák P, Peterková P, Pilná E, Pražák P, Tipl M, Uhlířová J, Zavadil J. (2007): Hydrological research in small agricultural catchments (in Czech). *J. Hydrol. Hydromech.*, 54, 2006, 2, 217–229.
- Doležal, F. a Kvítek, T. (2004): The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in penneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C. Volume 29, Issues 11-12, Pages 775-785, ISSN 1474-7065.*
- Duffková R, Zajíček A, and Nováková E. (2011): Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil and Water Res.*, 6, 2011 (3): 131-146.
- Graham D. N. a Butts M. B. (2005): Flexible, integrated watershed modelling with MIKE SHE. In: Singh, V. P. a Frevert, D. K. (eds.): *Watershed Models*, CRC Press.
- Hirt U., Hamman T., Meyer B. C. (2005): Mesoscale estimation of nitrogen discharge via drainage systems. *Limnologica—Ecology and Management of Inland Waters* 35: 206–219.
- Honisch M., Hellmeier C., Weiss K. (2002): Response of surface and subsurface water quality to land use changes. *Geoderma* 105: 277–298.
- Kristensen, K. J. a Jensen, S. E. (1975): A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Royal Veterinary and Agricultural University, Nordic Hydrology*, 6, 170 – 188.
- Kvítek T. a kol. (2012): Modelování vlivu využívání půdy v geomorfologických zónách na odtok vody a koncentraci dusičnanů (metodika). ISBN 978-80-87361-17-7, VÚMOP, Praha.
- Kvítek T., Žlábek, P., Bystřický, V. Fučík, P., Lexa, M., Gergel, J., Novák, P. a Ondr, P. (2009): Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth*, 34, p. 10.
- Serrano, S.E. (1997): *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals*. HydroScience Inc., Lexington.
- Zheng F.L., Huang Ch.H., Norton L.D. (2004): Effects of near-surface hydraulic gradients on nitrate and phosphorus losses in surface runoff. *Journal of Environmental Quality*, 33: 2174–2182.
- Žlábek, P., Kvítek, T. a Peterková, J. (2005): The trends in nitrate concentrations progress in baseflow periods in the watershed of Kopaninsky stream in the years 1992-2003. ICID 21st European Regional Conference 15-19 May, Frankfurt (Oder) and Slubice.

Nové technologie pro lokální výstražné systémy před bleskovými povodněmi

Miroslav Tesař¹, Jindřich Fiedler², Miloslav Šír³

¹ Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

² FIEDLER-MÁGR – elektronika pro ekologii, Grünwaldova 18, 370 01 České Budějovice

³ Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

Úvod

V povodí Úpy s uzavěrovým profilem v Horním Maršově se buduje pilotní systém včasné výstrahy před extrémním odtokem projevujícím se tzv. bleskovými povodněmi (Tesař et al., 2011). Povodí je vystaveno vysokému riziku bleskových povodní způsobených přívalovými dešti o vysoké intenzitě v teplém období roku (Tesař et al., 2008), což se projevilo např. v červnu 2013.

Extrémní odtok z povodí v teplé části roku může nastat nejen v důsledku mohutných srážek na povodí nebo jeho části, ale i v důsledku přesycení povodí nebo půdního pokryvu povodí vodou. Nebezpečí extrémního odtoku vzniká také v situaci, kdy je půdní povrch hydrofobní v důsledku vysokých teplot a nedostatečných srážek. Výskytu extrémních srážek zpravidla předchází dlouhé bezdeštné a horké období.

Lokální výstražný systém proto vydává pro povodí:

1. Varovná hlášení: Závisí na aktuální retenci vody v dílčím povodí, na aktuální zásobě vody v půdě, na průběhu srážek a teplot v předchozím období. Varovná hlášení nejsou závislá na momentální srážkové a odtokové situaci (Tesař, Šír, 2013).
2. Výstrahy: Závisí na aktuální srážkové činnosti a aktuálních průtocích v závěrovém profilu povodí.

Software pro vydávání výstrahy před nebezpečím vzniku extrémního odtoku musí proto řešit dvě úrovně předpovědi extrémního odtoku:

1. Potenciální možnost vzniku extrémního odtoku – varovná hlášení: 1a) povodí je přesyceno vodou, 1b) půda je přesycena vodou, 1c) povrch půdy je hydrofobní, 1d) již dlouho nepršelo a jsou vysoké teploty vzduchu.
2. Aktuální riziko vzniku extrémního odtoku – výstrahy: 2a) vysoká intenzita srážek, 2b) vysoký srážkový úhrn, 2c) vysoký vodní stav.

Metody pro vydávání varovných hlášení byly experimentálně ověřeny a publikovány v pracích Šír, Tesař (2013) a Tesař, Šír (2013). Metody pro vydávání výstrah jsou běžně známé. Spočívají v indikaci kritických úrovní intenzity srážek, srážkového úhrnu a průtoku v síti monitorovacích stanic, umístěných na povodí (Kocman et al. 2011, NOAA 2010).

V příspěvku jsou popsány nové hardwarové prvky monitorovací sítě splňující vysoké nároky na provozní spolehlivost, které jsou vyvíjeny, testovány a uvedeny do výroby v rámci projektu TAČR.

Povodí

V roce 2012 byl proveden podrobný hydrologický průzkum povodí horního Labe a Úpy. Na jeho základě a na základě projevených zájmů o výsledky projektu bylo jako pilotní povodí zvoleno povodí Úpy s uzavěrovým profilem v Horním Maršově (tab. 1). Toto povodí bylo vybráno z důvodu vysokého rizika bleskových povodní způsobených přívalovými dešti o vysoké intenzitě v teplém období roku. Jako další argument byla vzata v úvahu skutečnost, že většina měst a obcí, které projevíly o výsledky projektu zájem formou „letter of intent“ leží na řece Úpě. V povodí horního Labe se však přesto počítá s osazením meteorologických stanic, které umožní zpřesnění odhadu

plošného rozložení srážek a predikce bleskových povodní. Pro tyto účely byl hydrologický průzkum rozšířen v roce 2013 i o povodí Bílého Labe, kdy byly vybrány alternativní profily nad Špindlerovým Mlýnem a na pravostranném přítoku Bílého Labe poblíž Boudy u Bílého Labe. V povodí Úpy byl průzkum v roce 2013 rozšířen na povodí Albeřického a Lysečinského potoka (tab. 2).

Tabulka 1: Povodí Úpy s uzávěrovým profilem v Horním Maršově u Obecního úřadu (číslo hydrologického pořadí 1-01-02-009).

Číslo hydrologického pořadí	Plocha povodí
1-01-02-001	13,037 km ²
1-01-02-002	13,296 km ²
1-01-02-003	3,462 km ²
1-01-02-004	4,789 km ²
1-01-02-005	8,840 km ²
1-01-02-006	13,275 km ²
1-01-02-007	10,739 km ²
1-01-02-008	9,171 km ²
1-01-02-009	5,087 km ²
Celkem	81,696 km²

Tabulka 2: Povodí Lysečinského potoka s uzávěrovým profilem v Horním Maršově (číslo hydrologického pořadí 1-01-02-012).

Číslo hydrologického pořadí	Plocha povodí
1-01-02-010	6,420 km ²
1-01-02-011	7,499 km ²
1-01-02-012	4,400 km ²
Celkem	18,319 km²

Pozn.: Plochy povodí převzaty ze Základní vodohospodářské mapy ČR 1:50000, list 03-42 Trutnov.

Monitorovací síť na povodí

Na základě provedené rekognoskace terénu, hydrologického průzkumu (mapové a literární podklady, konzultace s vodoprávními orgány, podniky Povodí a ČHMÚ) a na základě hydrologického průzkumu byla na ploše povodí navržena síť základních monitorovacích stanic, meteorologických stanic a limnigrafických stanic (obr. 1).

Základní stanice

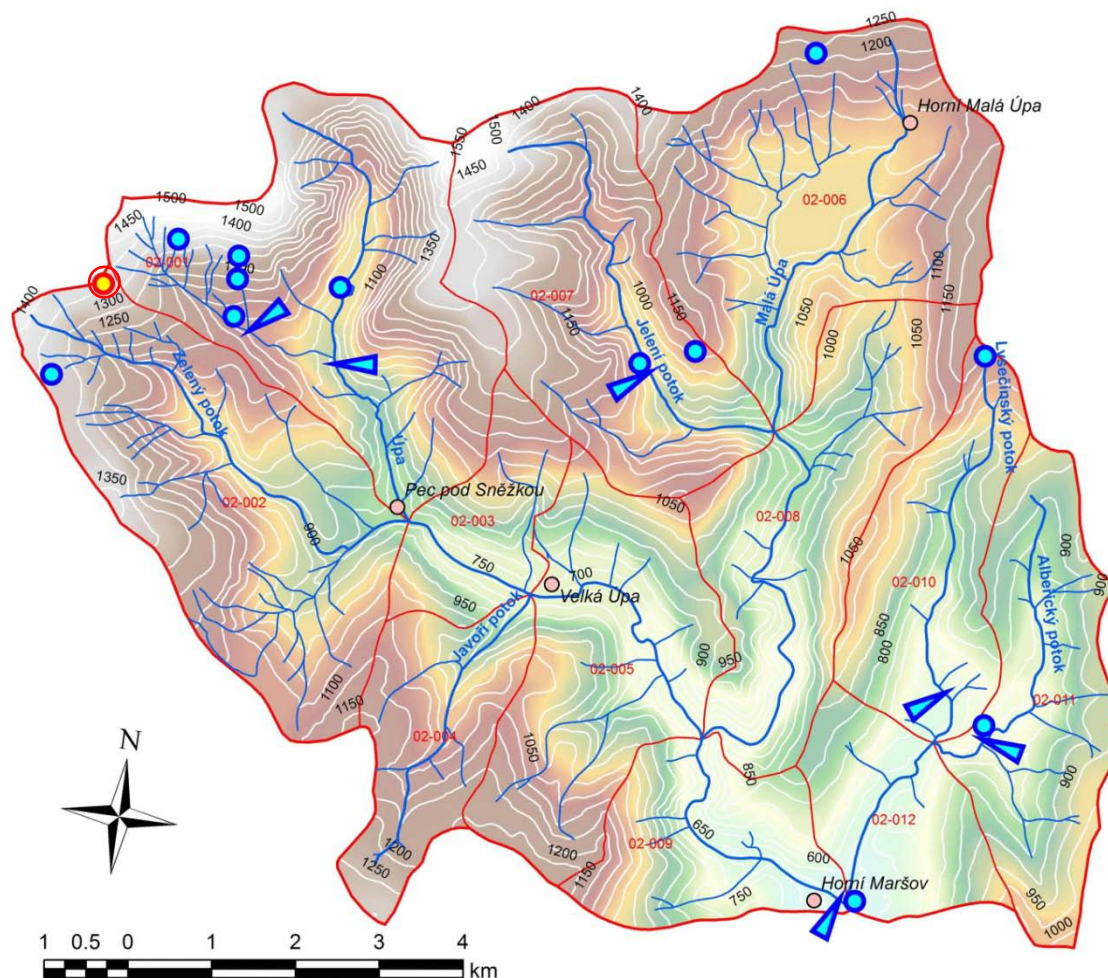
Základní stanice je vybavena čidly pro sledování, kontinuální záznam a přenos dat srážek, teplot vzduchu ve dvou úrovních, teploty a vlhkosti půdy v jedné hloubce v kořenové zóně a vodními tenzometry pro sledování tenzometrických tlaků.

Meteorologická stanice

Meteorologická stanice je kromě toho vybavena čidlem pro sledování globální radiace a ultrasonickým anemometrem pro měření směru a rychlosti větru.

Limnigrafická stanice

Limnigrafická (hladinoměrná) stanice je vybavena čidly pro sledování, kontinuální záznam a přenos dat polohy hladiny v toku, příp. dalšími senzory (např. teplota vody v toku).



Obr. 1: Povodí Úpy s uzávěrovým profilem v Horním Maršově (81,696 km²) a povodí Lysčinského potoka s uzávěrovým profilem v Horním Maršově (18,319 km²) s vyznačením polohy základních stanic (kroužek), meteorologické stanice (dvojitý kroužek) a limnigrafických stanic (trojúhelník).

Monitorovací síť produkuje data pro software, které vydává varovná a výstražná hlášení:

- Srážky jsou měřeny v síti *meteorologických stanic*.
- Průtoky jsou měřeny v síti *limnigrafických stanic* v uzávěrových profilech dílčích povodí a v uzávěrovém profilu celého povodí v Horním Maršově.
- Zásoba vody v půdě je měřena v síti *základních stanic* pomocí půdních vlhkoměrů.
- Tenzometrický tlak půdní vody je měřen v síti *základních stanic* pomocí vodních tenzometrů.
- Globální radiace je měřena v *meteorologické stanici* umístěné u chaty Výrovka.
- Teplota přízemního vzduchu je měřena v síti *základních stanic*.

Hardware monitorovací sítě

Spolehlivost systému včasné výstrahy (LVS) závisí na spolehlivosti jednotlivých bodů tohoto systému. Měřicí stanice umístěné v terénu musejí v průběhu roku odolávat vysokým teplotním výkyvům i vysoké vlhkosti vzduchu bez možnosti kompenzovat tyto nepříznivé klimatické vlivy například vnitřním vytápěním, jak se to často děje ve stanicích připojených na síťové napájecí napětí.

Stanice pro LVS musejí také pracovat s velmi malou proudovou spotřebou umožňující mnohaměsíční provoz i bez zdroje externího napájení a měly by mít široké možnosti pro připojení externích čidel a snímačů. Delší kabelové připojení čidel ke stanici je v letním bouřkovém období zdrojem nespolehlivosti, a proto by stanice měla umožňovat také bezdrátové připojení od stanice vzdálenějších

čidel prostřednictvím radiové sítě. Spolehlivá stanice musí obsahovat také řadu autodiagnostických funkcí a procedur, které automaticky upozorní uživatele na překročení přednastavených provozních hodnot (zvýšená vlhkost uvnitř přístroje, zvýšený proudový odběr připojených snímačů apod.) nebo na vzniklou závadu jak vlastní stanice, tak některého z připojených čidel. V neposlední řadě by stanice LVS měla umožňovat snadnou a přehlednou kontrolu měřených hodnot uživatelem v terénu přímo u stanice a spolehlivou recalibraci vybraných senzorů. Proto by takovéto moderní a uživatelsky přívětivé stanici neměl chybět grafický displej a klávesnice.

Odolná základní a limnigrafická stanice

Uvedené požadavky splňuje telemetrická stanice H7, která byla vyvinuta ve společnosti FIEDLER-MÁGR právě za účelem zvýšení spolehlivosti, variability a uživatelského komfortu stanice určené pro systémy LVS.

Základem stanice je robustní kovový odlitek s vysokým krytím IP67, ve kterém je stanice včetně radiového i GSM komunikačního modulu umístěna. Toto mechanické provedení zabraňuje proniknutí vlhkosti k veškerým elektronickým obvodům stanice a dovoluje dokonce i krátkodobé několikadenní zatopení stanice. Z tohoto důvodu obsahuje stanice i vnitřní dobíjecí Li-Ion článek, který napájí stanici po dobu případného vyřazení z provozu vnějšího zdroje napájecího napětí, kterým obvykle bývá u systémů LVS vyměnitelný, nebo z fotovoltaického panelu napájený bezúdržbový gelový akumulátor.



Obr. 2: Odolná základní stanice pro LVS.

Přestože stanice H7 obsahuje v základním provedení s jedním komunikačním GSM modulem 4 mikroprocesory, je její proudová spotřeba díky použití moderní součástkové základny v klidovém

režimu, vzhledem ke kapacitě použitých napájecích článků, téměř neměřitelná. Celková doba provozu stanice bez výměny napájecího akumulátoru může být až 1 rok včetně pravidelného předávání změřených dat na server.

Stanice H7 obsahuje 8 vysoce přesných a teplotně stabilních analogových vstupů připravených pro připojení standardních čidel a senzorů a dále pulsní vstupy například pro připojení člunkového srážkoměru a sériové komunikační sběrnice RS-485 a SDI-12 pro připojení dalších sond a přístrojů vybavených například rozšířeným komunikačním protokolem Modbus RTU. HW stanice H7 také dovoluje nastavit velikost napájecího napětí podle typu připojených čidel a senzorů v rozsahu od 5 do 20 V a tím přispívá k úspoře energie napájecích baterií.

Násuvné komunikační moduly mohou být ve stanici H7 až tři. Vedle GSM/GPRS modulu určeného pro přenosy dat na server a k rozesílání varovných SMS je to radiový modul pracující na volné frekvenci 868 MHz, který bude sloužit pro připojení bezdrátových snímačů (v současnosti firma FIEDLER-MÁGR připravuje do výroby bateriově napájený půdní tenzometr s radiovým komunikačním modulem) a případně i WiFi modulu pro záložní připojení stanice k internetové síti. Pomocí vnější komunikační jednotky lze stanici H7 připojit k satelitní síti a sbírat tak data i v místech bez pokrytí GSM signálem.

Radiový komunikační modul, obsažený v základní telemetrické stanici, umožňuje připojit ke stanici čidla na vzdálenost až 250 m ve volném terénu a v případě potřeby je možné tuto vzdálenost až několikanásobně prodloužit využitím retranslace jednotlivých měřících bodů (předávání dat ze vzdálených čidel do stanice je možné postupně přes další čidla umístěná blíže ke stanici). Toto uspořádání čidel dovoluje například sledovat nasycení půdy vodou ve velmi širokém okolí měřící stanice bez nutnosti pokládat optické či jiné propojovací vedení.

Autodiagnostické a testovací procedury, zabudované ve stanici H7, přispívají k rychlému odhalení případných poruch a závad. Stanice obsahuje také pomocné záznamové kanály, kam se ukládají proudy tekoucí do připojených snímačů, zbývající kapacita a napětí napájecí baterie, teplota a vlhkost uvnitř přístroje a další údaje užitečné pro provoz a servis.

Grafický barevný dotykový displej slouží pro snadnou intuitivní obsluhu stanice a dovoluje vedle mnoha dalších funkcí přehledně graficky zobrazit archivovaná data, porovnávat signály z několika čidel, rychle a přehledně provádět instalaci a recalibraci snímačů apod.

Nad standardní rámec stanic používaných při budování sítí LVS lze uvést i další programové vybavení nové základní stanice H7:

- Počet záznamových kanálů je prakticky nevyčerpatelný (100 dynamicky obsazovaných analogových kanálů). Kanály mohou být obsazovány jak čidly připojenými přes standardní rozhraní 4-20 mA, tak přes sériová rozhraní RS-485 a SDI-12 i přes radiový komunikační modul.
- Interval měření a archivace je nastavitelný samostatně pro každý záznamový kanál od 1 sec. do 24 hod.
- Kapacita datové paměti pojme několik let záznamů.
- Telefonní seznam může obsahovat až 30 telefonních čísel pro předávání uživatelsky nastavitelných varovných a informativních SMS.
- Odeslání varovných SMS může být podmíněno řadou podmínek (nastavitelná doba trvání mimořádné události, splnění limitní podmínky na více kanálech současně, současné dosažení jiné důležité podmínky apod.), a tím lze prakticky vyloučit falešné poplachy.
- Deník stanice, průběžně přenášený na server, zaznamenává odeslané a přijaté SMS zprávy, uskutečněné i z různých důvodů neuskutečněné datové přenosy na server, všechny poruchy a mimořádné stavy jak samotné stanice, tak i připojených čidel a mnoho dalších uživatelsky užitečných informací.
- Data se na server předávají přes GPRS síť v zašifrované formě.

- Stanice dovoluje na samostatném kanále podrobně zaznamenat kulminaci sledovaného vodního toku.
- Součástí FW stanice je i průběžné porovnávání odchylky v měření jedné veličiny (hladiny) několika obdobnými snímači a v případě rozdílu odeslání servisního varování.

Telemetrickou stanicí H7 lze kromě výstavby systémů LVS použít, díky velkému počtu záznamových kanálů a širokému počtu vstupů, i jako univerzální měřicí stanici pro sběr, archivaci a základní zpracování dat při monitoringu životního prostředí v projektech výzkumných a vědeckých organizací a vysokých škol.

Pomocí vestavných spínacích prvků a rozšířeného programového vybavení je stanice H7 v takovéto aplikaci schopna nejen data pořizovat, ale i ovládat a řídit měřicí aparaturu v závislosti jak na sledované fyzikální veličině, tak podle předem nastaveného časového plánu.

Při instalaci do terénu se stanice H7 umísťuje spolu s bezúdržbovým gelovým akumulátorem do odolné uzamykatelné plastové skříně vyztužené skelnými vlákny, která zajišťuje základní ochranu stanice před zcizením a slouží zároveň jako držák vlastní stanice a schránka pro akumulátor.

Závěr

Hardware monitorovací sítě je vysoce spolehlivé, takže software pro vydávání výstrahy a varovných hlášení neprodukuje plané popluchy v důsledku přístrojových poruch.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu TAČR (TA02021451).

Literatura

- Kocman, T., Kubát, J., Musil, P. 2011: Lokální výstražné a varovné systémy v ochraně před povodněmi. Ministerstvo životního prostředí, Praha. 70 p.
- NOAA 2010: Flash Flood Early Warning System Reference Guide. University Corporation for Atmospheric Research. 204 p.
- Šír, M., Tesař, M. 2013: Water Retention and Runoff Formation in the Krkonoše Mts. The Supplementum of Opera Corcontica 50: v tisku.
- Tesař, M., Šír, M. 2013: Early Warning System for Flash Floods in the Krkonoše Mts. The Supplementum of Opera Corcontica 50: v tisku.
- Tesař, M., Šír, M., Lichner, L., Fišák, J. 2008: Extreme runoff formation in the Krkonoše Mts. in August 2002. Soil & Water Research 3(Special Issue 1): S147–S154.
- Tesař, M., Šír, M., Polívka, J. 2011: Návrh systému včasné výstrahy před bleskovými povodněmi v horských podmínkách. In: Šír M., Tesař M. (eds.), Hydrologie malého povodí 2011, Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, ISBN 978-80-02-02290-9: 469–472.

Materiál a metody

V první polovině roku 2012 proběhl na daných lokalitách výběr profilů vhodných k pozorování. Podmínkou pro jejich výběr bylo vyrovnané koryto toku s rovnoměrným prouděním. Využity byly i stávající jízky, popř. jiné objekty, které byly dále upraveny. Poté byly na vodní toky instalovány jednoduché železné tubusy obdélníkového průřezu opatřené víčkem na uzavření. Do spodní části stanice byly vyvrtány drobné otvory umožňující proudění vody skrze tubus, dále byly stanice povrchově ošetřeny antikoročním nátěrem. Na takto připravené objekty byly našroubovány plastové vodočty. Záznam dat zajišťují hladinoměry (levelogery), které zaznamenávají výšku hladiny a teplotu vody. Jejich výhodou je malý rozměr, dlouhá životnost (výrobce garantuje 10 let) a velká paměť (40000 záznamů – tzn., že měříme-li v hodinovém intervalu, je sonda schopna ukládat údaje až 4,5 roku). Stanice byly upevněny na stávající objekty v tocích (mostky, opěrné zdi) nebo byly zatlučeny a uchyceny vzpěrami ke břehu. Barologery snímající atmosférický tlak, který je nutný pro kompenzaci dat z hladinoměřů, byly umístěny buď přímo do stanice, nebo do její blízkosti. Řada profilů byla osazena měrnými přelivy pro zvýšení citlivosti v období malých průtoků (obr. 2). Koryta toků byla dále pečlivě upravena pro účely hydrometrických měření. Ta byla do března 2014 u každé stanice provedena minimálně šestkrát. Data ze všech stanic jsou k dispozici od 1. 6. 2012, v některých případech i dříve.



Obr. 2: Vodoměrná stanice na Kateřinském potoce osazená měrným přelivem za využití stávajícího objektu.

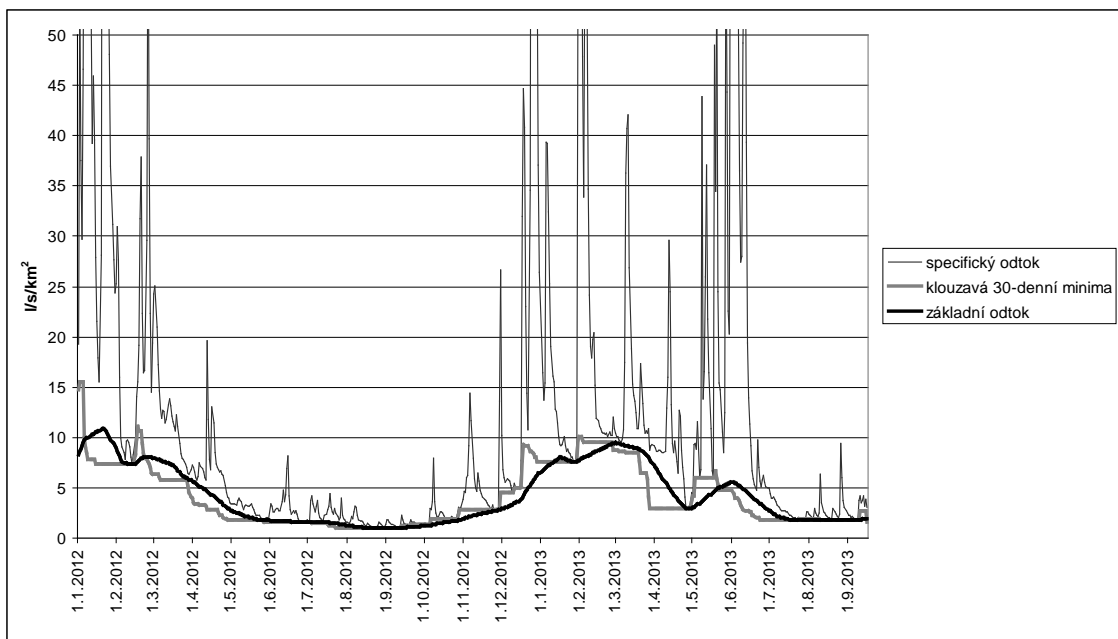
Po průběžných hydrometrických měřeních a získání dostatečně dlouhé řady dat z hladinoměřů byly sestrojeny měrné křivky průtoků a vyčísleny průměrné denní průtoky.

Pro stanovení velikosti základního odtoku byla použita metoda klouzavých minimálních průtoků, kterou ve své studii navrhl a ověřil Kašpárek (2011). Spočívá ve výpočtu řady klouzavých minim z intervalu předešlých 30 dní. Touto řadou se posléze proloží klouzavé průměry s dobou průměrování 30 dní. Výsledek je graficky znázorněn na obrázku 3 na příkladu Kateřinského potoka z HGR 6211 Krystalinikum Českého lesa v povodí Kateřinského potoka.

Takto získané odhady základního odtoku z krátkodobě pozorovaných průtoků je nutné transformovat na hodnoty, které odpovídají dlouhodobému pozorování. Dále uvádíme postup této transformace (Kašpárek, Datel a kol., 2014).

Z řady průměrných denních průtoků z krátkého pozorování se separuje metodou popsanou výše řada základního odtoku a spočte se pro něj čára překročení a průměr. Zvolí se stanice ČHMÚ s dlouhodobým pozorováním s hydrologickým režimem, který z hlediska dlouhodobého kolísání průtoků je podobný jako v povodí s krátkým pozorováním. Opět se separuje základní odtok a spočte se pro něj čára překročení a průměr. Pro období krátkodobého pozorování se ve stanici ČHMÚ vypočítá průměr a čára překročení základního odtoku. Vypočítá se poměr průměru a kvantilů z krátkodobého pozorování k průměru a kvantilům z dlouhodobého pozorování pro základní odtok. Tímto poměrem se

vynásobí průměr a kvantily čáry překročení získané ve stanici s krátkodobým pozorováním. Takto vypočtený průměr základního odtoku odpovídá dlouhodobému období dle analogonu ČHMÚ.



Obr. 3: Separace základního odtoku na Kateřinském potoce.

Přepočet průměru z námi pozorovaného povodí na celý HGR se provede dle studie (Kašpárek, Datel a kol., 2013). Odhad základního odtoku na HGR je založen na předpokladu, že územní výpar na povodí - analogonu a na HGR je stejný. Přepočet je založen na rozdílu mezi dlouhodobou průměrnou srážkou na HGR (P_{HGR}) a na povodí - analogonu (P_{pov}). Vypočítá se BFI - poměr průměrného základního odtoku (Q_{za}) a průměrného odtoku celkového (Q_a).

$$BFI = Q_{za} / Q_a \quad (1)$$

Z poměru celkového specifického odtoku v závěrovém profilu povodí (q_a) ke srážkám (P_{pov}) se vypočítá dlouhodobý koeficient odtoku (k) podle rovnice 2:

$$k = q_a / (P_{pov} \cdot 0,0315) \quad (2)$$

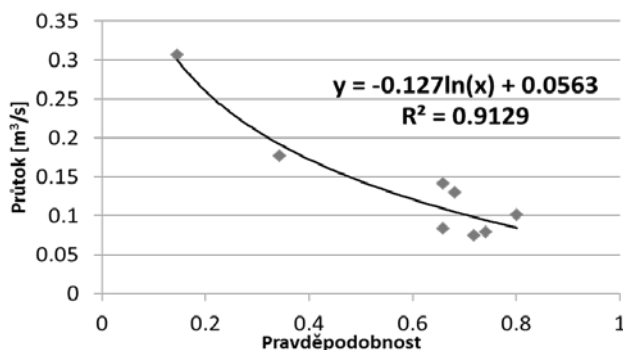
Koeficient 0,0315 zprostředkuje přepočet roční výšky srážek (mm) na specifický odtok ($l/s/km^2$). Specifický průměrný odtok podzemní vody z HGR pak je výsledkem rovnice (3), kde $q_{za\ pov}$ je průměrný základní odtok na povodí:

$$q_{za\ HGR} = q_{za\ pov} + (P_{HGR} - P_{pov}) \cdot k \cdot BFI \quad (3)$$

V případě, že není možné vybudovat vodoměrnou stanici (ať už z finančních či jiných důvodů) jsme nuceni použít alternativní metody. Tyto metody mohou být přímé nebo nepřímé. Mezi přímé metody patří např. prosté hydrometrické měření ve zvoleném profilu. V situaci, kdy požadujeme informaci o dlouhodobém průměrném průtoku nebo základním odtoku je jedno i více měření nedostačující. Alternativa se nabízí v přenesení čáry překročení průtoků z analogonu se stanicí ČHMÚ do námi hydrometrovaného profilu. V tomto případě jsme byli schopni provést 8 – 10 hydrometrických měření za rok k získání informace o průměrném průtoku či základním odtoku.

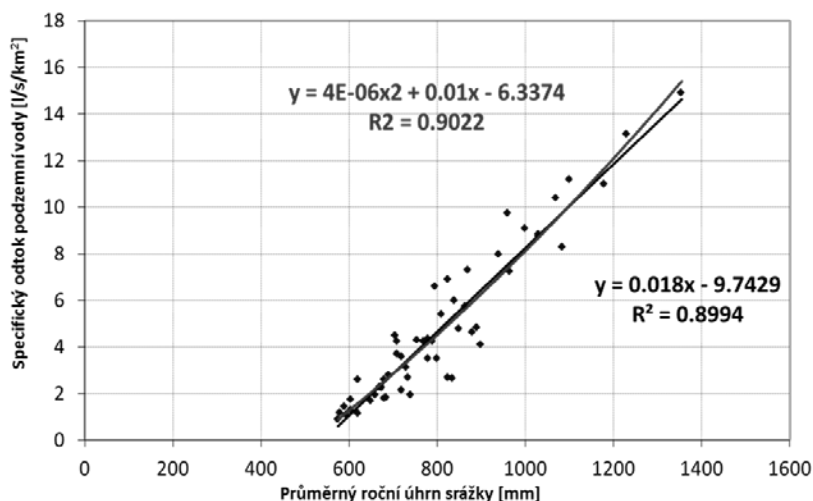
Přenos se provede následovně. Z čáry překročení ze stanice ČHMÚ se zjistí pravděpodobnosti pro dny, kdy byla provedena hydrometrická měření ve zvoleném profilu. Tyto pravděpodobnosti a průtoky z hydrometrických měření se vynesou proti sobě do grafu. Výsledné body v grafu lze proložit křivkou

viz obr. 4. Dle rovnice křivky lze pak spočítat 50% kvantil průtoku. Analogicky k výše uvedenému lze z poměru průměrů a kvantilů zjistit dlouhodobý průměrný průtok ve zvoleném profilu. Pro výpočet odhadu základního odtoku je nutné použít BFI z analogonu ČHMÚ.



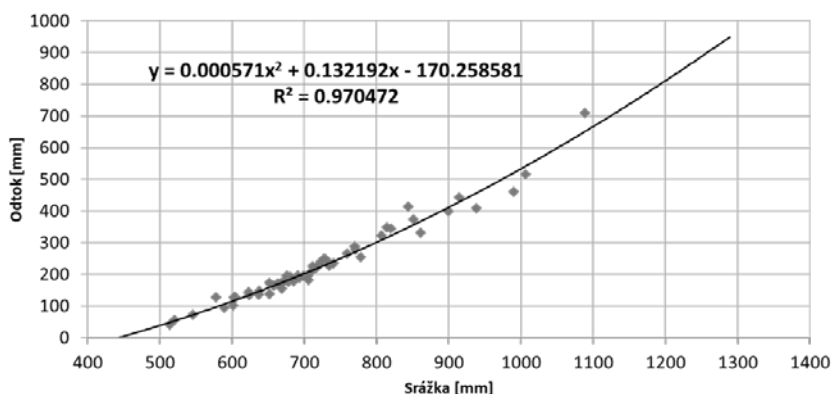
Obr. 4: Přenos čáry překročení do profilu Hošťka.

Do nepřímých metod spadají zejména různé regresní vztahy, kdy odtok je funkcí průměrné výšky srážek. Jako příklad lze uvést regresní vztah publikovaný Kněžkem a Kesslem v roce 2000, viz obr. 5.



Obr. 5: Závislost specifického odtoku podzemní vody na dlouhodobém průměrném ročním úhrnu srážek.

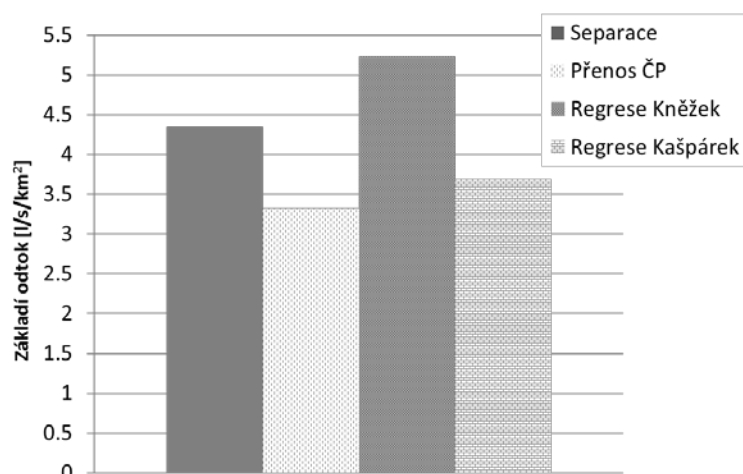
Dalším příkladem takovéto regrese je vztah odtoku a srážky zjištěný ze souboru 65 povodí v ČR publikovaný Kašpárkem a kol. v roce 2000, viz obr. 6.



Obr. 6: Vztah mezi průměrnými dlouhodobými ročními výškami odtoku a srážek.

Diskuze a závěr

Všechny použité metody ať už se jedná o regrese nebo využití analogonů jsou zatíženy určitou chybou. Z tohoto důvodu je vhodnější mluvit spíše o odhadech než o přesných hodnotách. Nicméně, v místech, kde nejsou k dispozici pozorování ze stanic ČHMÚ a je potřeba získat základní informace o průtoku jsou tyto metody relevantní. Obrázek 7 ukazuje rozdílné hodnoty průměrného specifického základního odtoku vypočtené na základě popsaných metod. Rozptyl výsledků je značný a průměrný základní odtok se bude nacházet v intervalu 3,32 – 5,23 l/s/km². Jako odhad lze použít medián z těchto výsledků, který činí 4,02 l/s/km².



Obr. 7: Srovnání specifického základního odtoku vypočteného dle jednotlivých metod pro HGR 6211 (Krystalinikum Českého lesa v povodí Kateřinského potoka).

I přes všechny nejistoty v datech, které jsou odrazem už samotné výstavby stanice, jejího provozu, hydrometrických měření, sestavení měrné křivky a použití metod na vyčíslení celkového a základního odtoku, jsou tato data použitelná pro základní bilanční hodnocení sledovaných povodí popřípadě hydrogeologických rajonů.

Poděkování

Příspěvek byl zpracován v rámci projektu „Rebilance zásob podzemních vod“ řešeného za podpory Evropské unie (Evropský fond pro regionální rozvoj), Státního fondu životního prostředí ČR a Ministerstva Životního prostředí ČR (Operační program Životní prostředí). Koordinátorem úkolu je Česká geologická služba.

Literatura

- Kašpárek, L., Datel, J. V. a kol. (2013): Metodika a výsledky zpracování podkladů pro hodnocení kvantitativního stavu útvarů podzemních vod. Dílčí zpráva úkolu Rebilance zásob podzemních vod. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 12 s.
- Kašpárek, L., Datel, J. V. a kol. (2014): Základní výchozí data pro zjednodušené stanovení velikosti přírodních zdrojů podzemní vody v 55 hydrogeologických rajonech. Dílčí zpráva úkolu Rebilance zásob podzemních vod. Praha: Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 33 s.
- Kašpárek, L. a kol. (2011): Možnosti zmírnění současných důsledků klimatické změny zlepšením akumulační schopnosti v povodí Rakovnického potoka. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 161 s.
- Kašpárek, L., Naarová, R., Špalle, M. (2000): Hodnocení a modelování srážkoodtokových vlastností povodí. Závěrečná výzkumná zpráva. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, 55 s.
- Kněžek, M., Kessler, J. (2000): Metody výpočtu základního odtoku. Sborník konference Hydrologické dny 2000.

Rok 2014 v kontextu největších such let 1804 - 2010, aneb bude nejsušší?

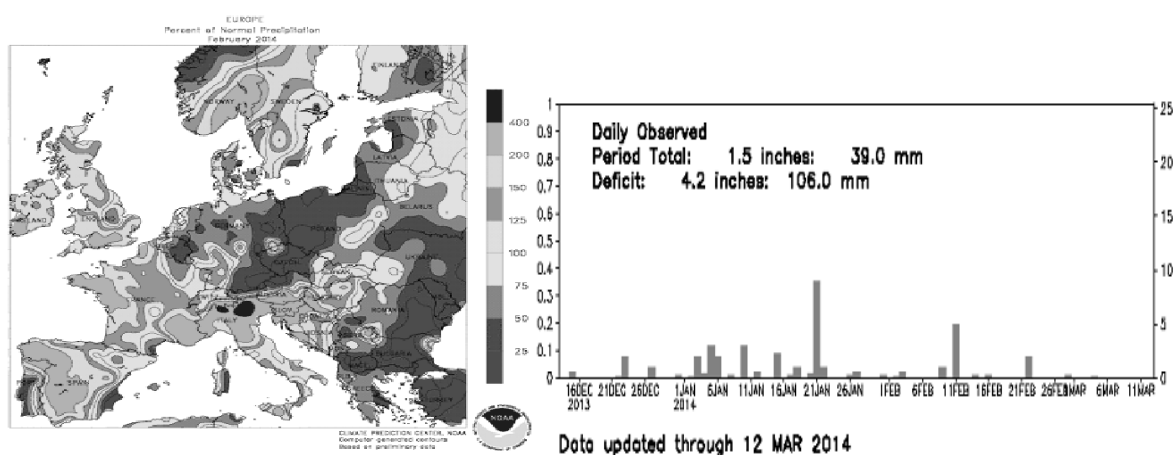
Pavel Tremel^{1,2}

¹ Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.Masaryka, v.v.i., Podbabská 30/2582, 160 00 Praha 6

² Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Katedra fyzické geografie a geoekologie, Albertov 6, 128 43 Praha 2

Úvod

Přelom let 2013/2014 byl v celé Evropě značně suchý. Na mnoha meteorologických stanicích spadla během zimy pouze třetina obvyklého úhrnu srážek (obrázek 1b), zároveň byla zima nadprůměrně teplá. Obdobné to bylo i v jiných státech severně od Alp od Francie až po Ukrajinu, kdy např. v únoru spadlo až o polovinu méně srážek, než je obvyklé, ve střední Evropě dokonce až o 75 % méně (obrázek 1a). O jak extrémní situaci se jedná ve srovnání s ostatními historickými obdobími sucha v minulosti? Jaké další zajímavé epizody sucha se vyskytly v minulosti? Nejen na tyto otázky se snaží odpovědět následující příspěvek.



Obr. 1: Vlevo: odchylka únorových srážek roku 2014 od průměru (zdroj: NOAA, 2014b); vpravo: úhrny srážek na meteorologické stanici Ústí nad Orlicí v období od 12. prosince do 11. března (zdroj: NOAA, 2014a).

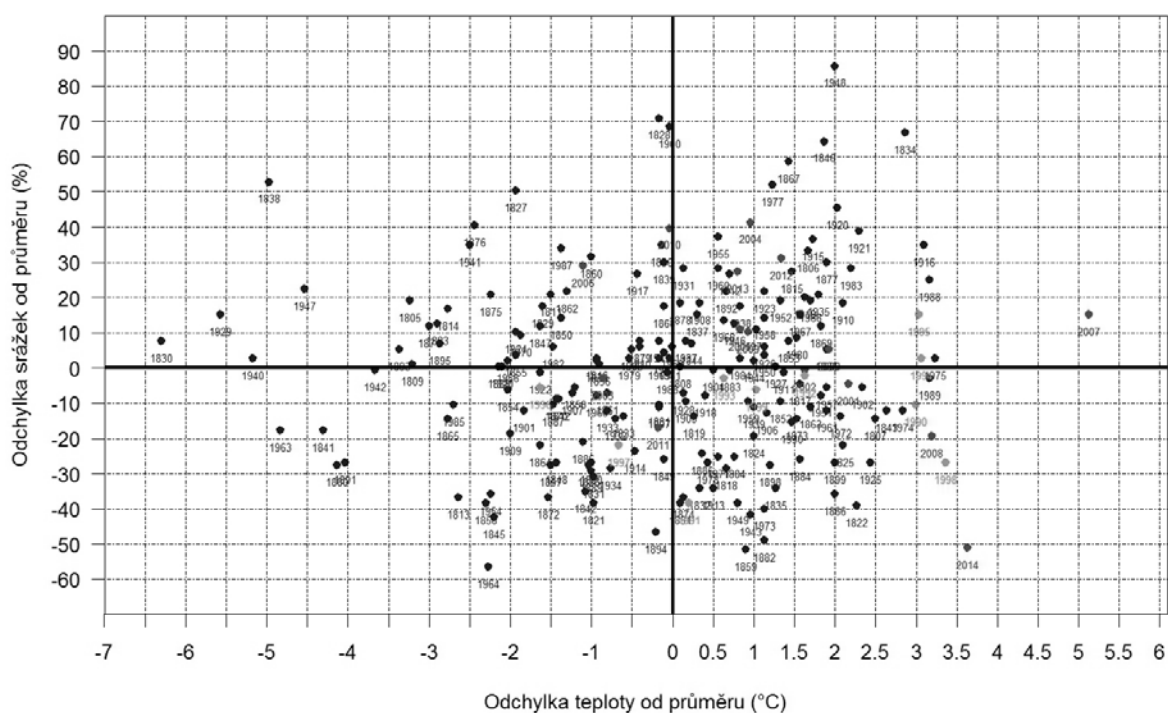
Použitá data a materiály

Pro zpracování příspěvku byla použita sekulární měsíční klimatická data (úhrny srážek a průměrné teploty vzduchu) z území ČR z období let 1804 - 2010 odvozené v projektu s názvem "Kolísání klimatu České republiky v období přístrojových pozorování na základě homogenních sekulárních řad" (projekt GAP209/10/0605) (Brázdil a kol., 2012). Postup jejich odvození je v Brázdil a kol. (2012). Pro podrobnější charakteristiku jednotlivých období sucha byly využity výsledky projektu s názvem "Stanovení vhodných indikátorů pro identifikaci výskytu, předpověď a vyhodnocení intenzity období sucha pro podmínky České republiky", který byl součástí výzkumného záměru VÚV T.G.M (MZP0002071101), jenž byly prezentovány v Tremel (2011) a Tremel (2012). Pro srovnání historických údajů se současností byly použity datové řady vzniklé na základě dat z databáze serveru Ogimet (2014). Dále byla využita měření z experimentálních povodí, která probíhají v rámci projektu TA02020395 s názvem "Vysychání toků v období klimatické změny: predikce rizika a biologická indikace epizod vyschnutí jako nové metody pro management vodního hospodářství a údržby krajiny", a údaje z internetových stránek Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ, 2014).

Nejsušší období od počátku 19. století

V porovnání s historickými daty měla zima 2013/2014 3. nejmenší úhrn srážek (o 51 % méně srážek než obvykle, přičemž od 200letého minima srážek "přebývalo" 7 mm) a po zimě 2006/2007 byla 2. nejteplejší (o 3,6 °C oproti dlouhodobému normálu). V kombinaci nízkých srážek a velikosti výparu je zima 2013/2014 nejsušší za posledních více než 200 let.

Absolutně nejsušší zima byla na přelomu let 1963/1964 (obrázek 2), kdy spadlo v průměru na území ČR 53 mm srážek, o 56 % méně než je dlouhodobý průměr, celkové roční úhrny roku 1964 pak byly mírně nadprůměrné. 2. nejsušší zima byla v letech 1858/1859 s 59 mm srážek, v roce 1859 spadlo v celém roce ale o 10 % více srážek než je normál (po velmi suchém podzimu a zimě následovalo průměrné jaro a srážkově velmi bohaté měsíce srpen až říjen).



Obr. 2: Porovnání zim z hlediska úhrnů srážek a odchylek teploty vzduchu.

Z hlediska úhrnu srážek během celého roku byl nejsušším rokem rok 1842, ve kterém spadlo o třetinu méně srážek než je obvyklé, pouze 444 mm. 2. nejsušším rokem byl rok 1834, ve kterém spadlo 478 mm. V ostatních letech byl průměrný roční úhrn srážek nad 500 mm. Nejsušším rokem 20. století z hlediska ročního úhrnu srážek byl rok 1921, kdy spadlo 534 mm (celkově 9. v pořadí podle ročních úhrnů srážek). Nejsušším rokem 21. století z hlediska ročního úhrnu srážek byl rok 2003, kdy spadlo 545 mm (celkově 12. v pořadí podle ročních úhrnů srážek), ostatní roky z posledního dvacetiletí z hlediska ročního průměru srážek již tak extrémní nebyly, 2. nejsušším rokem posledního 20letí je rok 1992 s 598 mm srážek, tzn. až 47. místo mezi suchými roky, tj. zhruba ve čtvrtině žebříčku suchých let.

Charakteristika vybraných such 20. století

Největší sucha 20. století (Tremel, 2011) byla v letech 1947, 1953, 1959, 1921, 1904 a 1911, přičemž období let 1947 - 1953 byla obecně velmi suchá. Ostatní sucha jsou již méně významná. Od 50. let postupně dochází k výstavbě přehradních nádrží, díky čemuž klesá počet hydrologických such na velkých tocích, neboť kvůli přehradním nádržím je možno průtoky větších vodních toků nadlepšovat. Významnější hydrologická sucha po roce 1953 byla zaznamenána v letech 2003, 1992 a 1983. V období let 1965 - 1989 se kromě let 1973 a 1983 žádná velká hydrologická sucha nevyskytla.

Sucha let 1953, 1947 a 1959 - nejvýznamnější sucha 20. Století

Nejvýznamnější sucho 20. století bylo v roce 1953. Meteorologické sucho trvalo na většině území 229 dnů, od 7. srpna 1953 do 23. března 1954, hydrologické sucho přes 190 dnů, začalo kolem 15. srpna a skončilo v 1. polovině března roku 1954 táním sněhu. Sucho bylo výjimečné nejen svou intenzitou a délkou trvání, ale i v plynulém přechodu sucha z letního období do zimního. Zima 1953/1954 byla s úhrnem srážek 78 mm 19. nejsušší po roce 1904. Na většině profilů chybělo do naplnění limitního průtoku Q_{330} přes 30 % objemu vody.

Od 7. srpna 1953 do 23. března 1954 spadlo mezi 30 až 50 % srážek dlouhodobého srážkového normálu. Většina srážkových úhrnů spadla při přechodu front. Nejvýraznější fronty přecházely 21. srpna, 20. září (v Brně spadlo 41,8 mm srážek) a 30. října. Nejméně srážek bylo v období mezi 7. až 16. srpnem, 22. srpnem až 9. zářím, 25. zářím až 3. říjnem na východě republiky a mezi 9. říjnem až 29. říjnem. Ve všech měsících od srpna 1953 do března 1954 byly srážkové úhrny o 15 a 36 % nižší než je dlouhodobý srážkový průměr pro jednotlivé měsíce, výjimkou byl leden 1954, který byl srážkově průměrný (o 1,5% vyšší srážky než je průměr).

Tomuto suchu předcházely velmi suché podzimy let 1948 a 1949 a extrémně suchý rok 1947. V něm hlavní období meteorologického sucha trvalo od 22. července 1947 do 2. listopadu 1947, přičemž mu předcházely i velmi suché jarní měsíce. Hydrologické sucho začalo přibližně ve stejné době jako meteorologické (2. polovina měsíce července 1947) a skončilo o týden později (kolem 11. listopadu 1947). Podle své délky (cca 117 dnů) a velikosti nedostatkových objemů je hydrologické sucho roku 1947 2. největší, podle velikost standardizovaných nedostatkových objemů dokonce největší. Na všech profilech v hlavním období sucha přesáhla velikost standardizovaných nedostatkových objemů vůči limitnímu průtoku Q_{330} hodnotu 30 %, v Děčíně chyběla k limitnímu průtoku Q_{330} dokonce téměř polovina objemu. Spadlo mezi 18 a 33 % obvyklého úhrnu srážek. Zcela beze srážek byla období od 1. do 14. října a od 19. do 29. října, na západě území až do 2. listopadu.

O 6 let později, v roce 1959 bylo zaznamenáno 2. nejvýraznější meteorologické sucho 20. století. Hlavní období sucha trvalo 63 dnů, začalo 20. srpna 1959 a skončilo 21. října 1959, v menší intenzitě sucho trvalo na mnoha místech i po tomto datu. Sucho se projevilo i na průtocích. Problémy s malými průtoky začaly být patrné koncem srpna a trvaly téměř do konce prosince. Na rozdíl od předchozích such se toto sucho ale nevyskytlo na všech profilech, což je dáno postupně napouštěnými přehradami, jejichž jedním z cílů je nadleňšovat průtoky v období malých průtoků. Na profilech, kde se hydrologické sucho vyskytlo, chybělo k dosažení limitního průtoku Q_{330} mezi 10 a 27 % vody. Je to způsobeno tím, že na většině území mezi 20. srpnem a 21. říjnem vůbec nepršelo nebo byly srážky zanedbatelné (nejvíce 6 mm).

Sucho roku 1904 - kombinace dlouhotrvajících vysokých teplot a nedostatku srážek

Sucho v roce 1904 je výjimečné kombinací dlouhotrvajících vysokých teplot a nedostatku srážek. V Čechách byla průměrná denní teplota vzduchu ve více než polovině dnů výskytu hlavního období meteorologického sucha (trvalo 44 dnů - od 5. července do 17. srpna 1904) na všech stanicích přes 20 °C, v Praze - Klementinu dokonce v 68 % dnů. K 25 °C, popř. přes 25 °C se průměrné denní teploty vzduchu vyšplhaly na více místech 16. července, 17. července, 25. července, 6. srpna a 15. srpna. Jediné významné období srážek bylo mezi 26. a 28. červencem. Kombinace vysokého výparu s absencí srážek pak představovaly zásadní problém.

Na vodoměrné stanice v Děčíně díky tomu bylo zaznamenáno 2. nejvýznamnější hydrologické sucho historie (nejvýznamnější bylo v roce 1947). Sucho trvalo v Děčíně od 8. června do 11. listopadu, s přestávkou 8 dnů. Velikost standardizovaného nedostatkového objemu vůči limitnímu průtoku Q_{330} byla přes 38 %, což v absolutním vyjádření znamená, že k dosažení limitního průtoku Q_{330} chybělo téměř 489 milionů m^3 vody. Nejmenší průtoky byly zaznamenány v měsíci srpnu, kdy denní hodnoty průtoků na Labi nepřekročily průtok $51 m^3 s^{-1}$ (hodnota 360denního průtoku za období 1888 – 2010 je $61 m^3 s^{-1}$, průměrný průtok $313 m^3 s^{-1}$).

Sucho roku 1983 - vliv velikosti srážkových úhrnů na vznik sucha

Svou podstatou je zajímavé i sucho z roku 1983. Na něm je možno velmi dobře ukázat vliv intenzity a četnosti srážkových epizod na vznik sucha. Sucho postihlo zejména východ republiky, kde bylo mezi 78 a 88 % dnů beze srážek. Z meteorologického hlediska se jednalo na východě republiky o jedno z největších meteorologických such 20. století, z hydrologického hlediska se na velikostech průtoků příliš neprojevovalo. Hlavní období meteorologického sucha trvalo od 9. srpna 1983 do 24. listopadu 1983, hydrologické sucho začalo mezi 15. a 19. srpnem a trvalo do 25. listopadu, největší standardizovaný nedostatkový objem měl velikost 21 %.

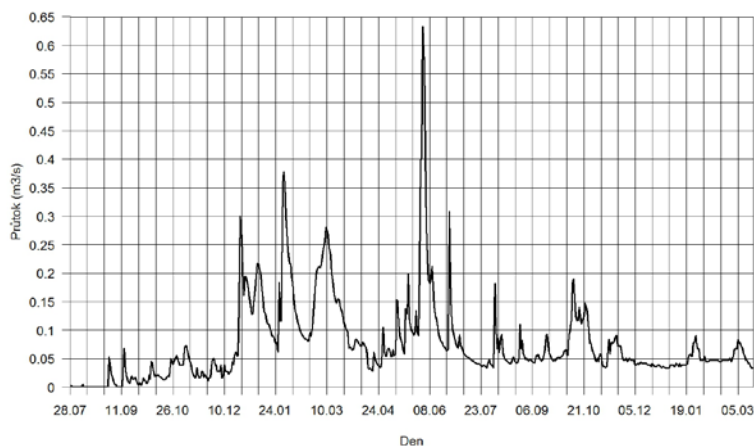
Na většině území spadlo mezi 25 a 40 % obvyklých srážek. Na východě republiky a v Praze - Klementinu bylo bezesrážkových dnů mezi 78 a 88 %, na ostatním území mezi 50 a 70 %. Rozložení srážkových úhrnů je ale opačné, vyšší srážkové úhrny byly na Moravě, nižší v Čechách, což je dáno vyšším počtem událostí bohatých na srážky - srážkové úhrny nad 10 mm byly zaznamenány na více stanicích 3. září, 16. září a 11. října. Na tomto příkladu je patrný hlavní faktor pro vznik sucha - dlouhodobý nedostatek srážek a vysoký výpar a že pro snížení tohoto deficitu je potřeba vhodného rozložení srážkových úhrnů - dlouhodobější srážkové úhrny menších až středních hodnot a nikoliv srážky konvektivního původu, kdy srážka spadne a rychle odeče.

Na mnoha místech nepršelo mezi 9. srpnem a 1. zářím a následně mezi 18. říjnem a 14. listopadem, přičemž na toto období navázalo dalších 10 dnů, které byly buďto beze srážek nebo se jednalo o srážky v podobě drobného sněžení. Období sucha bylo ukončeno 25. listopadu, kdy postupně přecházely výrazné frontální systémy od západu.

Projevy zimního sucha 2013/2014 na průtocích a zásobách podzemních vod

Na 24 experimentálních povodích a trvalé staniční síti ČHMÚ z celého území ČR probíhal monitoring průtoků. Na většině profilů byly po celou zimu hodnoty naměřených průtoků významně podprůměrné, na úrovni podzemních průtoků.

Na Voznickém potoce (obrázek 3) v půlce března 2014 dokonce klesly hodnoty průtoků k úrovni suchého léta 2012. Modelovaná zásoba podzemních vod na Voznickém potoce byla na svém minimu za posledního 1,5 roku, pro porovnání tohoto čísla s běžným stavem je nutno uvést, že léto 2012 bylo nadprůměrně suché a zásoby podzemní vody byly proto na celém území podprůměrné, naopak v červnu 2013 byly zaznamenány velké povodně, díky nimž se naopak zásoba podzemních vod zvýšila, přesto kvůli následnému suchu poklesla zásoba podzemní vody až na současné hodnoty, které jsou typické pro konec léta a podzim. Pro konec zimy a počátek jara bývá typická opačná situace, tzn. bývají zaznamenávány spíše nadprůměrné průtoky, díky tání sněhu a nadprůměrné zásobě podzemních vod oproti ostatním částem roku.



Obr. 3: Průtoky na experimentálním povodí na Voznickém potoce (u Dobříše ve středních Čechách).

Závěr

Zima 2013/2014 byla díky kombinaci nedostatku srážek a nadprůměrných teplot vzduchu nejsušší v rámci území České republiky za posledních 200 let. Tomu odpovídají i naměřené malé průtoky, které dosahují obvyklých podzimních hodnot, a nenavýšení zásoby podzemní vody. Velikost zásob podzemní vody je přitom velmi důležitá pro možnost zmírnění dopadů hydrologického sucha v období s vysokým výparem. Přestože byla zima 2013/2014 nejsušší, neznamená to, že i celý rok 2014 bude suchý. Z deseti nejsušších zim po roce 1804 byla z hlediska sumy celoročních srážek jen polovina roků srážkově podprůměrných, polovina roků pak srážkově nadprůměrných. Jediným rokem, kde po suché zimě byly významnější problémy s deficitem srážek v ostatních částech roku, byl rok 1973. Zimní sucho 2013/2014 lze zařadit svým typem mezi ostatní výjimečná sucha - jako byla např. sucha v roce 1904 či 1983.

Poděkování

Příspěvek vznikl v rámci projektu TA02020395 s názvem "Vysychání toků v období klimatické změny: predikce rizika a biologická indikace epizod vyschnutí jako nové metody pro management vodního hospodářství a údržby krajiny", jenž je financován Technologickou agenturou České republiky.

Literatura

- Brázdil, R., Bělínová, M., Dobrovolný, P., Mikšovský, J., Pišoft, P., Řezníčková, L., Štěpánek, P., Valášek, H., Zahradníček, P. (2012): History of Weather and Climate in the Czech Lands IX: Temperature and Precipitation Fluctuations in the Czech Lands During the Instrumental Period. Masarykova univerzita, Brno, 236 s. ISBN 978-80-210-6052-4.
- ČHMÚ (2014) Hlásná a předpovědní povodňová služba [online, dostupné z <http://hydro.chmi.cz/hpps/>, cit. 17.3.2014].
- NOAA (2014a) National Weather Service. Climate Prediction Center, Global Precipitation Time Series [online, dostupné z http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/global_monitoring/precipitation/sn11679_90.gif, cit. 17.3.2014].
- NOAA (2014b) National Weather Service. Climate Prediction Center, Regional Climate Maps [online, dostupné z http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/regional_monitoring/1cpnp1.gif, cit. 17.3.2014].
- Ogimet (2014) [online, dostupné z <http://www.ogimet.com/gsohc.phtml.en>, cit. 17.3.2014].
- Treml, P. (2011) Největší sucha na území České republiky v období let 1875 – 2010. Meteorologické zprávy, roč. 64, č. 6, s. 168 - 176. ISSN 0026-1173.
- Treml, P. (2012) Největší hydrologická sucha 20. století. In: Smelík, L., Jandora, J., Workshop Adolfa Patery 2012 - Extrémní hydrologické jevy v povodích, Brno, s. 251 - 258. ISBN 978-80-02-02423-1.

Zhodnotenie výskytu sucha použitím indexu SPEI v regióne Horného Požitia

Ján Valach¹, Jaroslav Vido², Jaroslav Škvarenina²

¹ Katedra vodného hospodárstva krajiny, Stavebná fakulta, Slovenská technická univerzita v Bratislave

² Katedra prírodného prostredia, Lesnícka fakulta, Technická univerzita vo Zvolene

Abstrakt

Príspevok sa zameriava na zhodnotenie výskytu sucha v oblasti Horného Požitia použitím indexu SPEI (Štandardizovaný zrážkový a evapotranspiračný index) v období 1966 – 2013. Taktiež sa zameriava na zhodnotenie trendu časového radu indexu SPEI, na analýzu trendu časového radu indexu pre jednotlivé mesiace v sledovanom období a na zhodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu v oblasti. Výsledky preukázali opakujúci sa výskyt suchých epizód s rastúcou frekvenciou smerom k záveru sledovaného obdobia. Analýza trendu indexu SPEI (aridita/humidita) preukázala pokles počtu epizód sucha v mesiacoch chladného polroku a nárast od mesiaca apríl až do augusta. Zhodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu preukázalo, že sucho je významným prírodným rizikom v agrárnom sektore regiónu. Na základe analýz bolo zistené rastúce riziko dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu.

Kľúčové slová: sucho, SPEI, klimatická zmena, dopady sucha, poľnohospodárstvo, lesníctvo

Úvod

Sucho je svojimi dopadmi a najmä charakterom nástupu a postupného nebadateľného prehlbovania veľmi nebezpečný prírodný fenomén (SIVAKUMAR *et al.* 2005). Toto pozvoľné prehlbovanie je spôsobené kumuláciou zrážkového deficitu v priebehu času. Priebeh a dopady zhoršuje úhrn evapotranspirácie ako pasívnej zložky klimatickej vodnej bilancie (WILHITE 1985). Poznanie priebehu, trendov a dopadov sucha v minulosti, dáva podklady pre prevenciu a proaktívnu činnosť zameranú na zmiernenie priebehu a dopadov sucha v budúcnosti.

Región Horného Požitia je z pohľadu výskumu dopadov sucha veľmi vhodným regiónom. Lokalita tvorí v podstate severnú časť najproduktívnejšej oblasti Slovenska - Podunajskej nížiny. Prebieha tu intenzívna poľnohospodárska a vinárska výroba (Nitrianska vinohradnícka oblasť). Lokalizované je tu tiež významné pracovisko SAV - Arborétum Mlyňany. Tieto prírodno-sociálne, resp. socio-ekonomické charakteristiky, radia oblasť k potenciálne suchom ohrozeným.

Z týchto dôvodov sme sa v predkladanom príspevku zamerali na výskum priebehu epizód sucha použitím indexu SPEI (Štandardizovaný zrážkový a evapotranspiračný index) (VICENTE-SERRANO *et al.* 2010) v období 1966 – 2013. Ďalším cieľom príspevku bolo zhodnotiť trendy vývoja indexu SPEI v sledovanom období a v priebehu jednotlivých mesiacov. Posledným cieľom bolo hodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu v oblasti na príklade repky olejnej.

Materiál a metódy

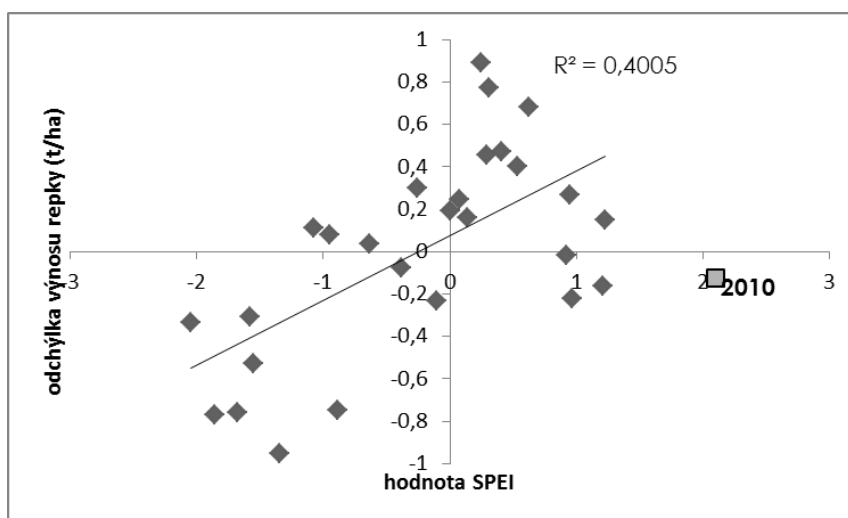
Štandardizovaný zrážkový a evapotranspiračný index (SPEI) (VICENTE-SERRANO *et al.* 2010) je relatívne novým indexom sucha. Logika jeho výpočtu vychádza zo štandardizovaného zrážkového indexu (SPI) (MCKEE *et al.* 1993), ktorý je postavený na hodnotení odchýlok zrážok k dlhodobému normálu pre rôzne časové škály (zvyčajne pre 1 až 24 mesiacov). SPI je dlhodobo využívaným indexom vo viacerých monitorovacích systémoch sucha na svete. Jeho hlavnou nevýhodou je však nezapočítavanie pasívnych zložiek hydrologického režimu. VICENTE-SERRANO *et al.* (2010) prišli s riešením v podobe SPEI, hodnotiaceho odchýlku od normálu, avšak nie iba zrážok, ale v postate celkovej klimatickej bilancie (*P-PET*), pričom pozitívne hodnoty predstavujú pozitívnu bilanciu

a naopak. Začiatok epizódy sucha sa podľa metodiky autorov VICENTE-SERRANO *et al.* (2010) rozumie, podobne ako v prípade SPI, záporná hodnota indexu trvajúca až po prvé dosiahnutie kladnej hodnoty. Požaduje sa však, aby počas danej epizódy hodnota aspoň v jednom mesiaci prekročila, resp. dosiahla hodnotu -1. Výpočet potenciálnej evapotranspirácie v prípade SPEI vychádza z rovnice podľa THORNTHWAITA (1948). Výpočet SPEI teda vyžaduje časový rad minimálne tridsiatich rokov mesačných priemerov teploty a mesačných úhrnov zrážok na danej stanici. V našom prípade sme pre výpočet indexu v oblasti Horného Požitavia použili klimatologické údaje zozbierané na stanici Arborétum Mlyňany SAV v období 1966 až 2013.

V predkladanom príspevku sme použili na hodnotenie sucha index SPEI pre časové škály jeden, šesť, a dvanásť mesiacov. Jednomesačný index SPEI sme použili na analýzu trendov aridity a humidity v rámci jednotlivých mesiacov. Taktiež bol SPEI pre jeden mesiac využitý pri hľadaní mesiacov, resp. kombinácie mesiacov kritických pre výnosy poľnohospodárskych plodín, v našom prípade repky olejnej. Detailnejší popis tohto procesu je uvedený nižšie.

Dvanásťmesačný index SPEI sme použili na hodnotenie výskytu epizód a trendov dlhotrvajúceho sucha. Aplikácia dvanásťmesačného indexu SPEI vychádza z hypotézy, že relatívne dlhodobá kumulácia sucha (negatívna klimatická bilancia), v našom prípade dvanásť mesiacov, spôsobuje dopady rovnajúce sa socioekonomickému suchu podľa HEIMA (2002). Tie svojim charakterom negatívne ovplyvňujú celý rad ľudských činností a potrieb, od nedostatku, či vysokých cien poľnohospodárskych a potravinárskych produktov (SIMELTON *et al.* 2012), cez zníženie efektivity prevádzky poľnohospodárskych družstiev a spoločností vedúcej k prepúšťaniu zamestnancov (EDWARDS *et al.* 2008), až po kritické dopady vo vodnom hospodárstve, ako napríklad významný pokles výšky vodných hladín veľkých vodných nádrží (MYDLA 2012), čo vedie k nútenému znižovaniu prietokov vodných tokov s dôsledkami v závislom priemysle, či priamo v dodávkach pitnej vody pre obyvateľstvo (SCHMITT 2005). Treba však podotknúť, že časová škála 12 mesiacov bola stanovená arbitrárne, kritickým zvážením dostupných publikovaných vedeckých prác i empirických informácií o rôznych dopadoch sucha v rôznych odvetviach hospodárstva a životného prostredia v Slovenskej republike. Ako prahovú hodnotu indexu SPEI vyjadrujúcu mimoriadne sucho (2,3 % všetkých prípadov) sme podľa metodiky (VICENTE-SERRANO *et al.* 2010) zvolili (-1,5).

Hodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu v regióne Horného Požitavia bolo vykonané aplikovaním modifikovanej metódy podľa Hlavinku *et al.* (2009). Podstata metódy spočíva v nájdení najtesnejšej, ale logickej korelácie medzi hodnotou SPEI pre jednotlivé mesiace, resp. kombináciu mesiacov a výnosom poľnohospodárskej plodiny (t/ha) v danom roku. Vykonaním tohto procesu bola najtesnejšia korelácia jednomesačného SPEI a výnosu repky olejnej (t/ha) nájdená v mesiacoch od marca do augusta, a to medzi rokmi 1985 – 2012.



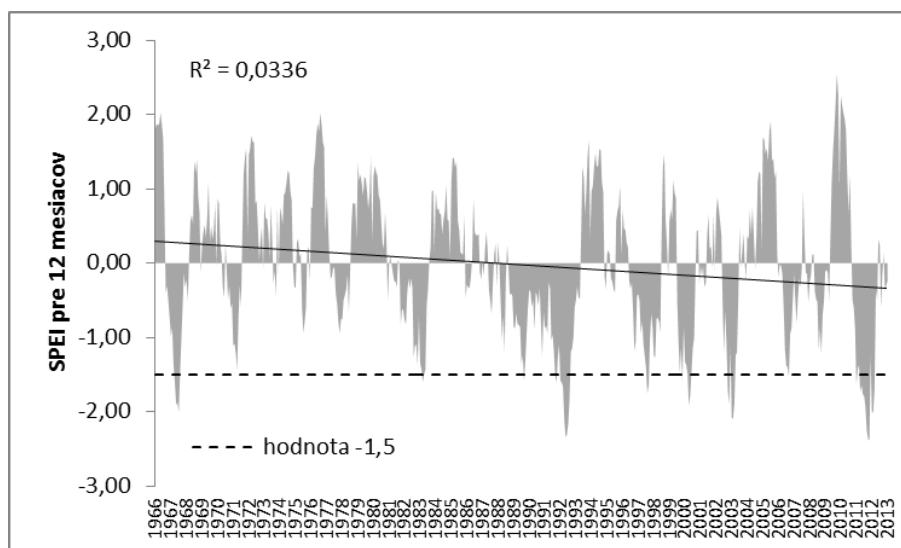
Obr. 1: Korelácia medzi augustovou hodnotou SPEI pre šesť mesiacov a výnosu repky olejnej (t/ha).

Na základe toho sme pre vyjadrenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu použili augustovú hodnotu SPEI pre šesť mesiacov. Dôvodom kratšieho obdobia korelačnej analýzy v porovnaní s radom dát SPEI (1966 – 2013) je obmedzená dostupnosť štatistických dát výnosu repky olejnej v oblasti. Na obr. 1 je znázornená korelácia výnosu repky olejnej (t/ha) a augustovej hodnoty SPEI pre šesť mesiacov. Uvedenú koreláciu významne narušuje rok 2010, ktorý, ako je známe, bol zrážkovo mimoriadne nadnormálny.

Korelácia vykázala signifikantnosť na hladine významnosti $\alpha=0,01$. Štatistická významnosť bola v tomto prípade, ako aj v prípade testov signifikantnosti trendov časových radov, hodnotená testom významnosti korelačného koeficienta.

Výsledky a diskusia

Hodnotenie výskytu sucha použitím dvanásťmesačného indexu SPEI preukázalo cyklické striedanie sa suchých epizód s epizódami s pozitívnou klimatickou bilanciou. Ako mimoriadne suché boli predmetným nástrojom vyhodnotenú obdobia: august 1967 – január 1968, august 1982 – jún 1984, august 1989 – marec 1994, máj 1997 – máj 1999, jún 2000 – august 2001, máj 2003 – máj 2004, december 2006 – jún 2008 a september 2011 – apríl 2013. Menej významné obdobia sucha sa vyskytovali aj medzi uvedenými epizódami ako je zreteľné z obr. 2.



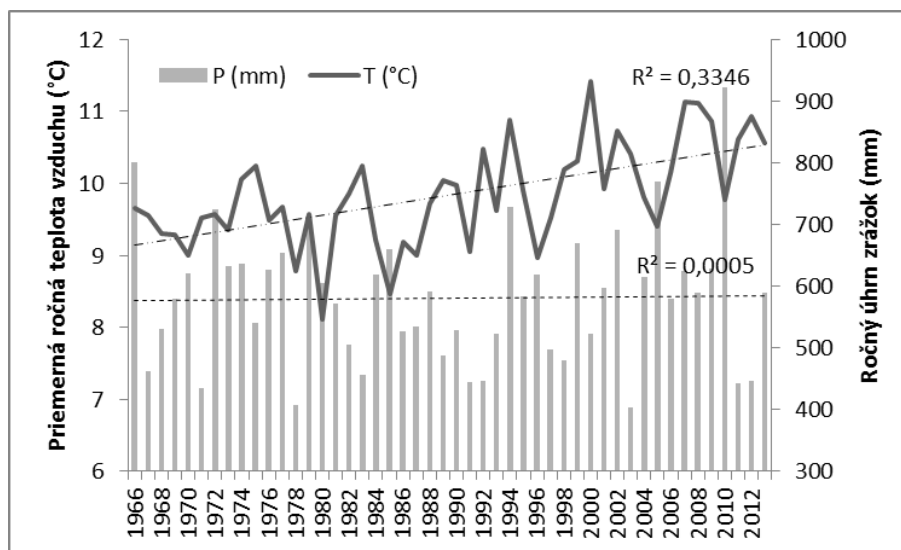
Obr. 2: Zobrazenie priebehu indexu SPEI pre dvanásť mesiacov s vynesím lineárneho trendu časového radu a naznačením prahovej hodnoty indexu (-1,5).

K uvedenému je potrebné doplniť, že dlhotrvajúca epizóda sucha nemusí mať nutne zreteľné a jasné prejavy v reálnych podmienkach, vedúce okamžite po vzniku sucha ku škodám. Mnoho závisí na priebehu počasia a najmä na čase výskytu suchej epizódy. To znamená, že napríklad epizóda sucha v decembri má relatívne latentné prejavy, nakoľko nepostihuje poľnohospodársku produkciu a priame ekologické väzby. Na druhej strane je však pravdepodobne zreteľná pre vodohospodárov pozorujúcich postupný pokles výšky hladiny vo vodných nádržiach alebo pokles hladiny podzemnej vody. Tento fenomén je v zahraničnej literatúre nazývaný ako „zelené sucho,, (BELL *et* MOLLER 2006). Je však viac či menej pravdepodobné, že navzdory neprejavovaniu sa sucha v čase vegetačného pokoja sa jeho kumulácia odrazí, v prípade nepriaznivého priebehu počasia, v nasledujúcich mesiacoch v reálnych a kvantifikovateľných dopadoch. Podobne tomu bolo aj v prípade obdobia sucha medzi rokmi 2011 – 2012 na východnom a severnom Slovensku, kedy bol zaznamenaný rekordný pokles zásoby vody vo veľkých vodných nádržiach Liptovská Mara, Ružín a Domaša (MYDLA 2012).

Analýza trendu časového radu dvanásťmesačného SPEI preukázala pretrvávajúci pokles počtu relatívne vlhkých epizód a stúpajúci počet suchých epizód v rámci sledovaného obdobia. Test

štatistickej významnosti preukázal signifikantnosť trendu na hladine významnosti=0,01. Otázkou však zostáva, čo spôsobuje tento arídny trend, nakoľko výsledky autorov VIDO *et al.* (2014) vykázali pre túto stanicu za rovnaké obdobie (1966 – 2013) v podstate vyrovnaný trend zrážkových odchýlok. Odpoveď je zreteľná pri porovnaní dlhodobého trendu priemernej ročnej teploty vzduchu na danej stanici s trendom ročných úhrnov zrážok (obr. 3).

Z obrázku je zjavné, že rozdiel výsledkov predkladaného príspevku s výsledkami autorov v práci VIDO *et al.* (2014) je spôsobený použitím rozdielneho indexu, čo v konečnom dôsledku viedlo k odlišným záverom. Z uvedeného vyplýva, že použitie SPEI pri výskume sucha je omnoho aktuálnejšie a efektívnejšie vzhľadom k významným zmenám teploty vzduchu v posledných desaťročiach, čo vedie k rastu potenciálnej evapotranspirácie. Na túto komparatívnu výhodu poukázali aj samotní autori indexu SPEI (VICENTE-SERRANO *et al.* 2010). Výsledky trendovej analýzy naznačujú nepriaznivé vyhliadky pre región v súvislosti s výskytom mimoriadnych epizód sucha. Otáznym v tejto súvislosti zostáva vývoj v budúcnosti. Ak by sa naplnili pesimistické scenáre vývoja klimatickej zmeny v oblasti (LAPIN *et al.* 2010), znamenalo by to potenciálne významné zvýšenie nebezpečenstva pre socioekonomickú sféru, čím by sa mali zaoberať aj dotknuté orgány štátnej a verejnej správy.



Obr. 3: Trendová analýza priemernej ročnej teploty vzduchu a ročného úhrnu atmosférických zrážok na stanici Arborétum Mlyňany SAV v období (1966 – 2013).

Trendová analýza hodnôt SPEI podľa jednotlivých mesiacov v období 1966 – 2013 bola vypracovaná za účelom sledovania pozitívnych (humídny trend), negatívnych alebo nezmenených tendencií vo vzťahu k frekvencii výskytu sucha. Výsledky ukázali, že prvé tri mesiace v roku zaznamenávajú v sledovanom období vzostupný trend smerom k humídnejšej klíme, avšak pre január a február bez štatistickej významnosti, a v mesiaci marec iba na hladine významnosti $\alpha=0,25$. Významný rozdiel čo do trendu, ako aj signifikantnosti, pozorujeme v mesiaci apríl. Tu vykazuje analýza štatisticky významný nárast počtu suchých období, teda arídny trend. Štatistická významnosť bola nájdená na hladine $\alpha=0,05$. V mesiaci máj sledujeme nesignifikantný trend naznačujúci zlepšenie pomerov klimatickej bilancie vo vzťahu k suchu. Letné mesiace (jún, júl, august) vykazujú zhodne arídny trend so štatistickou významnosťou $\alpha=0,25$ po $\alpha=0,1$. V mesiacoch september a október sme nezaznamenali žiadnu zmenu vo frekvencii výskytu suchých alebo naopak humídnych epizód. November zaznamenal klesajúci (arídny), štatisticky málo významný trend na hladine signifikantnosti $\alpha=0,25$. Záver roka vykazuje súhlas s predpokladanými scenármi klimatickej zmeny pre danú oblasť v zimných mesiacoch (LAPIN *et al.* 2010), teda humídny trend, avšak bez zistenej štatistickej významnosti. Hore uvedené výsledky sú prehľadne zostavené v tab. 1.

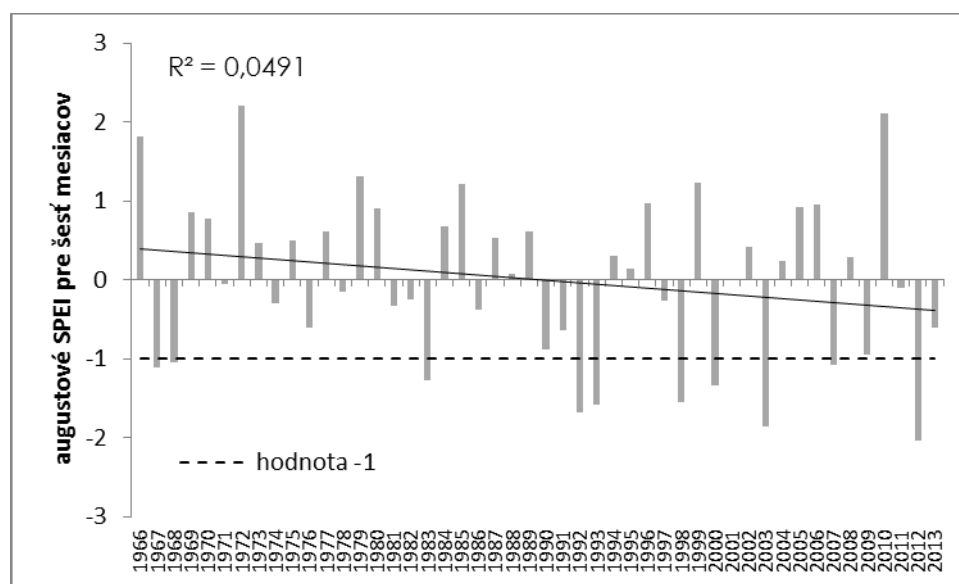
Tabuľka 1: Trendy aridity/humidity pre jednotlivé mesiace v roku v období 1966 – 2013.

mesiac	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	Máj	Jún	Júl	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dec.
indikátor trendu	▲	▲	▲	▼	▲	▼	▼	▼	—	—	▼	▲
hladina významnosti	no sig.	no sig.	$\alpha=0,25$	$\alpha=0,05$	no sig.	$\alpha=0,1$	$\alpha=0,25$	$\alpha=0,1$	-	-	$\alpha=0,25$	no sig.

▲ – humídny trend ▼ – arídny trend — – vyrovnaný trend

Trendy obdobia mesiacov od apríla až po august, okrem nesignifikantného rastu v máji, sú súhlasné s výsledkami analýz autorov LAPIN *et al.* (2010) pojednávajúcich o vývoji sýtostného doplnku, resp. rastu evapotranspirácie v danej oblasti. Predovšetkým signifikantný arídny trend v mesiaci apríl je varovným signálom naznačujúcim nepriaznivý výhľad rizika sucha v jarňých mesiacoch ak dôjde k naplneniu tak optimistických, ako i pesimistických scenárov vývoja klímy v budúcnosti. Zistenia arídneho trendu v mesiaci apríl, resp. v jarňých mesiacoch, je v súlade s výsledkami autorov NOVÁKA *et ŽALUDNEJ* (1996).

Zhodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu v danej oblasti, vyjadrených pomocou korelácie augustového SPEI pre šesť mesiacov a hektárových výnosov repky olejnej, preukázalo relatívne tesnú väzbu týchto znakov. Z uvedeného vyplýva, že na odhad dopadov sucha má najväčší vplyv klimatická bilancia v období od marca do augusta t. j. v postate bilancia vegetačného obdobia. Na základe zistených skutočností bol skonštruovaný časový rad hodnôt augustového SPEI pre šesť mesiacov obr. 4.



Obr. 4: Zobrazenie hodnôt augustového SPEI pre šesť mesiacov s vynesением lineárneho trendu časového radu a naznačením hodnoty indexu (-1) (dosiahnutie/prekročenie indikuje závažné sucho).

Na základe analýzy bol prepad produkcie repky olejnej, resp. poľnohospodárskej produkcie z dôvodu sucha, zistený v rokoch 1967, 1968, 1983, 1991, 1992, 1998, 2000, 2003, 2007 a 2012. Menšie prepady sa vyskytovali aj mimo uvedených epizód, uvedené sú však iba roky v ktorých hodnota predmetného indexu dosiahla alebo prekročila hodnotu -1.

Porovnanie výsledkov s údajmi získanými z poľnohospodárskeho družstva v obci Neverice potvrdzuje správnosť hypotézy a zvolenej metodiky. HORNÁČEK (2014) uvádza dopady sucha v poľnohospodárskom družstve od roku 2000 do 2012. V roku 2000 (hodnota indexu -1,34) a aj v roku 2003 (hodnota indexu -1,86) si dopady sucha vynútili zriadenie dočasnej vodnej zdrže, vybudovanie dopájacieho zariadenia pre hospodárske zvieratá, ako aj potrebu dodatočného dokrmovania zvierat

z dôvodu nedostatku prirodzenej pastvy. Tieto opatrenia mali dopad na ekonomiku prevádzky danej spoločnosti. Sucho roku 2012 sa prejavilo v sústave podniku všeobecným nízkym vzrastom poľnohospodárskych plodín čo viedlo k nízkym úrodám.

Zaujímavým sa javí taktiež porovnanie šesťmesačného SPEI v súvislosti s publikovanými dopadmi sucha na zbierku drevín Arboréta Mlyňany. Následky závažnej epizódy sucha v roku 1983 (hodnota indexu -1,27) sa v zbierke arboréta prejavili v znížení odolnosti drevín voči chorobám a škodcom (znížil sa ich prírastok, plodnosť semien), a celkovom oslabení fyziologickej aktivity drevín (najmä stromovitých exemplárov vysokého veku, citlivejších stálozelených drevín a pod.), čím sa vytvorila priaznivá dispozícia pre sekundárnych biotických škodcov (koreňové hniloby, drevokazné huby, sekundárni hmyzí škodcovia, a pod.) (HRUBÍK 1987). BENČAĽ *et al.* (1986) tiež uvádzajú, že najmä nepriaznivá zrážková situácia vo vegetačnom období roku 1983 si vyžiadala vynaloženie nemalých finančných prostriedkov na realizáciu záchranných prác na drevinách arboréta.

Výsledky poukázali na vhodnosť zvoleného metodického prístupu sledovania dopadov sucha nie iba v poľnohospodárskych sústavách, ale taktiež na činnosti lesníckeho charakteru či ekologických väzieb v regióne. Na základe tejto istoty môžeme pri sledovaní trendu augustového indexu SPEI pre šesť mesiacov konštatovať, že v období rokov 1966 – 2013 sme pozorovali signifikantne klesajúci trend smerom k arídnejšiemu charakteru klímy, čo môže v súvislosti s predpokladaným vývojom (LAPIN *et al.* 2010) viesť k významnému zvýšeniu rizika sucha pre poľnohospodárstvo, lesníctvo, krajinárstvo a v prenesenom zmysle slova aj na ochranu prírody v regióne.

Záver

Predkladaný príspevok si kládol za cieľ zhodnotiť epizódy sucha vyskytujúce sa v období 1966 - 2013 v regióne Horného Požitavia použitím indexu SPEI, vyhodnotiť trend časového radu odchýlok SPEI za účelom zistenia trendu aridity alebo humidity, trendovú analýzu v rámci jednotlivých mesiacov v skúmanom období a hodnotenie dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu na príklade repky olejnej.

Výsledky poukázali na skutočnosť, že sucho sa v oblasti vyskytuje pravidelne, pričom trendová analýza naznačuje, že frekvencia jeho výskytu sa v predmetnom období stupňovala, resp. bol zistený trend smerom k arídnejším klimatickým podmienkam.

Analýza trendu SPEI v jednotlivých mesiacoch preukázala zhodnosť s doteraz publikovanými prácami z oblasti regionálnych modelov klimatickej zmeny. Humidnejšie podmienky v zimných a suchšie pomery v jarných a letných mesiacoch.

Analýza dopadov sucha na poľnohospodársku produkciu v oblasti preukázala vhodnosť použitia metódy. Ďalej analýza poukázala na sucho ako signifikantný fenomén postihujúci agrárny sektor v regióne s negatívnym vývojom, v prípade pretrvávania zisteného trendu.

PodĎakovanie

Tento príspevok je výsledkom realizácie projektov VEGA č.: 1/1130/12, VEGA 1/0281/11, VEGA 1/0463/14, VEGA 2/0101/14 MŠVVaŠ SR a SAV; a Agentúry na podporu výskumu a vývoja v rámci zmluvy č.: APVV-0423-10, a APVV-0303-11.

Literatúra

- BELL, S., MOLLER, M., 2006: The Green Drought. Australian Humanities Review, 38.
<http://www.australianhumanitiesreview.org/archive/Issue-April-2006/EcoBell.html>
- BENČAĽ, F., HRUBÍK, P., TÁBOR, I., 1986: Auswertung der extremen klimabedingungen im Jahr 1983 und ihr einfluss auf die Gehölze in dem Arboretum Mlynany. In: Folia dendrologica, č. 13., VEDA, Bratislava, s. 331-356.

- EDWARDS, B., GRAY, M., HUNTER, B., 2008: Social and economic impacts of drought on farm families and rural communities: submission to the drought policy review expert social panel. Australian Institute of Family Studies, Melbourne, Vic.
http://www.pc.gov.au/__data/assets/pdf_file/0006/83058/sub092.pdf
- HEIM, R. RICHARD., 2002: A review of Twentieth-Century drought indices used in the United States. In: *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 83, Issue 8, p. 17.
- HLAVINKA, P., TRNKA, M., SEMERÁDOVÁ, D., DUBROVSKÝ, M., ŽALUD, Z., MOŽNÝ, M., 2009: Effect of drought on yield variability of key crops in Czech Republic. *Agricultural and Forest Meteorology*, 149 (3-4), p. 431 – 442.
- HORNÁČEK, P., 2014: Poľnohospodárske družstvo Neverice, Zlaté Moravce, 7. marca 2014. Osobná komunikácia.
- HRUBÍK, P., 1987: Charakteristika klimatických podmienok Arboréta Mlyňany SAV a ich vplyv na cudzokrajné dreviny v posledných rokoch (1971-1986). In: *Rosalia*, č. 4, Nitra, s. 81-112.
- LAPIN, M., GERA, M., KREMLER, M., 2010: Scenáre zmeny teploty a vlhkosti vzduchu na Slovensku a možné dôsledky v mestách. In: *Životné prostredie*. 2010, roč. 44, č. 5, s. 227-231.
- MCKEE, T.B., DOESKEN, J.N., KLEIST, J., 1993: The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Eighth Conference on Applied Climatology, 17.-22.1.1993, Anaheim, California, p. 179–184.
- MYDLA, D., 2012: Vplyv nedostatku zrážok v roku 2011 na prevádzku vodných stavieb Veľké Domaša a Ružín. In: *Vodohospodársky spravodajca*. 2012, roč. 53, č. 7-8, s. 18-21.
- NOVÁK, V., ŽALUDNÁ, I., 1996: Očakávané zmeny evapotranspirácie a produkcia biomasy nížinných oblastí Slovenska v podmienkach globálnych zmien klímy. In: *XII. Česko-slovenská bioklimatologická konferencia*, 1996, Veľké Bílovice.
- SCHMITT, C., 2005: The effects of the 2001 - 2002 drought on Maine drinking water supplies. The University of Maine, January 2005.
http://umaine.edu/mitchellcenter/files/2012/06/Drought_digest.pdf
- SIMELTON, E., FRASER, E.D.G., TERMANSEN, M., BENTON, T.G., GOSLING, S.N., SOUTH, A., ARNELL, N.W., CHALLINOR, A.J., DOUGILL, A.J., FORSTER, P.M., 2012: The socioeconomics of food crop production and climate change vulnerability: a global scale quantitative analysis of how grain crops are sensitive to drought. *Food Sec*, 4 (2), p. 163 – 179.
- SIVAKUMAR, M., MOTHA, R., DAS, H. 2005: Natural disasters and Extreme events in agriculture. Springer, Berlin, 376 p.
- THORNTHWAITE, C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38, 55-94.
- VICENTE-SERRANO S.M., BEGUERÍA, S., LÓPEZ-MORENO, J.I., 2010: A Multi-scalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index – SPEI. *Journal of Climate* 23: 1696-1718.
- VIDO, J., VALACH, J., ŠKVARENINA, J., 2014: Zhodnotenie výskytu sucha použitím indexu SPI v regióne Horného Požitavia. In: *Extrémy 2014* [In Press].
- WILHITE, D.A., GLANTZ, M.H., 1985: Understanding the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International*, 10, 111-120.

60 let lesnicko-hydrologického výzkumu v Moravskoslezských Beskydech (1953-2013)

Zdeněk Vícha, Zora Lachmanová, Kateřina Neudertová Hellebrandová

Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, v.v.i., Strnady 136, 252 02 Jíloviště

Abstrakt

Od hydrologického roku 1954 probíhá ve dvou malých lesních povodích Červík (CE) a Malá Ráztoka (MR) v Moravskoslezských Beskydech výzkum zaměřený na sledování vlivu lesních porostů na vodní bilanci. Hlavním cílem výzkumu je popsat a vyhodnotit dopad obnovních zásahů v lesních porostech a změny druhové skladby porostů na odtoky vody z povodí. Proto po dvanáctiletém bezzásahovém (kalibračním) období proběhly na obou povodích zrychlené porostní obnovy s částečnou změnou druhové skladby zakládáných porostů, které byly ukončeny v polovině 80. let 20. století. Z vyhodnocení šedesátiletých hydrologických dat je patrná výraznější změna v odtokových poměrech na povodí MR, kde došlo vlivem radikálních těžeb spolu se změnou druhové skladby ke zvýšení odtoků zejména ve srážkově málo bohatých letech a také v době tání sněhu. V období po roce 1979 (vrcholící obnovy porostů) byly zaznamenány nejvyšší průměrné průtoky i přes nižší srážkové úhrny oproti dřívějším obdobím. Vzájemné vztahy mezi srážkami a odtoky jsou velice těsné a spolu s půdními a orografickými podmínkami limitují možné účinky lesů. V průběhu dlouholetého měření se ukázalo, že působení lesů na vodní režim povodí, zejména v oblasti extrémních průtoků (minimálních i maximálních), je sice omezené, nikoliv však bezvýznamné.

Klíčová slova: experimentální povodí, lesnická hydrologie, Moravskoslezské Beskydy, porostní obnovy, vodní bilance, vodní účinky lesa

Úvod

V lesích pramení významná část vodních toků v ČR a zejména v horských a podhorských oblastech má mnoho toků plně či z velké části zalesněná povodí. Ani nedotčené lesy v přírodě blízkém stavu nejsou schopny zabránit vzniku povodní vyvolaných extrémními srážkovými úhrny. Lesní ekosystémy, však ve srovnání s jinými typy prostředí, dokáží účinněji transformovat povrchový odtok na podpovrchový, zejména díky vyšší retenční kapacitě lesních půd (Mapa, 1995).

Vývoj srážko-odtokových poměrů v závislosti na provedených změnách vegetačního krytu (odlesnění, zalesnění, změna druhové skladby) je sledován na mnoha povodích ve světě (Bosch et al., 1982; Brown et al., 2005). V Československu započala podrobnější lesnicko-hydrologická měření v roce 1928 v Javorníkách na povodích Kýchové a Zděchovky (Válek, 1962, 1977). Tato měření byla ukončena v roce 1955. Počátkem padesátých let 20. století byla založena experimentální povodí Červík (CE) a Malá Ráztoka (MR) v Moravskoslezských Beskydech. Výzkumná měření v nich byla zahájena k 1. listopadu 1953 a bez přerušení trvají do současnosti. Cílem bylo sledovat vliv lesů na odtok vody a popsat hydrologickou účinnost lesa, stanovit jeho vliv na vodní bilanci v pramenných oblastech, zjistit do jaké míry ovlivňují těžební a pěstební zásahy vodní režim, navrhnout optimální druhovou skladbu porostů a zásady porostní výchovy (Zelený, 1979). I přes určité změny původního zadání a dílčí úpravy metodiky, zůstala zachována kontinuita měření hlavních prvků vodní bilance. Máme tak k dispozici již šedesátileté řady dat.

Materiál a metody

Experimentální povodí Červík (CE) se nachází nad obcí Staré Hamry, v Zadních horách Moravskoslezských Beskyd. Bystřiny pramenící v tomto povodí se nad měrným profilem stékají v potok Červík, který se po cca. 2 km vlévá do údolní vodárenské nádrže Šance. Povodí je 100 % lesnaté, v době založení experimentu s 85 % zastoupením jehličnatých dřevin (především smrku

s příměsí jedle). Povodí CE se přirozeně větví na dvě, rozlohou téměř stejná, podpovodí označovaná CA a CB. Pro výzkumné účely bylo přistoupeno k metodě párových povodí, vzájemně odlišných způsoby lesnického hospodaření. Lesní porosty v povodí CA byly od roku 1966 po dobu přibližně 20 let zrychleně obnovovány. Po ukončení porostních obnov je smrk zastoupen 81 %, podíl buku byl zvýšen na 17 %. Povodí CB bylo ponecháno bez úmyslných lesnických zásahů, pouze s tzv. nahodilými těžbami výběrem jednotlivých stromů.

Experimentální povodí Malá Ráztoka (MR) je situováno nad obcí Trojanovice, na strmějších severozápadních svazích Moravskoslezských Beskyd, výrazněji otevřených převládajícímu směru vzdušného proudění. Povodí je rovněž 100 % lesnaté. V době založení experimentu převažoval v dřevinné skladbě buk, ten byl po provedených porostních obnovách, které probíhaly v letech 1966 – 1985, nahrazen smrkem na 50% rozlohy povodí. V současné době je hlavní dřevinou smrk. Podrobnější charakteristika obou povodí je uvedena v tab. 1.

Tabulka 1: Charakteristika experimentálních povodí Červík a Malá Ráztoka.

	Červík	Malá Ráztoka
Východní zeměpisná délka	18° 23′	18° 15′
Severní zeměpisná šířka	49° 27′	49° 30′
Rozloha (km ²)	1,85	2,08
Nadmořská výška	640 - 960	602 - 1084
Průměrná plošná sklonitost podle Herbsta v %	30	50
Převládající expozice toku	severovýchodní	severozápadní
Délka toku (m)	1945	2000
Nadmořská výška pramene bystřiny	900 m n.m.	962 m n.m.
Průměrný spád bystřiny v %	13,9	22,8
Geologický podklad	godulský pískovec, istebňanské břidlice	godulský pískovec
Mechanický půdní typ	písčítý, jílovito-hlinitý	hlinito písčítý
Současné zastoupení dřevin v % (dle LHP 2005 – 2014)		
smrk	80,66	67,5
jedle	1,28	0
buk	17,3	21,93
ost. list.	0,78	10,57
Zásoba dřevní hmoty na 1 ha v m ³	261	146
Průměrná roční teplota (°C)	6,5	6,9
Průměrné roční srážky (mm)	1136,2	1251,7
Průměrný roční odtok (mm)	651,3	908,6

Výzkum v povodích CE a MR spočívá ve zjišťování vlivů hospodaření v lesích na odtokové poměry ve srovnání se základním stavem lesa, a to za odlišných geologických, orografických a porostních podmínek, kterými se malá povodí liší. Během dvanáctiletého kalibračního období (1954-1966)

probíhalo za těžebního klidu měření a sledování prvků vodní bilance. Poté bylo na povodí MR a dílčím podpovodí CA přistoupeno k radikálním obnovám porostů. Obnova porostů v povodí MR probíhala formou postupně přiřazovaných pruhových sečí, které byly následně zalesňovány především smrkem. Tento, z dnešního pohledu, překonaný postup vycházel ze zadání výzkumu: prokázat, zda a jakým způsobem záměna dřevin ve prospěch smrku ovlivní vodní režim v povodí. Obdobný byl i postup obnov v povodí CA, holosečná obnova byla prováděna třikrát rychleji, než v běžné praxi. Původně mělo být při obnově dosaženo převládajícího zastoupení buku a vytvořit tak opak k situaci v MR, ale vzhledem k obtížnosti takové změny pro lesní provoz a nedostatku požadovaného sadebního materiálu k tomu nedošlo a v obnovených porostech opět převládá smrk.

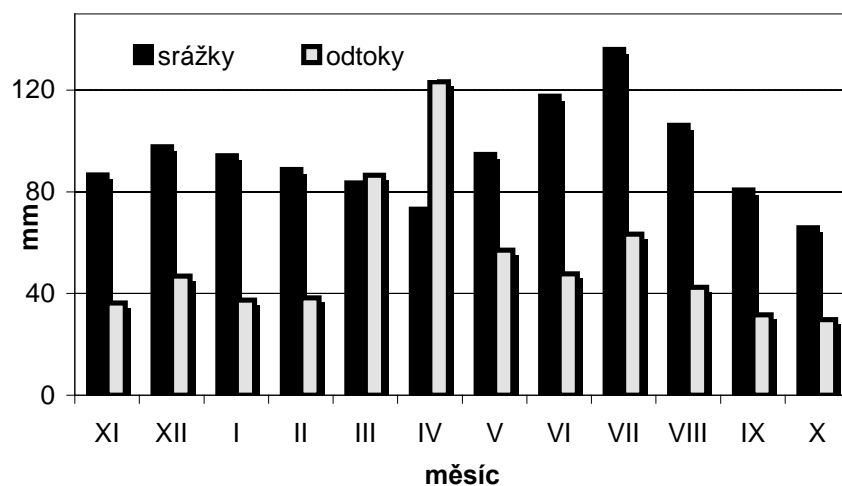
Pro sestavení každoroční vodní bilance povodí jsou stěžejními vstupy přesně změřené srážky a odtoky vody. Měření těchto prvků je proto prováděno kombinací více způsobů, aby výsledné hodnoty byly co nejpřesnější a zohledňovaly i možné mikroklimatické rozdíly uvnitř povodí. Doplnkově jsou měřeny a sledovány i další veličiny (teploty vzduchu, vlhkost vzduchu, délka a intenzita slunečního svitu).

Srážky jsou v povodích měřeny klasickými srážkoměry, v letním období jsou užívány i týdenní ombrografy zaznamenávající časový průběh srážek. Sumární měsíční srážkové úhrny jsou měřeny v totalizátorech, které jsou na každém povodí v počtu čtyř kusů. Tři z nich jsou umístěny ve vrcholových partiích povodí, na rozvodnici, jeden pak uprostřed povodí. Totalizátory jsou naplněny nemrznoucím roztokem CaCl_2 , což umožňuje měření i v zimním období. Pomocí Hortonovy polygonové metody (Krešl, 2001) jsou ze změřených srážkových úhrnů počítány průměrné srážky pro povodí. V roce 1998 byly na povodích instalovány člunkové překlápěcí srážkoměry SR 02, umožňující zachytit průběh srážek v minutových intervalech. Tyto srážkoměry jsou spolu s dalšími přístroji (senzory teploty vzduchu, vody a absolutní vlhkosti vzduchu) napojeny na řídicí jednotku MS 4016 (výrobce FIEDLER, České Budějovice). V chladném období roku (XI – V) jsou srážky měřeny klasickými metodami – měření denních srážek rozpuštěním sněhu ze srážkoměrů, měření výšky sněhu a zjišťování vodní hodnoty sněhu. Od roku 2005, kdy byla na CE založena plocha intenzivního monitoringu zdravotního stavu lesa programu ICP Forests, je kontinuálně měřena teplota a vlhkost vzduchu, sluneční záření, rychlost a směr větru. Vlhkost, teplota půdy a půdní vodní potenciál jsou měřeny půdními čidly v hloubce 10 cm, 30 cm a 50 cm. Čidla jsou připojena k dataloggeru MODULOG (EMS Brno) s GSM modemem pro průběžné předávání dat.

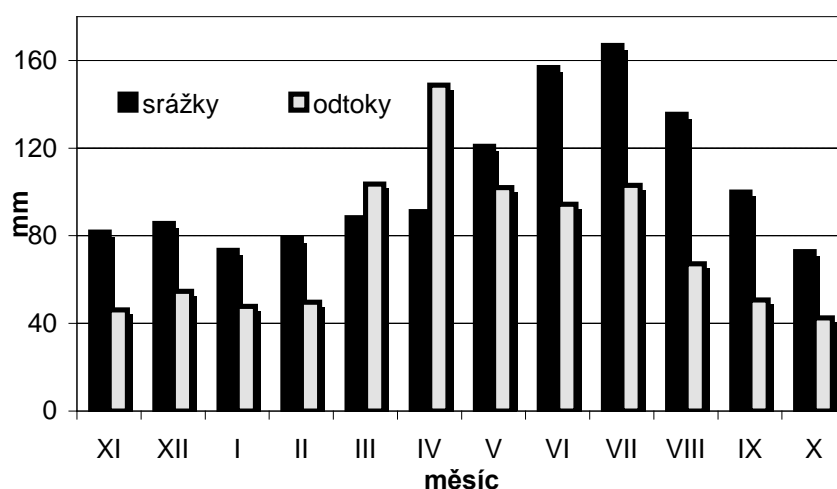
Průtok je měřen v žulových žlabech s obdélníkovým průtočným profilem. Na povodí MR je jeden měrný žlab, v povodí Červík jsou tři – tzv. hlavní žlab pro celé povodí CE a vedlejší žlaby pro podpovodí CA a CB, které byly vybudovány na konci kalibračního období, v roce 1966. Pro všechny žlaby byly na základě podrobných hydrometrických měření sestaveny konzumpční křivky, které jsou průběžně ověřovány měřením průtoků kalibrovanou nádobou, po opravě dna žlabů po povodni z roku 1997 bylo provedeno opakované hydrometrování vrtulí. Výška hladiny vody ve žlabech je kontinuálně zapisována plovákovými limnigrafy Ott, od roku 1998 pak také ultrazvukovými sondami US 300 s minutovými záznamy a ukládáním desetiminutových průměrů do paměti monitorovací stanice MS 4016.

Výsledky a diskuse

V povodí CE spadlo v letech výzkumu průměrně 1130,9 mm srážek ročně a odteklo 645,6 mm, průměrný denní průtok q_a za hydrologické roky 1954 - 2013 byl 20,5 l.s .km⁻², průměrný roční odtokový koeficient byl 0,57. V povodí MR spadlo průměrně ročně 1250,0 mm srážek a odteklo 906,6 mm s průměrným průtokem q_a 28,8 l.s.km⁻², průměrná hodnota odtokového koeficientu byla 0,73. Povodí MR, které leží v tzv. Předních horách a je exponované severozápadnímu vzdušnému proudění, vykazuje dlouhodobě o cca. 10 % větší srážkové úhrny oproti nedalekému povodí CE, které se nachází v deštém stínu Zadních hor (obr.1, 2). Podrobný přehled naměřených dat uvádí např. (BÍBA et al., 2006).



Obr. 1: Červík - průměrné měsíční úhrny srážek a odtoků v letech 1954 – 2013.



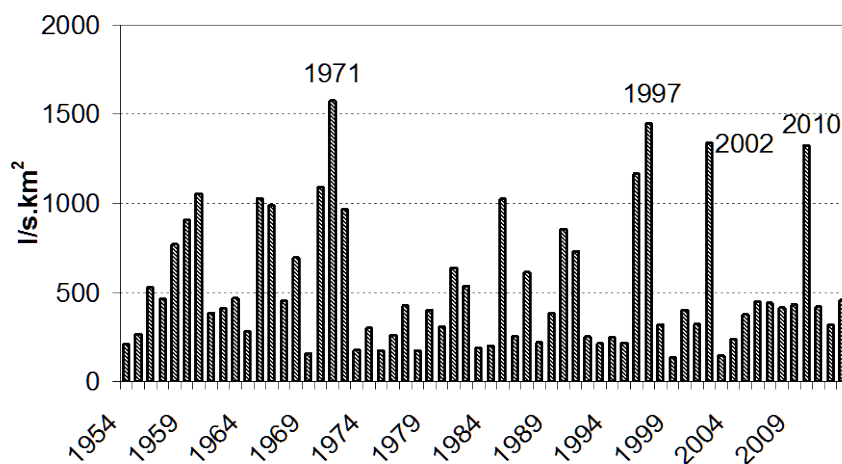
Obr. 2: Malá Ráztoka - průměrné měsíční úhrny srážek a odtoků v letech 1954 – 2013.

Roční chod srážek na povodích je značně diferencovaný. V letních měsících se na povodích vyskytují intenzivní přivalové deště často doprovázené bouřkami, které mohou mít i v rámci malého povodí rozdílnou intenzitu, výjimečně přesahující i 2 mm za minutu. Zaznamenané srážkové úhrny těchto přivalových dešťů dosahují až 70 mm a dochází při nich i v lesním prostředí ke vzniku povrchového odtoku soustředovaného povrchovými rýhami do vodotečí. Srážkově vydatné jsou i tzv. regionální deště, které jsou až 10 x méně intenzivní než bouřkové lijáky, ale trvají několik dní a jejich celkový úhrn je vysoký. Odtoky vody z povodí jsou závislé na rozložení srážek během roku. V jarních měsících jsou každoročně navyšovány při tání sněhu. Tání sněhu je v horských povodích pozvolné, zvýšené průtoky jsou zaznamenávány po delší čas, kulminační průtoky jsou během období tání výrazně nižší než kulminace z letních dešťů. Za dobu měření v beskydských povodích nepřesáhla kulminace průtoky po tání sněhu 1/10 hodnoty letních vln. V letních měsících je většinou zaznamenáno několik výraznějších průtokových vln, které se však vyznačují krátkou dobou trvání a jsou při nich dosahovány maximální hodnoty kulminačních průtoků. Minimální odtoky vody z povodí jsou pozorovány koncem léta a počátkem podzimu (září, říjen), kdy se již zpravidla nevyskytují intenzivnější deště. V zimních měsících jsou odtoky z povodí vyrovnané a k případnému zvýšení dochází jen při oblevách.

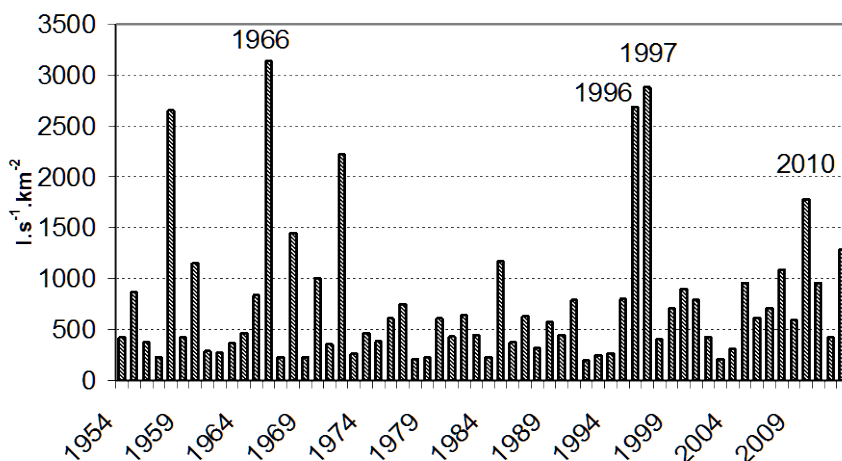
Na povodí CE bylo v letech 1954 – 2013 zaznamenáno 18 povodní s kulminačními průtoky $q_{\max} > 600 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, z toho 9 s $q_{\max} > 1000 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Nejvyšší kulminace průtokové vlny byla zaznamenána 1. 8.

1971 - $1576,2 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, v roce 1997 pak byla kulminace v noci z 8. na 9. července – $1448 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. V povodí MR bylo ve stejném období zaznamenáno 28 kulminací s $q_{\max} > 600 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ a 12 s $q_{\max} > 1000 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Nejvyšší kulminace průtoku byla zaznamenána po bouřkovém lijáku dne 25. 7. 1966, a to $3144 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Dne 7. 7. 1997 byla kulminace $2984 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$. Hodnoty kulminačních průtoků v povodí MR dosahují zhruba dvojnásobné hodnoty ve srovnání s povodím CE (obr. 3, 4).

Na příkladu povodní z roku 1997, které postihly značnou část území Moravy, je patrné, že lesy na prameništích a horských svazích nemohou vzniku ničivých povodní zabránit. Retenční schopnost, byť i přírodě blízkého lesa je limitována a je závislá především na retenční kapacitě lesní půdy. Ta se v závislosti na stanovištních podmínkách pohybuje v rozmezí 40 – 60 mm srážek, v příznivých podmínkách je udáváno 80 – 125 mm, (Krečmer et al., 2003). Tyto hodnoty jsou sice 5 – 9 x vyšší než u zemědělských půd, přesto při skutečně vysokých srážkových úhrnech, 150 – 200 mm souvislých srážek (Kantor, Šach, 2003), dochází i na lesních půdách ke spontánnímu povrchovému odtoku, respektive odtoku vody celým půdním profilem. Vzniku povodní za těchto extrémních srážkových úhrnů tedy les nezabrání, ale v oblasti nižších srážek lesní ekosystém účinně převádí povrchový odtok na podpovrchový.



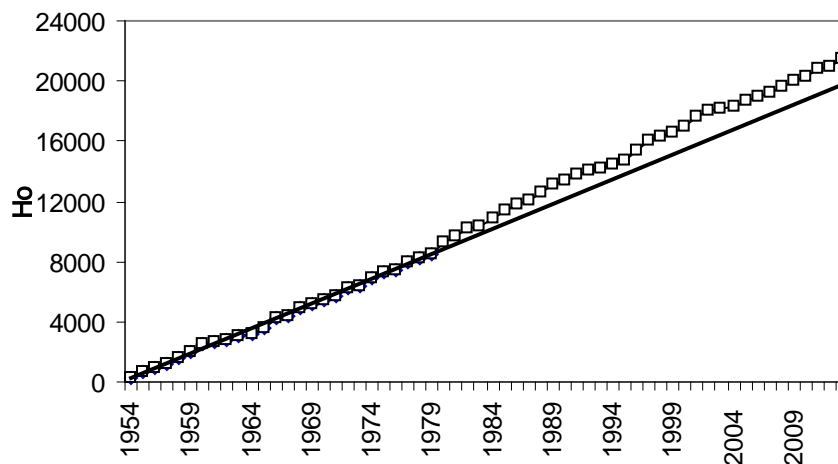
Obr. 3: Červík - kulminační průtoky.



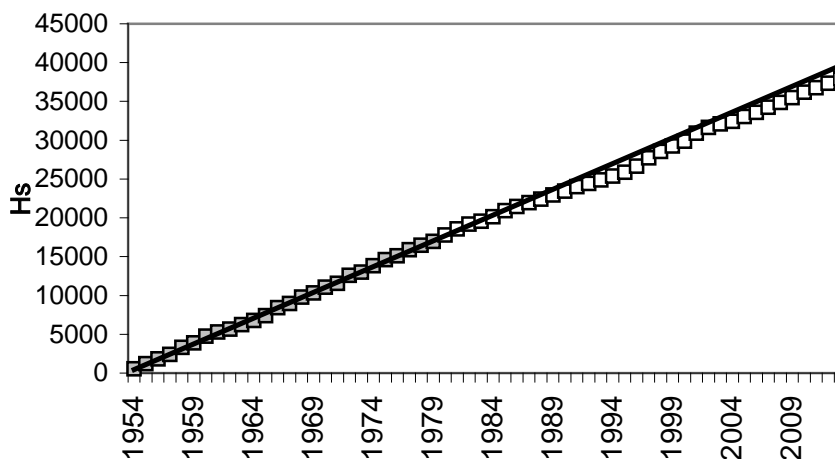
Obr. 4: Malá Ráztoka - kulminační průtoky.

Na povodí CA došlo po provedených obnovních těžbách k mírnému zvýšení odtoků, které bylo zřejmě způsobeno vytěžením porostů a následným poklesem evapotranspirace. Bosch a Hewlett (1982) uvádějí, že k maximálním změnám v odtoku dochází v prvních pěti letech po odlesnění, přičemž 10 % odlesnění má za následek nárůst ročního odtoku 20 – 25 mm v případě jehličnatých lesů (Sahin a Hall, 1996). V případě CA tak k výraznému navýšení odtoku z povodí nedošlo, pravděpodobně z důvodu

rychlého nástupu náhradního vegetačního krytu bylinného patra. Ve fázi odrůstání založených porostů pozorujeme na povodí CA snížený odtok. Možným vysvětlením tohoto jevu by mohly být závěry ze studie Vertessyho (2001), podle jeho měření mají mladé porosty větší poměr mezi bělí a vyzrálým dřevem a vyšší index listové plochy osluněné části koruny než porosty dospělé. Vztah těchto indexů znamená při stejné rychlosti transpiračního proudu vyšší transpiraci u mladších porostů než u porostů dospělých. Systematický pokles s věkem existuje také u evaporace z půdy a intercepce. Patrnější změna v odtokových poměrech nastala v povodí MR, kde po provedené obnově porostů byla výrazněji změněna druhová skladba porostů ve prospěch smrku. Zde došlo po víc než 50 % plošném zmýcení bukových porostů ke zvýšení odtoků, zejména ve srážkově málo bohatých letech a také k vyšším odtokům vody z tání sněhu. V období po roce 1979 (vrcholící obnovy porostů) byly zaznamenány nejvyšší průměrné průtoky i přes nižší srážkové úhrny oproti dřívějším obdobím (obr. 5 a 6).



Obr. 5: Součtová čára odtoků z povodí MR.



Obr. 6: Součtová čára srážek v povodí MR.

Smrk je díky ploššímu kořenovému systému schopen získávat vodu pouze z menších hloubek, půdní voda z větších hloubek, kam dosahují kořeny buku, tak navyšuje minimální odtoky z povodí. Z výsledků studií je patrné, že po odlesnění povodí dochází ke zvýšeným odtokům, přičemž průkazný vliv změny vegetačního krytu na odtoky je při změně minimálně na 20 % plochy povodí (Bosch et al., 1982).

Závěr

Dlouhodobá měření a sledování prvků vodní bilance na dvou experimentálních povodích CE a MR v Moravskoslezských Beskydách ukazují, že retenční schopnost lesního ekosystému je přirozeně

limitována zejména retenční kapacitou lesní půdy, při vysokých srážkových úhrnech (150 – 200 mm souvislých srážek), dochází i na lesních půdách ke spontánnímu povrchovému odtoku.

Významnou roli ve zlepšování hydrologických účinků lesů hraje dřevinná skladba porostů, zejména dostatečné zastoupení stanovištně vhodných listnatých dřevin, a to především z hlediska udržení dlouhodobě příznivých vlastností lesních půd.

Z vyhodnocení šedesátiletých hydrologických dat je patrná změna v odtokových poměrech na povodí MR, kde došlo vlivem radikálních těžeb spolu se změnou druhové skladby ke zvýšení odtoků zejména ve srážkově málo bohatých letech a také v době tání sněhu. V období po roce 1979 (vrcholící obnovy porostů) byly zaznamenány nejvyšší průměrné průtoky i přes nižší srážkové úhrny oproti dřívějším obdobím. Pokles odtoků, který se projevil na povodí CA, je zřejmě způsoben vyšší transpirací mladých porostů.

Z hlediska praktických doporučení pro hospodaření v lesích je nejdůležitější snaha o dlouhodobou vyrovnanost odtoků a stabilitu lesních porostů. Z tohoto pohledu je významné rovnoměrné zastoupení jednotlivých věkových stupňů, stanovištně vhodná dřevinná skladba a používání šetrných a přibližovacích technologií.

Poděkování

Autoři příspěvku děkují výzkumným pracovníkům i terénním pozorovatelům, kteří se na řešení výzkumného projektu na beskydských experimentálních povodích v průběhu let podíleli. Tento příspěvek vznikl s podporou projektu NAZV QII12A168: Stav lesních půd jako určující faktor vývoje zdravotního stavu, biodiverzity a naplňování produkčních i mimoprodukčních funkcí lesa.

Literatura

- BÍBA, M., OCEÁNSKÁ, Z., VÍCHA, Z., JAŘABÁČ, M. (2006): Lesnicko – hydrologický výzkum v beskydských experimentálních povodích. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, No. 2, Vol. 54, 2006, pp. 113 – 122
- BOSCH, J.M., HEWLETT, J.D., (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55 (1/4), 3–23.
- BROWN, A. E., ZHANG, L., McMAHON, T.A., WESTERN, A.W., VERTRSSY, R.A., (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* 310 28–61
- HIBBERT, A.R., (1967): Forest Treatment effects on water yield, Reprint from Proceedings of International Symposium on Forest Hydrology, Penn State University 1965 527–543. Pergamon Press, New York
- KANTOR, P., ŠACH, F. (2003): Účinnost lesních ekosystémů při tlumení povodní. Sborník Lesy a povodně. Česká lesnická společnost, Praha, pp. 12 – 16.
- KREČMER, V. et al. (2003): Lesy a povodně. Souhrnná zpráva. Sborník Lesy a povodně. Česká lesnická společnost, Praha, pp. 5 – 7
- KREŠL, J. (2001): Hydrologie. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 128 s.
- MAPA, R. B. 1995, Effect of reforestation using *Tectona grandis* on infiltration and soil water retention. *Forest Ecology and Management*, 77 (1-3), 119-125.
- SAHIN, V., HALL, M.J., 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. *Journal of Hydrology* 178 (1/4), 293–309.
- VÁLEK, Z. (1962): Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramenných oblastí Kýchové a Zděchovky. Práce a studie, seš. 106. Praha–Podbaba, VÚV, 116 s.
- VÁLEK, Z. (1977): Lesní dřeviny jako vodohospodářský a protierozní činitel. Praha, SZN, 203 s.
- ZELENÝ, V. (1979): Výsledky lesnicko-hydrologického výzkumu v experimentálních beskydských povodích. *Vodohosp. časopis*, 27, 1979, č. 6, s. 584-600.

Zmeny v zásobách vody v pôde na Záhorskej nížine

Justína Vitková¹, Katarína Nováková²

¹ Ústav hydrológie Slovenská akadémia vied, Račianska 75, 831 02 Bratislava

² Národné poľnohospodárske a potravinárske centrum, Hlohovecká 2, 951 41 Lužianky

Abstrakt

Pravidelný monitoring vlhkosti pôdy nám umožňuje sledovať zmeny vo vodnom režime pôdy a je dôležitým faktorom pri kalibrácii matematických modelov určených na simuláciu vodného režimu pôd. V tomto príspevku sme sa zamerali na zmeny v zásobách vody v pôde na dvoch lokalitách na Záhorskej nížine v západnej časti Slovenska. Monitoring tu prebieha od roku 2009 a pomocou neutrónovej sondy sa meria vlhkosť pôdy až do hĺbky 200 cm. Sledovali sme zmeny v zásobách vody v pôdnej vrstve 0-50 cm pod povrchom terénu v porovnaní s pohybom hladiny podzemnej vody a hydrolimitmi.

Kľúčové slová: monitoring, vlhkosť pôdy, zásoby vody v pôde

Úvod

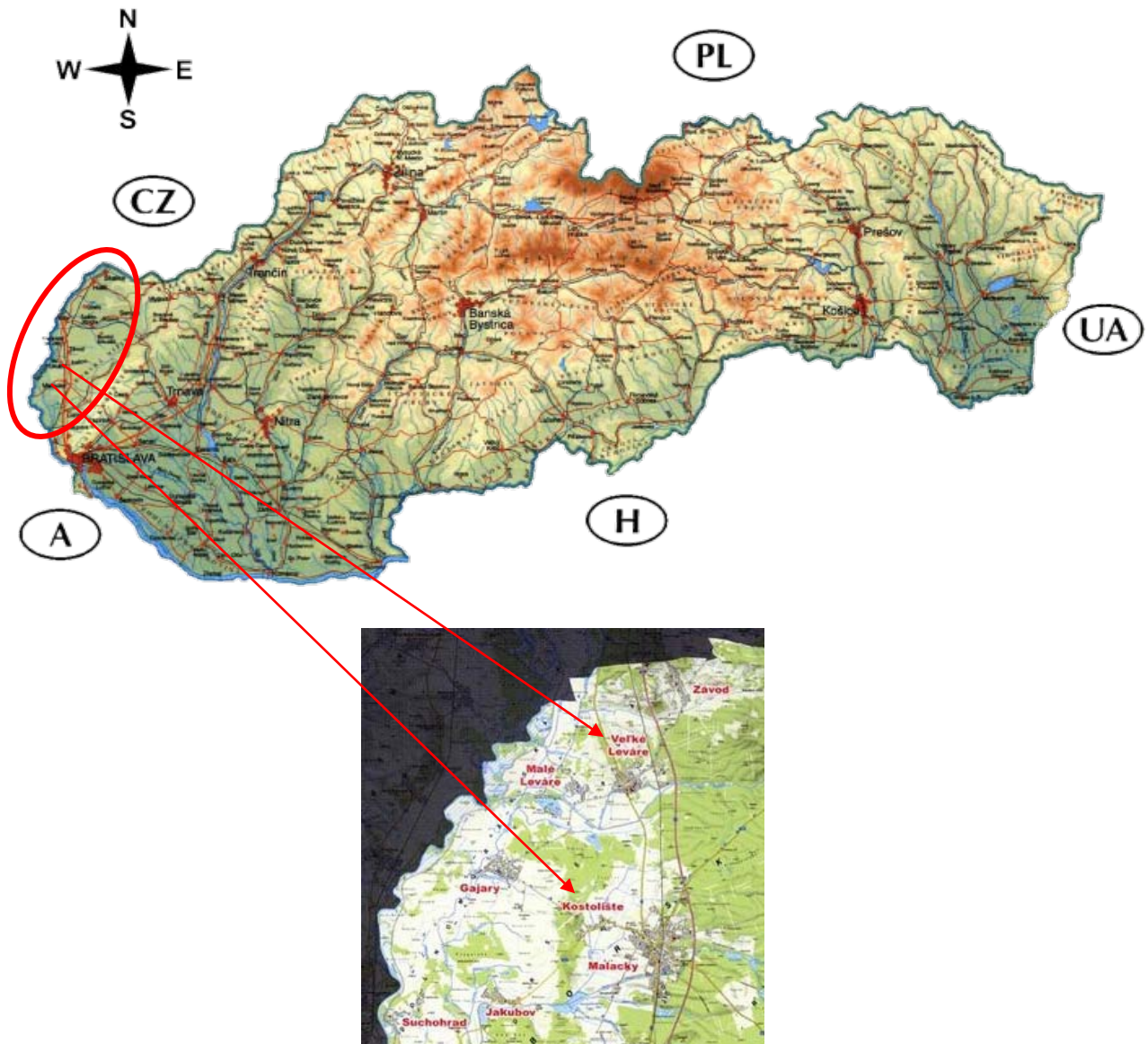
Súbory údajov vlhkosti, resp. obsahu vody v zóne aerácie pôdy sa získavajú buď priamym monitoringom alebo numerickou simuláciou na matematickom modeli. Monitoring vlhkosti pôdy je náročný na čas, prístroje a pracovníkov, ale má svoje nezastupiteľné postavenie. Získajú sa priebehy vlhkostí v pôdnom profile počas celého roka s dostatočnou presnosťou (čo závisí od metódy merania), vhodnou napríklad aj na verifikovanie matematických modelov. Z viacročných monitorovaných hodnôt vlhkosťných profilov možno zistiť trend vývoja integrálneho obsahu vody v jednotlivých horizontoch alebo v požadovaných vrstvách pôdneho profilu. Ďalej je možné upresniť dolnú okrajovú podmienku, ktorú môže, ale nemusí, tvoriť hladina podzemnej vody (Štekauerová, Nagy, 2006). Ďalšie spracovanie monitorovaných súborov vlhkostí pôdy závisí od cieľa ich využitia. Pre potreby hodnotenia dopadu klimatickej zmeny, ktorej nepriaznivý vplyv spočíva v postupnom znižovaní integrálneho obsahu vody v zóne aerácie pôdy z jedného hydrologického roka na druhý (dezertifikácia územia) alebo zmeny hodnôt rozsahu obsahu vody, ktoré narušujú biodiverzitu v danom regióne, sa obyčajne vychádza z trendového vývoja zásob vody. Využitie monitorovaných údajov obsahu vody v zóne aerácie pôdy pre hodnotenie zásobenosti vodou rastlinného krytu je založené na hodnotení údajov integrálneho obsahu vody vzhľadom k hydrolimitom (Velebný et al., 2000; Šútor, Štekauerová, 2001).

My sme sa v príspevku zamerali na zhodnotenie zásob vody v pôde zistených prepočtom z priameho monitoringu vlhkosti pôdy a hoci sme výsledky vzťahli k hydrolimitom, nebolo naším cieľom hodnotenie v súvislosti s porastom.

Materiál a metódy

Na Záhorskej nížine, ktorá sa rozprestiera v západnej časti Slovenska, prebieha pravidelný monitoring vlhkosti pôdy a hladiny podzemnej vody (HPV) na vybraných lokalitách. V tomto príspevku sme sa zamerali na dve z nich: Veľké Leváre, ktoré ležia severne od mesta Malacky a Kostolište, ktoré sa nachádza vo vzdialenosti 2 km od Malaciek (obr. 1). Obe sa nachádzajú v povodí rieky Moravy.

Skúmaný 50 cm pôdny profil tvorí v Kostolišti hlinopiesočnatá pôda, ktorá v nižších horizontoch prechádza do piesočnatohlinitej. Vo Veľkých Levároch tvorí riešený profil piesočnatá pôda, a tá sa ani vo väčších hĺbkach nemení. Na týchto lokalitách boli odobraté vzorky pôdy s diskretizáciou po 10 cm až do hĺbky 120 cm. Namerané hodnoty hydrofyzikálnych charakteristík v skúmanom pôdnom profile sú uvedené pre Veľké Leváre v tab. 1 a pre Kostolište v tab. 2.



Obr. 1: Situovanie monitorovaných lokalít na Záhorskej nížine.

Tabuľka 1: Namerané a vypočítané hydrofyzikálne charakteristiky na lokalite vo Veľkých Levároch (ρ – objemová hmotnosť pôdy, θ – vlhkosť pôdy, K – nasýtená hydraulická vodivosť, α a n – van Genuchtenove parametre).

Hĺbka	ρ	θ [% obj.]						K	α	n
		pF 0,3	pF 1,75	pF 2,3	pF 2,75	pF 3,0	pF 3,48			
[cm]	[g/cm ³]							[cm.deň ⁻¹]	[-]	[-]
5-10	1,5975	37,89	16,55	12,26	9,84	8,44	6,99	291	0,1859	1,3375
15-20	1,6282	37,98	20,34	14,00	11,06	9,73	8,21	109	0,1295	1,3254
25-30	1,5778	40,41	18,65	13,32	10,77	9,17	7,80	286	0,1696	1,3348
35-40	1,6708	37,04	15,32	11,11	8,97	7,58	7,07	256	0,1794	1,3732
45-50	1,5755	38,18	10,93	7,41	5,67	4,73	4,19	1330	0,1501	1,5742

Tabuľka 2: Namerané a vypočítané hydrofyzikálne charakteristiky na lokalite v Kostolišti (ρ – objemová hmotnosť pôdy, θ – vlhkosť pôdy, K – nasýtená hydraulická vodivosť, α a n – van Genuchtenove parametre).

Hĺbka	ρ	Θ [% obj.]						K	α	n
		pF 0,3	pF 1,75	pF 2,3	pF 2,75	pF 3,0	pF 3,48			
[cm]	[g/cm ³]							[cm.deň ⁻¹]	[-]	[-]
5-10	1,6329	37,63	31,67	25,56	22,22	20,62	18,13	1,66	0,0293	1,3812
15-20	1,6694	38,00	30,91	26,48	23,76	22,33	20,91	9,49	0,0517	1,3497
25-30	1,7045	36,66	31,54	27,57	25,06	23,71	21,18	0,41	0,0577	1,1603
35-40	1,5054	40,67	30,86	25,74	22,89	21,30	19,22	13,43	0,0854	1,2823
45-50	1,5040	42,05	30,18	25,72	23,31	21,61	19,65	97,14	0,2379	1,2114

Východiskovým podkladom pre analýzu zásob vody v skúmanej hĺbke pôdneho profilu boli výsledky z monitorovania rozdelenia vlhkosti po výške v zóne aerácie pôdy merané neutrónovou sondou. Počas vegetačného obdobia bol interval meraní 14 dní a mimo vegetačného obdobia bol monitorovací interval mesačný. Na spresnenie kalibrácie neutrónovej metódy sa odoberali pôdne vzorky na gravimetrické stanovenie vlhkosti pôdy. Zásoba vody v pôde bola vzťahovaná k hydrolimitom poľná vodná kapacita, bod zníženej dostupnosti a bod vädnutia, ktoré sú definované pri potenciály pF=2,5; 3,3 a 4,2.

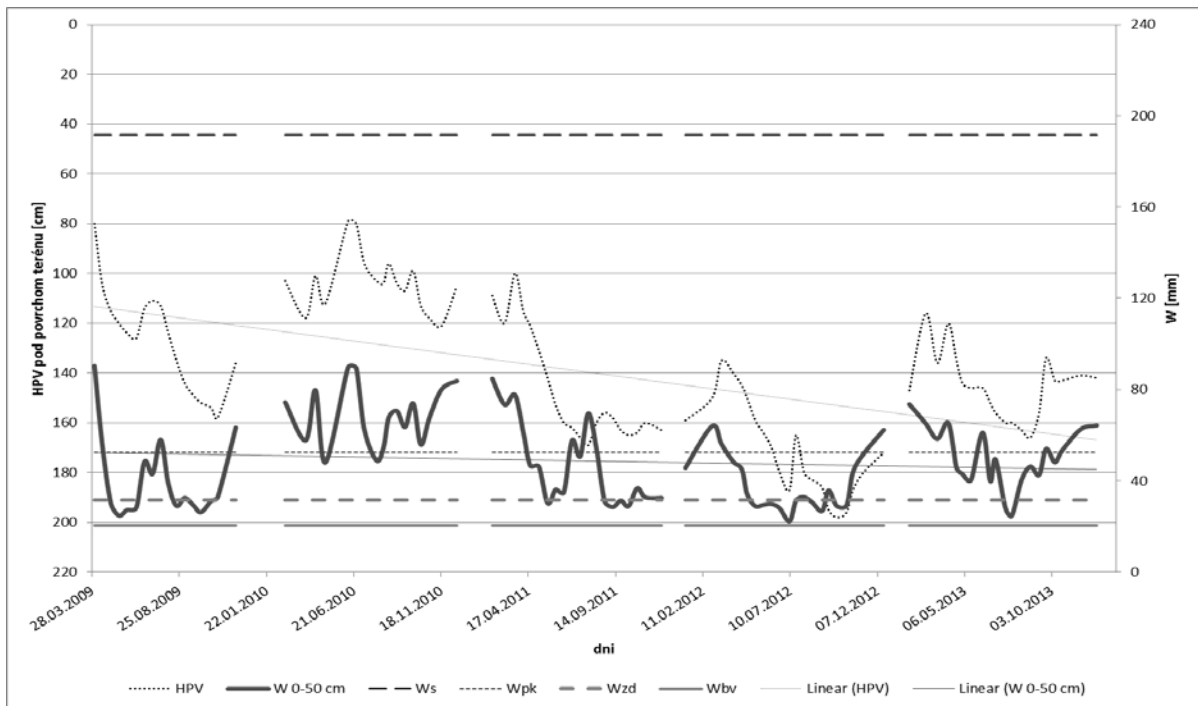
Výsledky a diskusia

Veľké Leváre

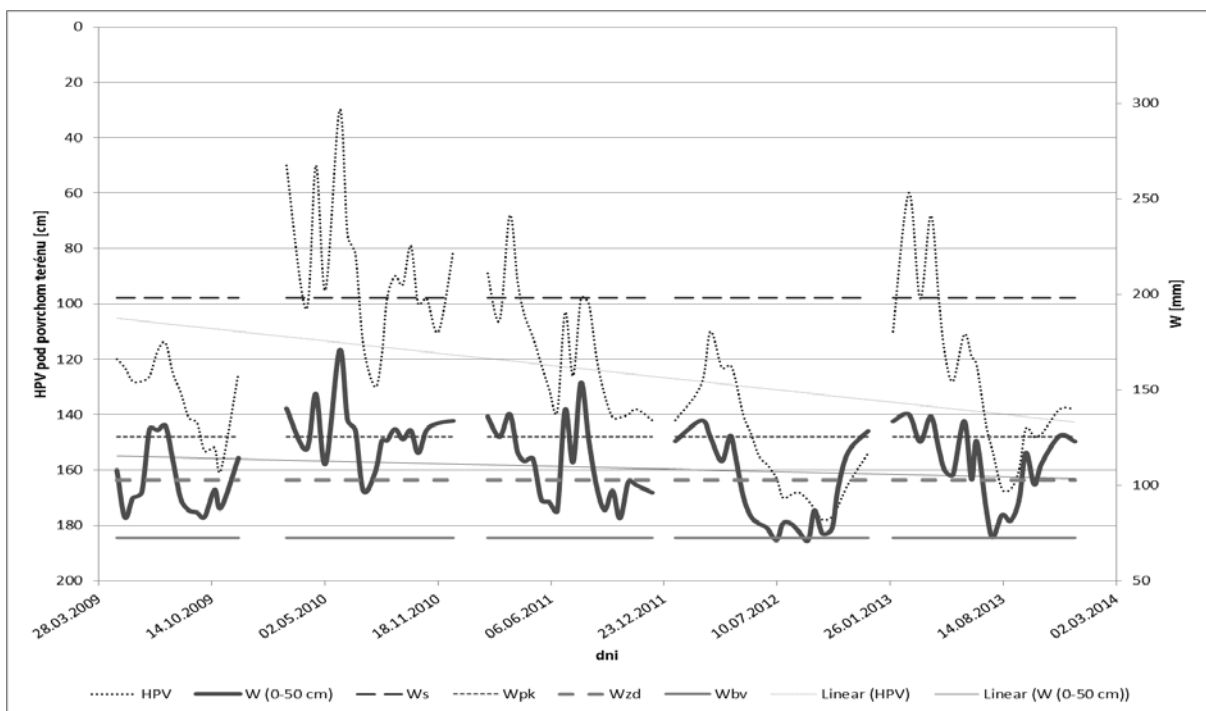
Na lokalite vo Veľkých Levároch sa pestujú obilniny, ktoré sa tu striedajú. Výsledky z monitoringu preukázali klesajúci trend hladiny podzemnej vody v posledných piatich rokoch. Hlavne rok 2012, ktorý bol zrážkovo podpriemerný, sa prejavil aj na pohybe HPV, ktorá sa v tomto roku pohybovala na úrovni okolo 180 cm pod povrchom terénu, pričom priemerne sa pohybuje v hĺbke okolo 140 cm. Naopak, vo výrazne zrážkovo nadpriemernom roku 2010 vystúpila až na 80 cm pod povrchom terénu. Zásoba vody v 50 cm pôdnom profile kopíruje pohyb HPV a má klesajúci trend, ale výrazne menší ako HPV. Kritickým obdobím na tejto lokalite sú jarne a jesenné mesiace, kedy zásoba vody klesá v skúmanej vrstve pod zásobu pri hydrolimite bodu zníženej dostupnosti. Výnimkou bol už spomínaný vlhký rok 2010. V roku 2013 klesla zásoba vody pod tento hydrolimit iba krátkodobo v mesiaci júl (obr. 2).

Kostolište

Na lokalite v Kostolište je už niekoľko rokov vysadený bazový sad. HPV sa tu pohybuje v hĺbke okolo 120 cm pod povrchom terénu. V zrážkovo nadpriemernom roku 2010 vystúpila HPV až na 30 cm pod povrchom terénu (v mesiaci máj), a v tom čase boli aj najväčšie zásoby vody v skúmanom pôdnom profile (171 mm). Podobne ako na predchádzajúcej lokalite sa pokles HPV v roku 2012 prejavil poklesom zásob vody až na úroveň pri hydrolimite bodu vädnutia, kde pretrvával takmer počas celého letného obdobia. Nakoľko ale koreňový systém bazy čiernej dosahuje hĺbku okolo 150 cm, tak zásoba vody v skúmanej 50 cm pôdnej vrstve nemá výrazný dopad na samotný porast. Počas sledovaného päťročného obdobia mala HPV klesajúci trend, podobne aj zásoba vody v skúmanom pôdnom profile (obr. 3).



Obr. 2: Zmeny v zásobe vody v pôdnom profile 0-50 cm (W) vztiahnuté k hydrolimitom poľná vodná kapacita (Wpk), bod zníženej dostupnosti (Wzd) a bod vädnutia (Wbv) v súvislosti s HPV v lokalite Veľké Leváre.



Obr. 3: Zmeny v zásobe vody v pôdnom profile 0-50 cm (W) vztiahnuté k hydrolimitom poľná vodná kapacita (Wpk), bod zníženej dostupnosti (Wzd) a bod vädnutia (Wbv) v súvislosti s HPV v lokalite Kostolište.

Záver

V príspevku sú spracované dátové súbory získané z monitoringu pôdneho profilu na lokalitách v Kostolišti a vo Veľkých Levároch. Zistené rozdiely v zásobach vody v 50 cm pôdnom profile vykresľujú rozdiely medzi dvomi druhmi pôd - piesočnatou a hlinitopiesočnatou. V piesočnatej pôde na lokalite vo Veľkých Levároch sa zásoba vody pohybuje priemerne okolo 50 mm a v hlinitopiesočnatej pôde v Kostolišti je to okolo 100 mm. Päťročný monitoring tiež zachytil aj zrážkovo výrazne nadpriemerný rok 2010 a zrážkovo podpriemerný rok 2012, čo sa prejavilo aj na pohybe HPV a aj zásob vody v pôde. Na oboch lokalitách je ale viditeľný výrazný pokles HPV, a tiež mierny pokles zásob vody v skúmanom pôdnom profile. Výsledky monitoringu budú ďalej slúžiť na kalibráciu modelov určených na simuláciu vodného režimu pôd ako aj na skúmanie predpokladanej zmeny klímy v budúcnosti na tejto lokalite.

Pod'akovanie

Tento príspevok bol vytvorený realizáciou projektu ITMS 26240120004 Centrum excelentnosti integrovanej protipovodňovej ochrany územia, na základe podpory operačného programu Výskum a vývoj financovaného z Európskeho fondu regionálneho rozvoja, a tiež s finančnou podporou z projektov Agentúry na podporu výskumu a vývoja APVV-0139-10, APVV-0271-07 a Vedeckej grantovej agentúry VEGA 2/0083/11.

Literatúra

- Velebný, V., Novák, V., Skalová, J. et. al. (2000): Vodný režim pôdy. Bratislava: STU, 2000. 208 s. ISBN 80-227-1373-2.
- Šútor, J., Štekauerová, V. (2001): Kvantifikácia zásob vody v zóne aerácie pôdy v poľnohospodárskych ekosystémoch. 1. Využitie súborov údajov získaných monitoringom. In: Acta hydrologica Slovaca, roč. 2, 2001, č. 1, s. 64-71.
- Štekauerová, V., Nagy, V. (2006): Hodnotenie vodného režimu pôd v rôznych ekosystémoch. In: Zborník príspevkov z konferencie Bioklimatické pracovné dni 2006, Strečno. ISBN 80-89186-12-2.

Role rašelinišť ve srážko-odtokovém procesu - případová studie pramenné oblasti Vydry

Lukáš Vlček, Jan Kocum, Bohumír Janský, Luděk Šefrna

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Albertov 6, 128 43 Praha 2

Abstrakt

Tento příspěvek shrnuje poznatky z hydrologického výzkumu v pramenné oblasti Vydry. Navazuje na předchozí hydropedologický výzkum Přírodovědecké fakulty UK a zpřesňuje poznatky ohledně vlivu rašelinišť na odtokový proces. Studie ukazuje, jak důležité je znát nasycenost rašelinišť a jejich rozšíření v povodí. Rolí rašelinišť ve srážko-odtokovém procesu se ve světě zabývala celá řada autorů, na Šumavě ale díky izolaci podrobný výzkum proběhnout nemohl. V pramenné oblasti Vydry vznikly některé práce, které se vlivem rašelinišť na odtok zabývaly, ale důležitý aspekt, který v pracích chybí, je nasycenost povodí. Tato studie vysvětluje rozkolísanost odtoku jednak různou mírou zrašelinění povodí podobně jako předchozí práce, navíc ale jako hlavní důvod uvádí výšku hladiny podzemní vody v rašeliništi. Tato práce posunuje pramennou oblast Vydry v detailnější pohledu a to využitím dat o průtocích Přírodovědecké fakulty na 4 malých zdrojnicích Vydry s rozdílnou plochou rašelinišť. Výsledky přináší potvrzení závěrů předchozích prací ale hlavně poznatek, že se vliv rašelinišť v srážko-odtokovém procesu na Šumavě začne projevovat od 15 – 20 mm. Rozdílný názor vlivu rašelinišť na srážko-odtokový proces je možné přisoudit neznalosti dynamiky hladiny podzemní vody, která je hlavním parametrem při tvorbě povodňové vlny. V pramenné oblasti Vydry jde o první práci zaměřenou na porovnávání objemu vln odtoku s příčinou srážkou v období nízkého a maximálního nasycení povodí.

Klíčová slova: rašelina, pramenná oblast Vydry, nasycenost povodí

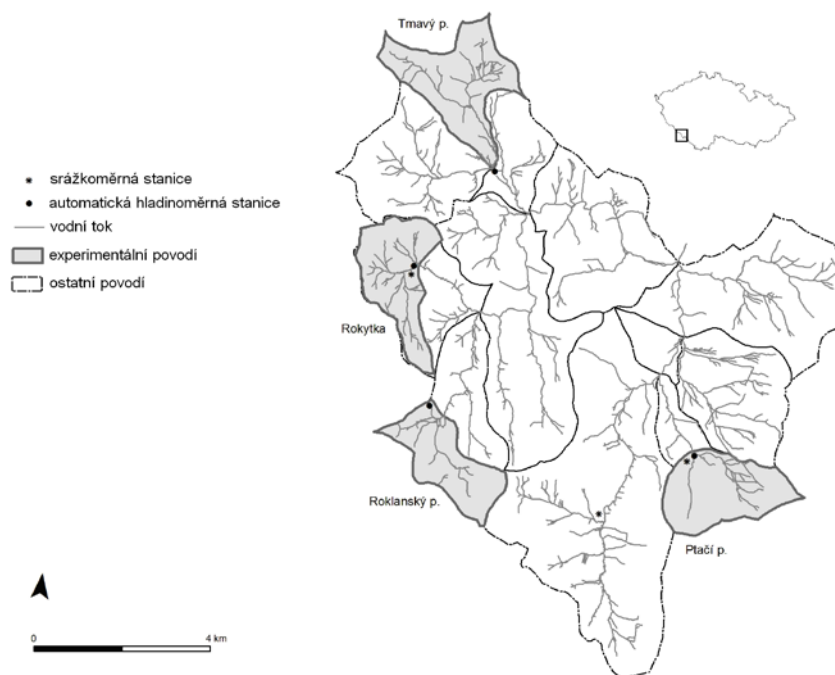
Úvod

Vzhledem k významnému podílu horských vrchovišť v nejvyšších partiích Šumavy je třeba zabývat se posouzením jejich retenční schopnosti a hydrologické komunikace s toky, které je odvodňují. Otázka hydrologické funkce tamějších rašelinišť je klíčová pro zhodnocení možnosti retence vody v konkrétním území. Velmi dobré podmínky pro zodpovězení této otázky poskytuje pramenná část povodí Vydry, která reprezentuje oblast s častým výskytem povodňových událostí a s vysokou heterogenitou ve smyslu fyzicko-geografických a socio-ekonomických aspektů. Dynamikou hladiny podzemní vody v rašeliništích a jejím vlivem na srážko-odtokový proces se ve světě zabývala celá řada autorů (Evans et. al., 1999, Baird, 1997, Holden et al., 2001, aj.). V pramenné oblasti Vydry podobný výzkum dosud proveden nebyl. Tento příspěvek navazuje na předchozí práce v této oblasti a podává zpřesňující informace o tvorbě odtoku. První zásadní hydrologický výzkum zde provedl Ferda (1971) následovaný například pracemi Vlasáka (2008), Kocuma (2009) nebo Janského (2008). Tyto práce porovnávají řeky Křemelnou a Vydru a jejich rozdílný hydrologický režim přisuzují různému zastoupení rašelinišť. Detailnější výsledky přinesl Čurda (2011), který popisoval vliv fyzicko-geografických parametrů na extremitu odtoku v povodí Vydry, kde porovnával 2 zdrojnice této řeky – Modravský a Roklanský potok. Zde byla rozdílnost toků opět přisuzována rašeliništím. Žádná z těchto prací ale nestuduje zřetelný vliv nasyceného nebo nenasyčeného rašeliniště. Vše bylo porovnáváno na povodí o rozloze kolem 100 km². Tento příspěvek využívá povodí kolem 4 km² a posuzuje odezvu odtoku v době maximální a nízké nasycenosti rašelinišť.

K hodnocení vlivu rašelinišť na hydrologické poměry v povodí Vydry byly vytipovány 4 experimentální povodí a to Ptačí potok, Roklanský potok, Rokytky a Tmavý potok. V rámci výzkumu byla využita rovněž data Botanického ústavu Akademie věd v Třeboni a Přírodovědecké fakulty UK o výšce hladiny podzemní vody ve vrchovišti a data z automatické hydrologické stanice v profilu pod studovaným rašeliništním komplexem.

Popis experimentálního povodí

Povodí jsou situována v různých částech pramenné oblasti Vydry, viz obr. 1.



Obr. 1: Experimentální povodí v pramenné oblasti Vydry.

Povodí se nacházejí v nadmořské výšce přibližně 1100 – 1250 m n.m. Mají podobnou rozlohu i sklon, pouze povodí Rokytky je mírně rovinatější, viz tab. 1. Povodí mají podobné jak půdní, tak i vegetační poměry s tím, že většina území byla ovlivněna kůrovcovou kalamitou. Hlavním rozdílem je množství vrchovišť, zrašelinělých ploch nebo podmáčených smrčín.

Tabulka 1: Základní informace o povodích.

povodí	plocha [km ²]	prům. sklon [°]	prům. roční průtok [m ³ /s]
Ptačí p.	4,09	5,59	0,15
Roklanský p.	3,39	5,36	0,19
Rokytky	3,82	3,58	0,18
Tmavý p.	4,77	5,79	0,20

Půdní i vegetační poměry jsou velmi podobné. Převládajícím půdním typem je kryptopodzol. Rozdílné je zastoupení hydromorfních půd, hlavně pak organozemi. Vegetační kryt je podobný. Celou oblast zasáhla kůrovcová kalamita, a tak většinu území tvoří uschlý les v různém stupni obnovy. Předpokládá se, že z hlediska srážkových událostí má stav vegetaci menší vliv na odtokový proces než půdní poměry. Jak půdy, tak mikrorelief jsou v současné době změněny minimálně. Obecně je zastoupen smrk místy s příměsí buku.

Materiál a metody

Datové zdroje

K popisu hydrologických poměrů ve vrchovišti byla využita hodinová data o hladině podzemní vody v horní části vrchoviště v povodí Rokytky získaná monitoringem Botanického ústavu Akademie věd

v Třeboni rovněž publikované v Kučerová et al. (2009) a data Přírodovědecké fakulty UK ve střední a dolní části vrchoviště. Analýza odtoku bylo provedeno s použitím řady hodinových dat o výšce hladiny, resp. průtoků, v závěrovém profilu studovaných povodí, kde jsou instalovány hladinoměrné zařízení Přírodovědecké fakulty UK. Výše uvedená data byla dána do souvislosti s daty o úhrnu srážek z automatických člunkových srážkoměrů. Pro porovnání stejného úhrnu srážek byly využity 4 srážkoměry v různých částech pramenné oblasti Vydry. Během bouřkových událostí byla data ještě porovnávána s radarovými měřeními.

Mapování rašelinišť a zamokřených ploch

Zjištění plochy zamokřených území je velice komplikované. Terénní mapování bylo provedeno na Rokytkce (Vlček et al., 2012) a na Ptačím potoce. Z důvodu časové náročnosti je pak nutné využít nepřímých metod. V tomto případě byla využita data rašeliništních ložisek databáze VÚMOPu. Rašelinné ložisko je definované pro minimální mocnost 30 cm. Pro porovnání je ještě uvedeno rozmístění rašeliny podle Typologického klasifikačního systému ÚHUL (Plíva, 1987). Po konzultaci s odborníky byla využita pouze data rašelinných ložisek.

Výběr srážkových událostí v době maximálního a minimálního nasycení

Srážkové události byly vybírány ze všech let kontinuálního měření vodních stavů na zvolených tocích, tedy 2008 – 2013. Klíčový parametr nasycenosti rašelinišť byl posuzován z dat hladiny podzemní vody HPV (za rok 2010 z dat Botanického ústavu), za roky 2012 a 13 z dat Přírodovědecké fakulty UK. Data byla získána pouze z povodí Rokytky, ale předpokládá se podobná nasycenost i v ostatních povodích. V době, kdy nebyly k dispozici data hladin podzemní vody, se (ne)nasycenost posuzovala na základě předchozích srážek. Z předchozího monitoringu bylo zjištěno, že HPV vrchoviště klesne díky evapotranspiraci o přibližně 15 cm za 5 dnů. Během červencového sucha se HPV ve spodní části vrchoviště dostalo na své minimum za 6 dnů (HPV se zastaví na konstantní úrovni). Výběr srážkových událostí v době max. nasycení je jednodušší. Většina je z jarního období, kdy po roztátí sněhu zůstává HPV dlouho na svém maximu. Ostatní události jsou pak vybrány podle samotného monitoringu HPV ve vrchovišti.

Výpočet retence vody v půdě

V povodí Rokytky byl proveden podrobný pedologický průzkum pro zjištění retenčního potenciálu půdy. Tato metoda byla stanovena jako vhodné porovnání retenčních vlastností půd celého povodí. Retenční potenciál R horizontu je vypočten pro celý půdní profil bez C horizontu, tedy pro A horizont (případně Oh + A) a B horizontu (případně E + B, B/C). Mocnost horizontu (H) [mm] byla vynásobena ef. pórovitostí (P) horizontu a odečten doplněk skeletovitosti (S) [%] do 1, viz rovnice 1.

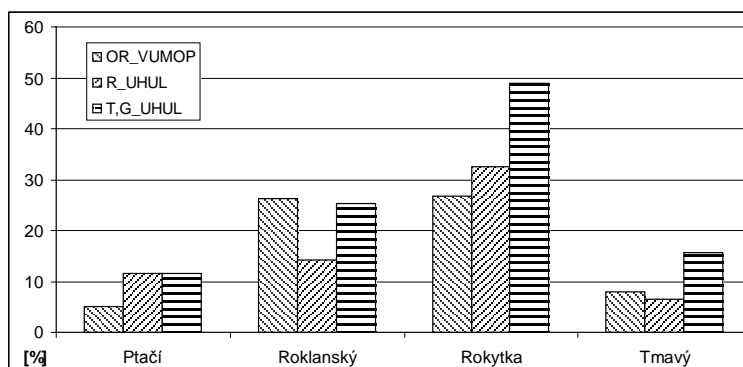
$$R = H * P * (1 - S) \quad (1)$$

R jednotlivých horizontů byly sečteny a poté interpolovány na celé povodí. Výsledný R je uveden v mm jako srážka. Do retenčního potenciálu nebyla započítána aktuální vlhkost.

Výsledky a diskuze

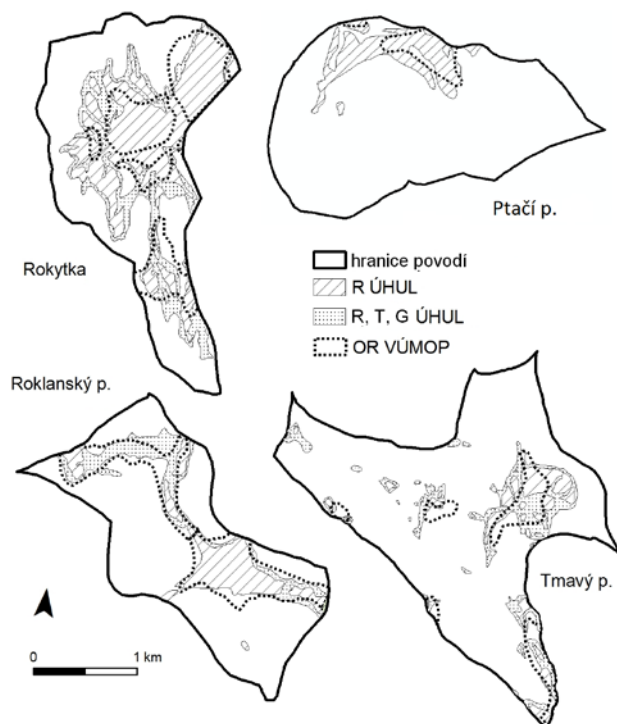
Mapování rašelinišť a zamokřených ploch

V povodí Rokytky a Ptačího potoku byl proveden pedologický průzkum a v povodí Rokytky ještě vypočtený retenční potenciál celého povodí. Tyto výsledky sloužily jako porovnání výběru zamokřených ploch z jednotlivých databází. Procentuální zastoupení rašelinišť je zobrazeno na obr. 2. Je vidět, že plochy ze značně liší nejen mezi povodími, ale i mezi databázemi. Jak již bylo řečeno, pro hodnocení ploch rašelin byla použita data z VÚMOPu. Podle těchto dat, má povodí Ptačího a Tmavého potoku výrazně méně rašelinišť než povodí Roklanského potoku a Rokytky.



Obr. 2: Procentuální podíl rašelinišť a zamokřených ploch v experimentálních povodích.

Rozložení zamokřených ploch je lépe viditelné na obr. 3. Nejlépe korelují jednotliví kategorie v povodí Roklanského potoku, největší rozdíl v zamokřených plochách je pak v povodí Ptačího potoku. Povodí jsou graficky přiblížena k sobě, ale zachovávají si svou velikost.



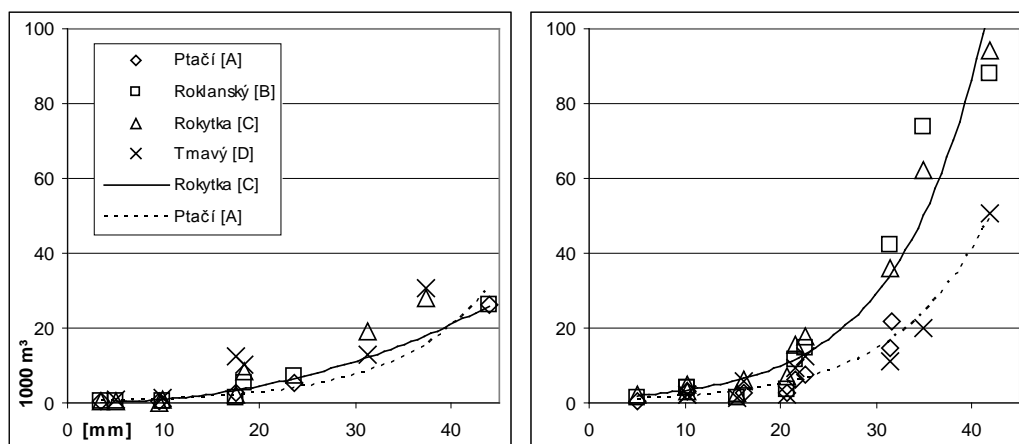
Obr. 3: Rašeliniště a zamokřené plochy ze zdrojů VÚMOP a ÚHUL.

Odezva odtoku na srážkovou událost

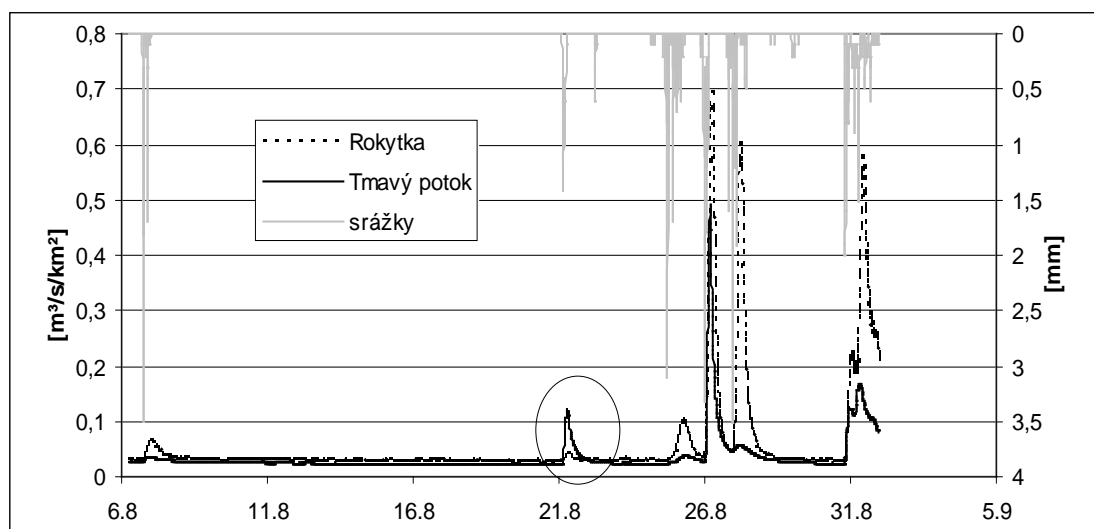
Vybrané srážkové události byly rozděleny podle předchozí nasycenosti vrchoviště a zobrazeny v obr. 4. Je zde porovnávána příčinná srážka [mm] s objemem vlny při odtoku [m³]. Je vidět, že přibližně do srážky 15 mm je odezva podobná. Rozdílnost je patrná až při větších deštích, ať už bouřkových událostech nebo dlouhotrvajících deštích. V některých případech je rozdílnost patrná už při srážce kolem 10 mm, ale pouze při minimálním stavu HPV.

Výběr srážkové události je klíčovým parametrem tohoto šetření. Problém nastává například při bouřkových událostech, kdy srážka nepostihla rovnoměrně celé povodí. I tak bylo vybráno více než 7 událostí pro každý stav. Pro názornost je zde uveden příklad situace v době minimálního a maximálního nasycení. Záměrně jsou vybrány stejně velké srážky. Jako příklad nejnižší hladiny se

vybral srpen 2012. Pro detailnější analýzu se zvolila událost 21.8. 2012, kdy HPV dosahovala přibližně 20 cm pod povrch těsně před deštěm a od poslední srážky uběhlo 14 dní. Celou měsíční situaci je možno vidět na obr. 5. Pro lepší zobrazení jsou uvedeny hodnoty pouze pro Rokytka a Tmavý potok, jako příklad největší a nejmenší plochy zamokření. Již na první pohled je patrný rozdíl, kdy Tmavý potok vytvoří vlnu, ale u Rokytka je téměř zanedbatelná. Po 5 dnech (26.8) je chování podobné - vrchoviště se částečně vyprázdnilo. Následné srážky pak způsobí, že Rokytka vykáže větší objem odtoku než Tmavý potok.



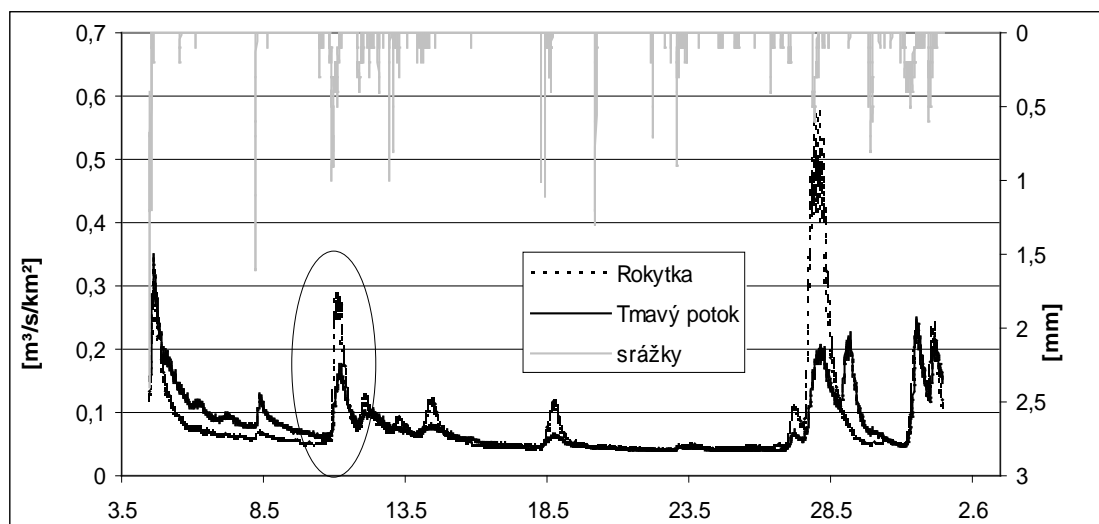
Obr. 4: Objem odtoku po srážkové události v době sucha (vlevo) a nasycení (vpravo).



Obr. 5: Specifické průtoky Rokytka a Tmavého potoka – srpen 2012.

Veškerá možná potenciálně zamokřená území zůstávají na jaře nasycená delší dobu díky tání sněhové pokrývky. Jaro 2013 bylo v tomto ohledu ještě příznivější, kdy bylo zkoumané vrchoviště v povodí Rokytka více jak měsíc zcela nasycené. Díky větší zásobě sněhu a častých deštů od března do června docházelo k přetékání jednotlivých rašelinných jezírek a celkově k pozorovanému povrchovému odtoku po celou dobu šetření (květen). To mimo jiné přispělo k povodním na začátku června 2013.

Květnové srážky a specifické průtoky jsou zobrazeny na obr. 6. Pro lepší zobrazení je opět zobrazeno pouze povodí Rokytka a Tmavého potoka. Je zde vidět zcela opačné chování průtoků, kdy největší rozkolísanost vykazuje Rokytka, tedy povodí s největším množstvím zamokřených ploch. Jako příklad byla vybrána situace z 10.5. 2013. Sněhová pokrývky roztála cca týden před touto událostí. Celkové srážky se pohybovaly kolem 16 mm. I zde je vidět opačný průběh než v době sucha.



Obr. 6: Specifické průtoky Rokytky a Tmavého potoka – květen 2012.

Hlavní část hydrogeologického průzkumu proběhla na Rokytkce z důvodu největší plochy rašelinišť. Díky monitoringu hladiny podzemní vody Botanického ústavu AV ČR a Přírodovědecké fakulty UK bylo možné vypočítat retenční potenciál R v době průměrné i nízké hladiny podzemní vody. Výsledný R je zobrazen na obr. 7. Z obrázku vyplývá, že v době průměrné HPV má vrchoviště nejmenší retenční schopnost celého povodí. Navíc vyšší hladina než roční průměr je téměř 4 roku. Pokud budeme uvažovat navýšení povodňové vlny v době maximální nasycenosti povodí (obr. 4), bude hrát rašelina v povodí zásadní roli ve srážko-odtokovém procesu.

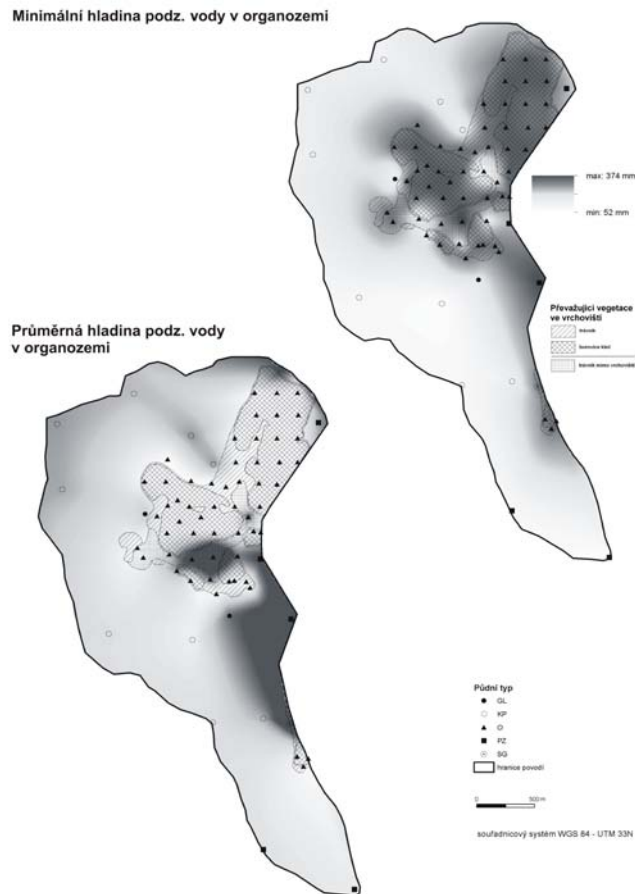
Vliv zamokřených ploch na odtok je dlouhodobým tématem v zemích, kterým tyto plochy tvoří velkou část jednotlivých povodí a kde je jejich výzkum nezbytný pro protipovodňovou ochranu i prevence proti suchu. Ne jinak tomu je na centrální Šumavě. Díky izolaci tohoto území zde ale oproti jiným pohořím nemohl proběhnout podrobný výzkum jako v jiných zemích. Výjimku tvoří již zmíněné práce Ferdy nebo v posledních letech Přírodovědecké fakulty UK, které ostatně na výzkum Ferdy navazují. Dalším důležitým parametrem je charakteristika rašeliniště. Tím je hlavně myšleno samotné dotování vodou rašeliniště Bragg (2002). V pramenné oblasti Vydry se vyskytují hlavně vrchoviště (dotované pouze srážkovou vodou), což může do budoucna zjednodušit další výzkum. Pohled na roli rašeliniště v srážko-odtokového procesu na Šumavě se v průběhu staletí měnil. V posledních 50ti letech se ale názory ustálily. Jak již bylo uvedeno, hydrologické poměry v pramenné oblasti Vydry řeší práce Ferdy (1971), Janského (2008), Kocuma (2009) nebo Čurdy (2011). Tyto práce vysvětlují rozdílnost odtokového režimu různou mírou zrašelinění, ale ani jedna se nezabývala stavem nasycení vrchovišť a tím i rozdílným vlivem na odtok během roku.

Závěr

Tato práce posunuje pramennou oblast Vydry v detailnější pohledu a to využitím hladinoměrných stanic Přírodovědecké fakulty na 4 malých povodích Vydry s rozdílnou plochou rašelinišť. Výsledky přináší potvrzení závěrů předchozích výzkumů a hlavně závěr, že se vliv rašelinišť v srážko-odtokovém procesu začne projevovat od cca 15 mm během sucha a přibližně od 20 mm při maximální nasycení. Rozdílný názor vlivu rašelinišť na srážko-odtokový proces je možné přisoudit neznalosti dynamiky hladiny podzemní vody, která je hlavním parametrem při tvorbě povodňové vlny.

Poděkování

Tento příspěvek byl podpořen z projektů 13-32133S „Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům“ a P209/12/0997 „Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů“. Poděkování patří dále Botanickému ústavu AV ČR v Třeboni za poskytnutí dat.



Obr. 7: Retenční potenciál povodí Rokytky.

Literatura

- Baird, A. J. (1997): Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. *Hydrological Processes* 11, s. 287-95.
- Evans, M. G, T. P Burt, J. Holden a J. K. Adamson. (1999): Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*. 141 - 160.
- Ferda, J, Hladný, J., Bubeníčková, L., Pešek, J. (1971): Odtokový režim a chemismus vod v povodí Horní Otavy se zaměřením na výskyt rašelišť. *Sborník prací HMÚ*, sv. 17. HMÚ, Praha, s. 22-126.
- Holden, J., Z. E. Wallage a A. T. McDonald (2011): Water table dynamics in undisturbed, drained and restored blanket peat. *Journal of Hydrology*. s. 103-114.
- Janský, B., Kocum, J. (2008): Peat bogs influence on runoff process: case study of the Vydra and Křemelná River basins in the Šumava Mountains, southwestern Czechia. *Geografie - Sborník ČGS, Praha*, 113, 4, pp. 383-399. ISSN 1212-0014
- Kocum, J., Janský, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné – případová studie povodí Rokytky. In: Černý, D. a Dvořák, L. (Eds.): *Weitfällerské slatě. Sborník referátů ze semináře 21.1.2009*. Správa NP a CHKO Šumava, Vimperk, s. 26-48. ISBN 978-80-87257-00-5, ISSN 1803-4470
- Kučerová, A. Kučera, T. Hájek, T. (2009): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In Černý, D. Dvořák, L. *Weitfällerské slatě: Sborník z výzkumu na Šumavě*. 2. Vimperk : Správa NP a CHKO Šumava, 2009. s. 103.
- Plíva, K. (1987): Typologický klasifikační systém ÚHUL. ÚHUL Brandýs nad Labem
- Vlček, L. (2012): Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, JZ. *Geografie*.

Vliv extrémních srážek na vymývání draselného a sodného iontu z povodí Liz v období 2002–2009

Aleš Vondrka¹, Miroslav Tesař², Miloslav Šír¹

¹ Střední škola rybářská a vodohospodářská Jakuba Krčína, Táboritská 941/II, 379 01 Třeboň

² Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v.v.i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

Úvod

V posledních padesáti letech došlo na území ČR ke globálnímu nárůstu teplot ovzduší, a to asi o 0,16 až 0,33 °C za dekádu. Současně je pozorována extremalizace hydrologického cyklu, která se projevuje v teplém období roku výskytem krátkodobých srážek o vysokém úhrnu a výskytem dlouhých teplých a bezdeštných období, ve kterých významně klesá vodnost zejména malých toků. Všechny tyto jevy silně ovlivňují intenzitu vymývání sodíku a draslíku z půdy a podloží. Vzniká proto otázka, zda lze nalézt nějakou souvislost mezi oteplováním klimatu a ochuzováním povodí o kationy sodíku a draslíku (Vondrka et al., 2013).

Sodík a draslík se v zemské kůře vyskytují přibližně asi okolo 2,5 hmot. %. Jejich výskyt je běžný v přírodních vodách. Nejčastěji se vyluhují z hlinitokřemičitanů, např. albitu, ortoklasu a slíd. Ve vodách se vyskytují obvykle jako jednoduché kationty Na^+ a K^+ , důvodem je jejich malá kompletační schopnost. Grünwald (1999) uvádí, že se obvyklý poměr sodíku k draslíku v přírodních vodách pohybuje v rozmezí 10:1 až 25:1. Převládající množství sodných iontů nad draselnými je dáno vyšší sorpcí draslíku v půdě a jeho následné odčerpávání rostlinami. V atmosférických vodách se hmotnostní poměr obvykle snižuje. V základním odtoku je koncentrace sodíku obvykle vyšší než při odtoku během srážky.

Poznatky o vlivu srážkových extrémů na vyluhování kationtů jsou podstatné pro pochopení procesů, jimiž se vytváří kvalita vody v horských a podhorských oblastech, které slouží jako zdroj pitné vody pro asi 70 % obyvatel ČR (Fottová et al., 2011).

Povodí

Povodí Liz se nachází v oblasti Vimperské vrchoviny v katastru obce Zdíkov (zeměpisné souřadnice: 13° 40' 01'' až 13° 41' 00'' východní délky, 49° 03' 23'' až 49° 04' 09'' severní šířky). Experimentální území je součástí vrchovinné jižní části Vimperské vrchoviny, která přechází do horského pásma Šumavy. Z hlediska geologického je zájmové území součástí rozsáhlého moldanubického masivu. Genetický půdní představitel je oligotrofní hnědá lesní půda. Povodí je zalesněné, porost tvoří kyselá smrková bučina. Výška povodí je 828 až 1074 m n. m. s průměrnou výškou 941,5 m n. m. Plocha povodí je 0,99 km², střední sklonitost povodí je 16,6 %, délka údolnice 1,45 km, délka toků 2,28 km. Průměrná roční teplota vzduchu je 6,3°C, průměrná teplota vzduchu v lednu činí -3,4 °C, průměrná teplota vzduchu v červenci 13,6 °C, průměrný roční srážkový úhrn 825 mm, průměrný roční počet dnů sněhové pokrývky 92. Průměrná denní transpirace v období květen až září činí 1,6 mm/den (Tesař et al., 2006).

Metody

Měsíční stanovení koncentrace sodného a draselného iontu v potoční vodě v uzávěrovém profilu povodí se provádí tak, že vzorky potoční vody se odebírají první den v měsíci do jedné PE lahve o objemu 250 ml a dvou lahví o objemu 100 ml. Jeden vzorek o objemu 100 ml je bezprostředně po odběru stabilizován 1 ml čisté 50% kyseliny dusičné. Vzorky jsou uloženy ve tmě při teplotě 4 °C. Chemické analýzy včetně měření pH a vodivosti provádí akreditovaná laboratoř České geologické služby.

V závěrovém profilu povodí je měřena poloha hladiny na měrném přepadu ultrazvukovým hladinoměrem a tlakovou sondou.

Z výsledků laboratorního stanovení koncentrací Na^+ a K^+ ve vzorcích vody z uzávěrového profilu povodí a z průtoků se stanovuje:

- Měsíční ztráta Na^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{měsíc}^{-1}$) je násobek průměrné měsíční koncentrace iontu ve vodě v toku měsíčním odtokem dělený plochou povodí.
- Měsíční ztráta K^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{měsíc}^{-1}$) je násobek průměrné měsíční koncentrace iontu ve vodě v toku měsíčním odtokem dělený plochou povodí.
- Roční ztráta Na^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{měsíc}^{-1}$) je roční součet měsíčních ztrát Na^+ výtokem.
- Roční ztráta K^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{měsíc}^{-1}$) je roční součet měsíčních ztrát K^+ výtokem.

Výsledky

V letech 2002 až 2009 bylo na povodí Liz zkoumáno, jak souvisí ztráta iontů draslíku a sodíku výtokem z povodí se srážkami a odtokem (tab. 1). Ve zkoumaném období se vyskytly roky s extrémně vysokým ročním srážkovým úhrnem (2002, 2005, 2007, 2009). V srpnu roku 2002 bylo povodí zasaženo extrémní povodní. Rok 2003 byl naopak velice suchý. Roční srážkový úhrn v letech 2002–2009 kolísá v rozmezí 626–1281 mm, což odpovídá 73 % až 149 % ročního průměrného srážkového úhrnu 86 mm za období 1976–2008. I když meziroční kolísání srážkových úhrnů je značné, celé období 2002–2009 je průměrné vodné, neboť srážkový úhrn dosahuje 97 % normálu. Roční odtoková výška se pohybuje v širokém rozmezí 301–613 mm. Nejnižší roční odtoková výška 301 mm byla zaznamenána ve výjimečně suchém roce 2003.

Tabulka 1: Průměr a směrodatná odchylka pH, koncentrace Na^+ , K^+ a vodivosti ve vzorcích vody odebraných v závěrovém profilu povodí Liz v hydrologických letech 2002 až 2009.

hydrologický rok	pH	Na^+ (mg.l^{-1})	K^+ (mg.l^{-1})	vodivost ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)
2002	6,54±0,24	3,91±0,48	0,86±0,06	58,68±5,9
2003	6,63±0,32	3,81±0,56	0,85±0,10	58,36±5,85
2004	6,90±0,25	4,04±0,36	0,88±0,09	56,84±5,78
2005	6,79±0,29	4,06±0,26	0,89±0,08	58,6
2006	6,65±0,45	3,88±0,60	0,81±0,11	56,35±0,65
2007	6,86±0,32	3,99±0,57	0,86±0,12	–
2008	7,00±0,61	3,63±0,37	0,79±0,09	–
2009	6,92±0,09	3,82±0,45	0,84±0,07	52,51±4,19
2002 – 2009	6,78±0,39	3,89±0,49	0,85±0,10	57,09±5,81

Tabulka 2: Srážky, odtok a ztráta Na^+ a K^+ výtokem z povodí Liz v kalendářních rocích 2002 až 2009. N – normální srážky, En – extrémní srážky v měsíci n, S – výjimečně suchý rok.

	srážková výška (mm.rok^{-1})	odtoková výška (mm.rok^{-1})	ztráta Na^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{rok}^{-1}$)	ztráta K^+ výtokem ($\text{kg.km}^{-2}.\text{rok}^{-1}$)	Na/K (-)	srážky
2002	1281,3	616,3	2143	542	3,95	E8
2003	626,2	301,1	1087	271	4,00	S
2004	799,8	369,4	1442	322	4,48	N
2005	1022,1	395,6	1603	355	4,52	E8
2006	931,0	461,0	1731	370	4,68	E8
2007	1099,3	442,9	1499	325	4,60	E9
2008	805,3	396,8	1434	325	4,40	N
2009	1134,0	510,0	1855	423	4,38	E6

Tabulka 3: Měsíční srážkové výšky, ztráty Na⁺ a ztráty K⁺ výtokem z povodí Liz v letech 2002 až 2009.

měsíc	měsíční srážkové výšky (mm)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	106,0	109,1	107,6	87,6	73,3	156,5	28,5	20,6
2	125,3	34,0	85,9	143,7	51,2	44,1	67,6	75,2
3	115,1	12,5	83,0	63,6	79,6	103,1	96,8	60,8
4	45,8	27,3	42,7	53,6	101,4	5,7	74,3	51,7
5	68,4	75,0	74,3	58,4	89,0	134,8	60,6	136,4
6	108,5	52,6	125,2	47,9	82,3	79,1	105,6	248,9
7	103,3	75,5	54,2	160	192	105,4	91,1	139,0
8	342,7	34,8	27,4	211,9	146,7	75,3	75,3	62,0
9	106,5	11,2	58,5	69,4	15,1	144,7	77,9	47,2
10	126,4	116,4	48,1	39,1	19,7	67,8	34,2	71,3
11	71,7	16,8	68,5	41,3	55,0	101,6	46,2	183,3
12	57,0	61,0	24,4	45,6	25,7	81,2	43,4	37,9
měsíc	měsíční ztráty Na ⁺ výtokem (kg.km ⁻² .měsíc ⁻¹)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	96,24	159,47	94,19	67,89	72,77	125,61	118,96	67,34
2	170,08	148,79	178,33	71,80	65,55	129,73	94,83	58,92
3	240,99	149,28	155,01	218,02	154,76	166,00	270,46	136,72
4	295,57	128,39	200,68	195,34	427,24	121,82	172,81	263,88
5	94,71	105,48	123,48	105,18	169,22	134,99	137,48	159,16
6	111,79	60,13	247,29	76,01	95,53	94,96	131,03	312,92
7	88,99	57,10	89,71	100,12	167,69	86,02	102,37	246,05
8	359,98	58,77	70,04	299,79	186,42	71,72	86,31	125,62
9	197,19	47,14	60,83	160,34	119,53	70,84	83,70	95,93
10	232,43	62,77	58,92	122,57	92,24	95,16	72,26	140,31
11	64,80	35,08	94,13	87,74	84,51	119,53	79,58	126,68
12	166,18	62,25	53,80	80,75	76,88	266,13	68,66	0,00
měsíc	měsíční ztráty K ⁺ výtokem (kg.km ⁻² .měsíc ⁻¹)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	20,27	71,73	18,98	13,58	15,49	29,12	26,81	12,86
2	42,10	33,89	44,06	14,60	13,20	30,10	20,68	11,01
3	56,18	36,58	36,93	47,07	29,65	47,62	66,53	29,87
4	67,77	29,73	49,87	48,25	95,88	29,72	44,42	58,37
5	19,28	22,60	26,96	27,80	34,71	30,90	33,56	37,40
6	21,18	11,97	49,96	13,06	21,35	20,05	28,41	63,10
7	18,68	9,02	17,46	17,40	36,33	18,23	19,95	71,34
8	79,71	12,12	13,82	67,27	40,71	13,56	18,23	28,60
9	47,13	9,14	13,06	38,25	25,75	14,49	16,98	21,15
10	58,95	12,00	12,26	28,20	18,45	13,99	16,63	30,70
11	64,80	6,87	24,12	19,22	17,79	25,75	15,96	29,48
12	40,35	13,20	11,24	16,42	16,82	48,60	14,21	0,00

V období 2002 až 2009 kolísají koncentrace K⁺ okolo hodnoty 0,85±0,10 mg.l⁻¹, koncentrace Na⁺ kolísají okolo hodnoty 3,89±0,49 mg.l⁻¹ (tab. 1). Velice úzké rozmezí všech hodnot plyne z toho, že vzorky vody byly odebírány mimo období extrémně vysokých průtoků. V tab. 2 jsou uvedeny celoroční sumy ztráty Na⁺ a K⁺ výtokem z povodí v konfrontaci s roční srážkovou a odtokovou výškou. Ve sloupci Na/K je vyčíslen poměr roční ztráty obou iontů. Sloupec srážky obsahuje charakteristické údaje o meteorologických poměrech. *N* označuje rok s normálními srážkami, *S* značí suchý rok, *En* značí měsíc, ve kterém se vyskytly extrémně vysoké srážky. Měsíční srážkové výšky, ztráty Na⁺ a ztráty K⁺ výtokem z povodí Liz v letech 2002 až 2009 obsahuje tab. 3. Měsíční srážkové výšky, odtokové výšky a poměry Na/K sumarizuje tab. 4.

Tabulka 4: Měsíční srážkové výšky, odtokové výšky a poměry Na/K na povodí Liz v letech 2002 až 2009.

měsíc	měsíční srážkové výšky (mm)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	-	109,1	107,6	87,6	73,3	156,5	28,5	20,6
2	125,3	34,0	85,9	143,7	51,2	44,1	67,6	75,2
3	115,1	12,5	83,0	63,6	79,6	103,1	96,8	60,8
4	45,8	27,3	42,7	53,6	101,4	5,7	74,3	51,7
5	68,4	75,0	74,3	58,4	89,0	134,8	60,6	136,4
6	108,5	52,6	125,2	47,9	82,3	79,1	105,6	248,9
7	103,3	75,5	54,2	160	192	105,4	91,1	139,0
8	342,7	34,8	27,4	211,9	146,7	75,3	75,3	62,0
9	106,5	11,2	58,5	69,4	15,1	144,7	77,9	47,2
10	126,4	116,4	48,1	39,1	19,7	67,8	34,2	71,3
11	71,7	16,8	68,5	41,3	55,0	101,6	46,2	183,3
12	57,0	61,0	24,4	45,6	25,7	81,2	43,4	37,9
měsíc	měsíční odtokové výšky (mm)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	23,3	69,6	23,1	16,6	17,4	35,1	37,8	15,1
2	55,4	38,9	51,8	17,2	15,0	34,6	31,8	13,8
3	73,9	42,1	40,6	49,6	36,2	68,0	72,3	33,2
4	81,7	31,6	60,1	58,8	141,0	32,7	54,2	80,0
5	21,4	26,0	30,6	28,7	48,2	30,0	40,4	38,2
6	24,6	14,8	63,2	17,9	35,0	22,0	35,5	86,4
7	20,1	13,7	22,1	23,8	36,7	19,8	26,3	91,5
8	85,7	13,9	15,9	73,1	42,9	16,3	22,0	34,0
9	54,2	10,9	13,6	40,7	28,0	15,9	20,2	24,6
10	67,8	14,5	13,4	28,8	22,0	25,4	18,5	35,7
11	-	10,1	21,5	20,9	20,2	65,8	19,7	32,4
12	43,4	15,0	13,4	19,6	18,5	77,1	18,2	25,1
měsíc	měsíční poměry Na/K (-)							
	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
1	4,7	2,2	5,0	5,0	4,7	4,3	4,4	5,2
2	4,0	4,4	4,0	4,9	5,0	4,3	4,6	5,4
3	4,3	4,1	4,2	4,6	5,2	3,5	4,1	4,6
4	4,4	4,3	4,0	4,0	4,5	4,1	3,9	4,5
5	4,9	4,7	4,6	3,8	4,9	4,4	4,1	4,3
6	5,3	5,0	4,9	5,8	4,5	4,7	4,6	5,0
7	4,8	6,3	5,1	5,8	4,6	4,7	5,1	3,4
8	4,5	4,8	5,1	4,5	4,6	5,3	4,7	4,4
9	4,2	5,2	4,7	4,2	4,6	4,9	4,9	4,5
10	3,9	5,2	4,8	4,3	5,0	6,8	4,3	4,6
11	-	5,1	3,9	4,6	4,8	4,6	5,0	4,3
12	4,1	4,7	4,8	4,9	4,6	5,5	4,8	??

Diskuse

Vymývání draselného a sodného iontu z povodí v ročním měřítku

Roční ztráta K^+ výtokem z povodí Liz v letech 2002 až 2009 kolísá v rozmezí 271–542 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ (Vondrka et al., 2013). Což je o něco více, než činí odhad 0–100 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ ztráty acidifací – vyplavováním z lesních ekosystémů (Hofmeister, Hruška 2002), avšak je ve shodě s dlouhodobými údaji za období 1994 až 2009 na povodí Liz (tab. 3). Roční ztráta Na^+ výtokem v rozmezí 1087–2143 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$ (tab. 2) je také větší než publikovaný odhad 100–700 $kg \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$, ale souhlasí s dlouhodobými údaji za období 1994 až 2009 (Vondrka et al., 2013).

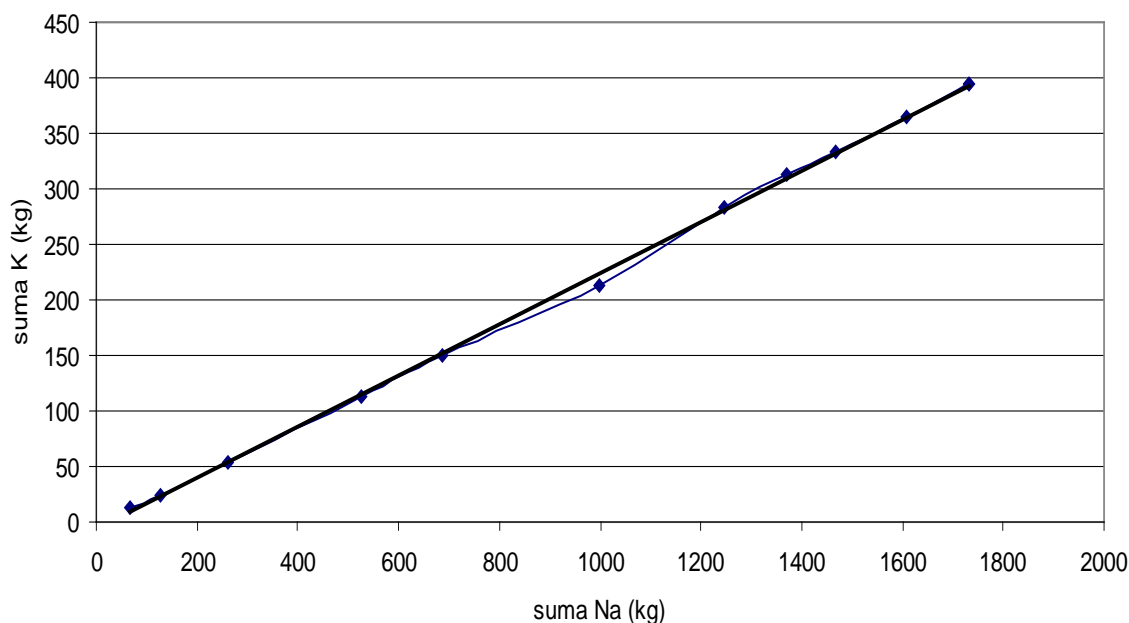
Extrémně vysoký výtok sodíku z povodí těsně souvisí se srážkovými extrémy, neboť ve čtyřech letech s vysokým ročním srážkovým úhrnem (2002, 2005, 2006, 2009) došlo současně i k vysoké ztrátě sodíku. Naproti tomu roční ztráta draslíku není tak výrazně vázána na roční srážkový úhrn. Jen ve dvou letech (2002, 2009) odpovídá extrémnímu ročnímu srážkovému úhrnu i extrém v roční ztrátě draslíku (tab. 2).

Vymývání draselného a sodného iontu z povodí v měsíčním měřítku

Analýza měsíčních dat ukazuje, že v měsíčním měřítku korelují extrémní ztráty výtokem draslíku a sodíku s vysokými srážkovými úhrny (duben a srpen 2002, srpen 2005, duben 2006, červen a červenec 2009), jak ukazuje tab. 3, v níž jsou extrémy označeny tučným písmem.

V měsíčním měřítku se ukazuje, že extrémně nízký poměr Na/K (leden 2003, březen 2007) souvisí s táním sněhové pokrývky v podmínkách, kdy tající voda intenzivně proplachuje půdu a vymývá z ní draslík (tab. 4, označeno kurzívou). Extrémně vysoký poměr Na/K je naopak dosahován v teplých letních či podzimních měsících s malým srážkovým a odtokovým úhrnem (červen 2003, květen a červen 2005, říjen 2007). V těchto měsících obsahuje vytékající voda menší množství draslíku, protože draslík je odčerpáván z půdy rostlinami (tab. 4, označeno tučným písmem).

V jarním období tání sněhové pokrývky, vyjma roku 2006 a 2009, je poměr ztráty draslíku ke ztrátě sodíku větší než v dalších měsících. S trváním vegetační sezóny pak tento poměr klesá, což je známkou toho, že draslík se méně vymývá do vod. V mimovegetačním období, pokud netaje sníh, dosahuje poměr ztráty draslíku ke ztrátě sodíku ustálených hodnot.



Obr. 1: Součtová čára výtoku sodíku a draslíku v roce 2009 na povodí Liz. Tlustá čára znázorňuje lineární trend, tenká čára je spojnice dat označených plným čtverečkem.

Po celý rok 2006 je poměr ztráty draslíku ke ztrátě sodíku téměř shodný. Bylo to zřejmě způsobeno mohutnou ztrátou sodíku v měsíci dubnu. V roce 2009 způsobil vysoký srážkový úhrn v měsících květu až červenci vysokou ztrátu sodíku i draslíku, avšak ztrátu draslíku poměrně menší než ztrátu sodíku. Proto se na součtové čáře se v ročním chodu objevuje mírná výchylka ve tvaru oblouku vyklenutého dolů proti směru růstu svislé osy (obr. 1). Menší ztráta draslíku v období silných dešťů ve

vegetační sezóně je důsledkem faktu, že draslík se, na rozdíl od sodíku, velice dobře fixuje v sorpčním komplexu půdy.

Závěry

Hmotnostní poměr Na/K se v ročních hodnotách pohybuje v rozmezí 3,95–4,68 (tab. 2). To odpovídá dlouhodobému měření, které ukazuje stejné hodnoty od roku 1997 (tab. 5). Podle Pittera (1999) odpovídá hmotnostní poměr Na/K = 4 podzemní vodě (tab. 1). Znamená to, že voda vytékající z povodí má z hlediska ročního poměru Na/K setrvale charakter podzemní vody. Tudíž v ročním měřítku je podíl přímého odtoku na celkovém odtoku z povodí nevýrazný.

V převážné většině zkoumaných měsíců dosahuje hmotnostní poměr Na/K hodnot v rozmezí 4 až 5 (tab. 4). Podle Pittera (1999) odpovídá hmotnostní poměr Na/K = 4 podzemní vodě (tab. 1). Znamená to, že voda vytékající z povodí má z hlediska poměru Na/K v měsících, kdy nedošlo k extrémním dešťovým srážkám nebo k promytí půdy tající sněhovou vodou, charakter podzemní vody. Tudíž v měsíčním měřítku je podíl přímého odtoku na celkovém odtoku z povodí významný jen tehdy, pokud došlo k extrémním dešťovým srážkám nebo k promytí půdy tající sněhovou vodou.

Na měřené osmileté řadě 2002–2009 srážko-odtokových a chemických dat na povodí Liz byly získány tyto závěry o vymývání draselného a sodného iontu výtokem z povodí:

- V měsíčních sumách korelují extrémní ztráty výtokem draslíku a sodíku s vysokými srážkovými úhrny.
- V ročních sumách korelují extrémní ztráty výtokem sodíku s vysokými srážkovými úhrny. Ztráty draslíku nekorelují s vysokými srážkovými úhrny.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou projektu TAČR (TA02021451).

Literatura

- Fottová, D. et al. (2011): Hodnocení dopadů klimatických změn na hydrologickou bilanci a návrh praktických opatření ke zmírnění jejich dopadů. Závěrečná zpráva projektu SP/1a6/151/07. Česká geologická služba, Praha, 254 s.
- Grünwald, A. (1999): Voda a ovzduší 20 (chemie). Vydavatelství ČVUT, Praha.
- Hofmeister, J., Hruška, J. (2002): Noste dříví do lesa. Vesmír 81, 568–572.
- Pitter, P. (1999): Hydrochemie. Vydavatelství VŠCHT, Praha, 568 s.
- Tesař, M., Balek, J., Šír, M. (2006): Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 54, 137–150.
- Vondrka, A., Tesař, M., Šír, M. (2013): Vyplavování sodného a draselného iontu z malého horského povodí na Šumavě. *Vodní hospodářství* 7, 21–25.

Odnosy dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodňených povodí po aplikaci různých typů hnojiv

Antonín Zajíček^{1,2}, Renata Duffková¹, Petr Fučík¹

¹Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i. Žabovřeská 250, 156 27 Praha 5 – Zbraslav

²Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6 - Suchdol

Úvod

Vyplavení a odnos dusíku (N) a fosforu (P) ze zemědělské půdy do vod souvisí s hydrologickou konektivitou povodí, land use, množstvím a rozdělením srážek, geomorfologickou zonací a půdními podmínkami (Jarvie et al., 2010, Smethurst et al., 2014). Zvýšené riziko vyplavení N a P mají půdy, ze kterých je odtok vody urychlován (tj. drenážované, náchylné k erozi a tvorbě makropórů, např. Valero et al., 2007). Dusík je vyplavován převážně ve formě dusičnanů (orná půda), které jsou účinněji zadržovány v méně propustných půdách s vyvinutými kapilárními póry v tzv. imobilní vodě (Scholefield a Stone, 1995). Tento proces je obzvláště prospěšný v době, kdy příjem N rostlinami, imobilizace a denitrifikace jsou nízké. Zvýšené vyplavení P s vysokým eutrofizačním potenciálem v rozpuštěné formě (RP) souvisí se sorpční kapacitou půdy (nízkou-písčité půdy, vysoce nasycenou-desorpce P) a aplikací organických hnojiv (mobilita, resp. přístupnost organického P v důsledku vytěsnění P z málo dostupných Fe, Al a Ca fosfátů do půdního roztoku organickou hmotou (Delgado et al., 2008, Bachmann et al., 2011, Reid et al., 2012, Vaneekhaute et al., 2013b). Povrchový odtok (eroze) a makropóry (jílovité půdy) jsou zdrojem partikulárního P (PP) vázaného na půdní koloidy (Mc Gechan a Hooda, 2010). Vysoké riziko vyplavení NO₃ i P představují drenážované půdy vysoce saturované P a s výskytem makropórů, a to zejména při zvýšeném povrchovém a podpovrchovém odtoku v souvislosti s významnou srážko-odtokovou epizodou (Valero et al., 2007, Delgado et al., 2008, Reid et al., 2012, Smethurst et al., 2014). Povrchový odnos PP může být redukován minimálním (žádným) zpracováním půdy, které naopak podporuje odnos PP makropóry a stratifikaci půdního profilu (tj. vysokou nasycenost P povrchové vrstvy) s rizikem odnosu RP (Delgado et al., 2008, Mittelstet et al., 2011). Z hlediska vlivu organického hnojení bylo např. zjištěno, že o vyplavení NO₃ z digestátu (zbytek po anaerobní digestci při výrobě bioplynu užívaný jako hnojivo) rozhoduje podíl amonných iontů z celkového N (Svoboda et al., 2013). Digestáty mají vyšší podíl přístupného NH₄, nižší obsah organické hmoty (vyšší stabilita) a C:N a vyšší pH než kejda či hnůj (Tambone et al., 2010, Möller a Müller, 2012, Vaneekhaute et al., 2013a). Vysoká přístupnost N v digestátech vytváří před příjmem živin porostem riziko vyplavení N do podzemních vod. Fugát (tekutá složka po separaci digestátu) má vyšší účinnost než ledek amonný, neboť obsahuje i další živiny (P, K) a jeho výnos je srovnatelný s minerálním NPK (Walsh et al., 2012). Kromě zvýšení mobility P bylo po aplikaci digestátu zjištěno i snížení přístupnosti P tvorbou nerozpustných Ca a Mg fosfátů či struvitu a vazbou do partikulárních forem (Möller a Müller, 2012). Vyplavení organického P zvyšují i vymrzající meziplodiny po opakovaných cyklech mrznutí a tání (Liu et al., 2013).

Cílem příspěvku bylo zhodnotit, jak hnojení minerálními hnojivy, kejdou a fugátem ovlivňuje koncentrace dusičnanového dusíku, rozpuštěného reaktivního fosforu a celkového fosforu v drenážních vodách a vyplavování těchto živin z odvodňených povodí.

Materiál a metody

Pokusná lokalita Košetice se nachází v k.ú. Košetice v regionu Českomoravské vrchoviny, jihozápadně od obce. Jedná se o pole s ornou půdou obhospodařované Agropodnikem Košetice o výměře 34,50 ha, v klimatickém regionu 6-9. Nadmořská výška se pohybuje od 500 do 525 m n. m. Z hlediska nitrátové směrnice je pozemek zařazen do zranitelné oblasti dusičnanů s aplikačním pásmem III a., s průměrnou sklonitostí 2,5°. Na pozemku byla v roce 1963 vybudována stavba drenážního odvodnění dosud funkční s dvěma drenážními skupinami, které jsou vyústěny do recipientu

vzdáleného od jižní hranice pozemku 70 - 100 m. Z hlediska erozní ohroženosti je značná část výměry pozemku považována za neohroženou (32,15 ha) a menší část pozemku za mírně erozně ohroženou (MEO, 2,35 ha). Na této ploše je nutné dodržovat půdo-ochranné technologie při pěstování širokořádkových plodin. Maximální délka odtokové linie je 622 m. Z hlediska půdního složení je převažujícím půdním typem kambizem modální, v terénních depresích se vyskytuje kambizem oglejená a pseudoglej modální. V jihozápadní části lokality se vyskytuje koluvizem modální, která vznikla akumulací erozních smyčů z vyšší části pozemku.

Na pokusné lokalitě byly v roce 2013 pěstovány: ve spodní části ječmen jarní, v horní části kukuřice na siláž. Na základě umístění dvou hlavních drenážních skupin zaústěných do dvou šachtic (KOS 1, KOS 2) byl pozemek rozdělen na dvě části. Na mikropovodí skupiny KOS 1 bylo prováděno tradiční hospodaření s užitím kejdy skotu a fosforečného hnojiva Polidap se snadno přístupnou formou P. Na mikropovodí skupiny KOS 2 bylo použito hnojivo s pomalým uvolňováním P (Dolophos), u kterého bylo předpokládáno nižší riziko průniku P do podzemních vod.

Pokusná lokalita Vepřikov se nachází při jižním okraji stejnojmenné obce. Jedná se o půdní blok (PB) 6201/5 (čtverec 660-1090) o výměře 60,69 ha obhospodařovaný Zemědělským obchodním družstvem Kámen. Lokalita patří do klimatického regionu 7 (mírně teplý, vlhký). Nadmořská výška se pohybuje od 485 do 505 m. Z hlediska nitrátové směrnice je pozemek zařazen do zranitelné oblasti dusičnany s aplikačním pásmem III a., s průměrnou sklonitostí 1,5°. Z hlediska erozní ohroženosti je značná část výměry pozemku považována za neohroženou a malá část pozemku za mírně erozně ohroženou (MEO). Na pozemku byla v roce 1988 vybudována stavba systematického odvodnění - dosud funkční, jejíž drenážní skupiny jsou vyústěny do recipientu vzdáleného od jižní hranice pozemku 120 - 140 m. Převažujícím půdním typem je kambizem modální (KAm), v terénních depresích se vyskytuje kambizem oglejená KAg a pseudoglej modální PGM. Pouze v části s největším zamokřením byl zjištěn glej modální GLm. dokládající zřejmě poruchu drenážního systému. Na pokusné lokalitě byla v roce 2013 pěstována kukuřice na siláž odrůdy Ursinio. Pozemek byl rozdělen ve směru po spádnicí na dvě pokusné varianty-linie s odlišným způsobem hnojení podle morfologických charakteristik terénu Vepřikov. Na mikropovodí drenážní skupiny Vepř 2 byl aplikován fugát tj. tekutá složka po separaci digestátu o množství 203 kg/ha dusíku a 41 kg/ha fosforu, na mikropovodí drenážní skupiny Vepř 1 proběhla aplikace minerálních hnojiv NP, NPK, DAM, Fosmag, LAV, DASA o dávce 188 kg/ha dusíku a 40 kg/ha fosforu. Na všech závěrových profilech sledovaných drenážních skupin byly instalovány měrné profily s automatickým měřením drenážního průtoku. Ručně byla voda z šachtic odebírána v pravidelných čtrnáctidenních intervalech. V průběhu srážko-odtokových epizod byly vzorky odebírány automaticky pomocí vzorkovačů ISCO. Všechny vzorky byly následně analyzovány na obsahy: dusičnanů (N-NO₃, mg/l), reaktivního rozpuštěného fosforu RRP (P-PO₄, mg/l), celkového P (Pcelk., mg/l). Drenážní odtok byl hodnocen dle odtokových koeficientů a separace odtoku na 3 složky (metody digitálních filtrů Grayson a Nathan - Mc Mahon, separující základní odtok Q base a početních metod MPGM a GROUND separující odtok přímý Q direct, středně rychlá složka - Q inter byla získána odečtením základního odtoku od výsledků separace MPGM a GROUND). Zjištěné koncentrace sledovaných látek byly přepočítány na průtokově vážené koncentrace (C_{fw}) k vyloučení vlivu rozdílné velikosti odtoku z mikropovodí sledovaných drenážních skupin. Koncentrace z pravidelného monitoringu a ze srážko-odtokových epizod byly hodnoceny odděleně. Odnos látek z povodí byl získán vynásobením průměrného denního odtoku koncentrací živiny.

Výsledky

Porovnání vyplavování látek z plochy hnojené kejdou skotu a minerálním hnojivem – pokusná lokalita Košetice

Drenážní odtok

Obě sledované drenážní skupiny se vyznačují poměrně velkým specifickým odtokem (tab. 1). Skupina KOS 1 se vyznačuje téměř po celý hydrologický rok větším specifickým odtokem. Tyto rozdíly jsou zvláště výrazné v průběhu srážko-odtokových epizod. Výrazně rozdílné jsou také hodnoty odtokových

koeficientů pro obě sledované drenážní skupiny. Zatímco na KOS 1 byla zjištěna mimořádně vysoká hodnota 77 %, na KOS 2 hodnota běžná pro drenážní systémy v dané oblasti (28 %). Srážko-odtokové epizody obecně mají vysoký podíl na celkovém odtoku ze sledovaných drenážních skupin. V případě KOS 1 odtok za 15 dnů s největším průtokem (odpovídá přibližně 7 srážko-odtokovým epizodám) 34 % celkového množství vody za hydrologický rok. V případě KOS 2 představoval odtok za 15 dnů s největším průtokem 36 % celkového odtoku.

Tabulka 1: Charakteristiky drenážního odtoku obou sledovaných drenážních skupin pokusného povodí Košetice v hydrologickém roce 2013.

Skupina	Hs (mm)	Koeficient odtoku (%)	Specifický odtok (l/s/ha)	Medián odtoku (m ³ /den/ha)	Q base (%)	Q inter (%)	Q direct (%)
KOS 1	791,2	77,0	0,19	4,3	39,3	29,5	31,2
KOS 2	791,2	28,0	0,07	2,9	31,8	27,6	40,6

Koncentrace a odnos dusičnanového dusíku

Na kejdou hnojeném mikropovodí drenážní skupiny KOS 1 byly zjištěny koncentrace N-NO₃ v rozmezí 8,8 - 36,6 mg/l. Průtokově vážená koncentrace (C_{fw}) měla hodnotu **22,1 mg/l** a byla vyšší než C_{fw} na minerálně hnojeném mikropovodí drenážní skupiny KOS 2, kde dosahovala hodnoty **19,4 mg/l** (rozpětí koncentrací zde bylo 7,0-27,8 mg/l). V mimovegetačním období byla zjištěna hodnota C_{fw} 22,8 mg/l na KOS 1 a 15,6 mg/l na KOS 2. V průběhu vegetační sezóny dosahovaly koncentrace N-NO₃ na obou sledovaných drenážních skupinách vyšších hodnot než v období mimovegetačním a opět byly vyšší na kejdované skupině KOS 1 (25,3 mg/l oproti 21,9 mg/l na KOS 2). V průběhu srážko-odtokových epizod se koncentrace dusičnanového dusíku nechovaly vždy podle obecné představy o ředění. Zejména na profilu KOS 2, ale i na KOS 1 bylo zjištěno relativně velké zvýšení koncentrací N-NO₃ spolu s rostoucím průtokem. Pokud uvažujeme hodnotu C_{fw} za všechny epizody, tato je podstatně vyšší na minerálně hnojeném mikropovodí KOS 2, a to zejména ve vegetačním období. Zjištěné hodnoty průtokově vážených koncentrací N-NO₃ jsou uvedeny v tab. 2.

Průměrný denní i celkový roční odnos N-NO₃ byl v hydrologickém roce 2013 výrazně vyšší z plochy KOS 1 hnojené kejdou (tab. 1). Rozdíl mezi kejdovanou plochou a plochou hnojenou minerálním hnojivem je také v tom, že zatímco na kejdované skupině KOS 1 mělo největší podíl na odnosu mimovegetačním období, na ploše KOS 2 hnojené minerálním hnojivem byl vyšší odnos N-NO₃ ve vegetačním období. Epizody se na celkovém odnosu podílejí z **18 %** z mikropovodí KOS 1, resp. z **32 %** z mikropovodí KOS 2. Toto rozložení je způsobeno skutečností, že na KOS 2 je podstatně větší podíl rychlé (přímé) složky odtoku, na kterou jsou vázány největší ztráty.

Tabulka 2: Koncentrace a odnos dusičnanového dusíku z mikropovodí sledovaných drenážních skupin povodí Košetice v hydrologickém roce 2013.

Období	Skupina	Hnojení	Koncentrace N-NO ₃		Odnos N-NO ₃			
			C _{fw} pravidelný (mg/l)	C _{fw} epizody (mg/l)	Max (g/ha/den)	Denní průměr (g/ha/den)	Denní medián (g/ha/den)	Celkem (kg/ha/rok)
HR 2013	KOS 1	kejda	22,1	17,7	4442,7	380,8	90,2	136,0
HR 2013	KOS 2	minerál	19,4	27,9	10538,5	126,1	42,5	46,0
Veg.	KOS 1	kejda	25,3	17,7	4442,7	347,3	79,9	50,5
Veg.	KOS 2	minerál	21,9	29,6	10538,5	195,4	35,6	30,1
Mimoveg.	KOS 1	kejda	22,8	17,9	3285,1	402,3	122,2	86,7
Mimoveg.	KOS 2	minerál	15,6	14	1025,8	75,4	51,9	16,0

Koncentrace a odnos rozpuštěného reaktivního fosforu (P-PO₄)

Koncentrace P-PO₄ v drenážních vodách obou sledovaných mikropovodí jsou relativně nízké a dosahují 0,001 – 0,196 mg /l (tab. 3). Na kejdované ploše obecně dochází k mírnému ředění s rostoucím průtokem a na ploše hnojené minerálním hnojivem se koncentrace P-PO₄ s rostoucím průtokem mírně zvyšují. Z hlediska celého hydrologického roku jsou hodnoty C_{fw} na obou sledovaných skupinách podobné (**0,022 mg/l na KOS 1 a 0,020 mg/l na KOS 2**), výrazný rozdíl však byl zjištěn ve vegetačním období, kdy jsou výrazně větší koncentrace P-PO₄ měřeny na kejdovaném mikropovodí KOS 1 (**0,046 mg/l**) než na minerálně hnojeném mikropovodí KOS 2 (**0,001 mg/l**). V průběhu mimovegetační sezóny byly koncentrace P-PO₄ na obou sledovaných mikropovodích podobné (0,020 mg/l na KOS 1 a 0,022 mg/l na KOS 2).

Hodnoty odnosu P-PO₄ jsou uvedeny v tab. 3. Všechny denní charakteristiky odnosu i celkový odnos byly v hydrologickém roce 2013 výrazně vyšší z plochy KOS 1 hnojené kejdou. Z hlediska sezóny nebyl pozorován velký rozdíl mezi odnosem P-PO₄ ve vegetační a mimovegetační sezóně.

V průběhu srážko-odtokových epizod dochází převážně k nárůstu koncentrací P-PO₄. Srážko-odtokové epizody se na celkovém odnosu P-PO₄ podílely velmi podstatným způsobem, na KOS 1 představoval odnos za 7 změřených epizod **47 % celkové roční ztráty**, přičemž největší podíl měla mimořádná třídní epizoda na začátku června, která samotná způsobila 22 % celkového ročního odnosu P-PO₄. Na minerálně hnojeném mikropovodí KOS 2 se srážko-odtokové epizody podílely na celkovém **odnosu P-PO₄ z 36 %**. Fosfor v podobě P-PO₄ má na obou sledovaných profilech ve vegetační i mimovegetační sezóně pětinný až třetinový podíl z celkového P. Nejvíce se na odnosu podílel ve vegetační sezóně, kdy z kejdovaného mikropovodí KOS 1 dosahoval 37 % celkové ztráty P; na minerálně hnojeném mikropovodí KOS 2 činil tento podíl 35%.

Tabulka 3: Průtokově vážené koncentrace (C_{fw}) a odnos RRP (P-PO₄) ze sledovaných drenážních skupin povodí Košetice v hydrologickém roce 2013.

			Koncentrace P-PO ₄		Odnos P-PO ₄			
Období	Skupina	Hnojení	C _{fw} pravidelný (mg/l)	C _{fw} epizody (mg/l)	Max (g/ha/den)	Denní průměr (g/ha/den)	Denní medián (g/ha/den)	Celkem (g/ha/rok)
HR 2013	KOS 1	kejda	0,022	0,090	19,350	0,463	0,071	168,9
HR 2013	KOS 2	minerál	0,020	0,044	12,414	0,146	0,018	53,2
Veg.	KOS 1	kejda	0,046	0,106	19,350	0,519	0,070	79,9
Veg.	KOS 2	minerál	0,001	0,044	12,414	0,179	0,002	27,6
Mimoveg.	KOS 1	kejda	0,020	0,043	4,663	0,426	0,089	90,7
Mimoveg.	KOS 2	minerál	0,022	0,045	2,359	0,121	0,054	25,6

Koncentrace a odnos celkového fosforu

Stejně jako v případě předešlých sledovaných látek byly hodnoty průtokově vážené koncentrace vždy vyšší na kejdovaném mikropovodí KOS 1 (C_{fw} = **0,089 mg/l**) ve srovnání s minerálně hnojeným mikropovodím KOS 2 (C_{fw} = **0,066 mg/l**), jak je uvedeno v tab. 4. V průběhu srážko-odtokových epizod docházelo většinou ke zvyšování koncentrací s rostoucím průtokem. Průtokově vážené koncentrace byly také většinou dvojnásobné v porovnání s koncentracemi za běžných odtoků. Přesto se na obou sledovaných profilech vyskytly epizody s opačným průběhem (to nastává na drenážních profilech pouze ojediněle). Vysvětlením je rychlý průnik velkého množství vody z příčné srážky do drenážního odtoku.

Hodnoty odnosu celkového P jsou uvedeny v tab. 4. Celková ztráta za hydrologický rok byla na mikropovodí KOS 1 hnojeném kejdou **629 g/ha**, a na mikropovodí KOS 2 (minerální hnojivo) pouze **156 g/ha**. Velkou roli v tomto rozdílu hrají vyšší hodnoty drenážního odtoku z mikropovodí KOS 1 (tab. 1), ale je nutno také počítat s vyššími koncentracemi celkového fosforu ve vodách této drenážní

skupiny. Poměrně velký podíl na velké ztrátě fosforu z pokusného povodí mají srážko-odtokové epizody. V jejich průběhu došlo k odnosu **38 % roční ztráty P z mikropovodí minerálně hnojené drenážní skupiny KOS 2**. Na kejdované drenážní skupině KOS 1 byl podíl epizod na celkové ztrátě P sice jen **26 %**, většinu z toho podílu tvořil odnos v průběhu pouhých dvou epizod: tání při oblevě v lednu 2013 a extrémní epizoda v červnu 2013.

Tabulka 4: Průtokově vážené koncentrace (Cfw) a odnos celkového P (P-celk.) ze sledovaných drenážních skupin povodí Košetice v hydrologickém roce 2013.

Období	Skupina	Hnojení	Koncentrace P-celk.		Odnos P-celk.			
			Cfw pravidelný (mg/l)	Cfw epizody (mg/l)	Max (g/ha/den)	Denní průměr (g/ha/den)	Denní medián (g/ha/den)	Celkem (g/ha/rok)
HR 2013	KOS 1	kejda	0,089	0,194	40,976	1,724	0,325	629,4
HR 2013	KOS 2	minerál	0,066	0,133	25,957	0,428	0,133	156,2
Veg.	KOS 1	kejda	0,074	0,224	40,976	1,410	0,211	217,2
Veg.	KOS 2	minerál	0,052	0,132	25,957	0,510	0,081	78,5
Mimoveg.	KOS 1	kejda	0,102	0,112	24,071	1,993	0,505	424,5
Mimoveg.	KOS 2	minerál	0,074	0,141	4,503	0,367	0,213	77,7

Porovnání vyplavování látek z plochy hnojené fugátem a minerálním hnojivem – výsledky z pokusné lokality Vepříkov

Drenážní odtok

Průměrný denní specifický odtok z pokusného povodí Vepříkov dosahuje ve sledovaném období **4,34 m³/ha** na drenážní skupině **Vepř 1** a **4,0 m³/ha** na drenážní skupině **Vepř 2**. Průměrný denní průtok se vyznačuje podobně jako na jiných odvodněných lokalitách značnou variabilitou a pohybuje se v rozmezí na Vepř 1 **0,31 – 21,00 l/s**, resp. **0,41-23,81 l/s** na Vepř 2.

Přímý odtok, který ve sledovaném období představoval přibližně třetinu celkového odtoku (30 % Vepř 1 a 28 % Vepř 2) se uplatňuje zejména v průběhu srážko-odtokových epizod. U nejvýznamnější dosahoval na obou sledovaných profilech až 90 % celkového denního odtoku. Velikost odtoku i poměrové zastoupení složek odtoku je na obou sledovaných drenážních skupinách pokusného povodí velmi podobné, lze tedy velmi dobře porovnávat koncentrace a odnos sledovaných látek při obou zkoumaných způsobech obhospodařování.

Koncentrace a odnos dusičnanového dusíku

Koncentrace NO₃ se v průběhu sledovaného období mimo srážko-odtokové epizody pohybovaly na skupině Vepř 1 (minerální hnojení) mezi 18,3 – 25,1 mg/l, přičemž průtokově vážená koncentrace (Cfw) byla **19,4 mg/l**. Na drenážní skupině Vepř 2 (hnojení fugátem) byly v průběhu sledovaného období koncentrace dusičnanů podstatně nižší než na Vepř 1 a pohybovaly se v rozmezí 7,7 -16,7 mg/l, hodnota Cfw byla vypočítána na **12,97 mg/l** (tab. 5).

V průběhu srážko-odtokových epizod obecně docházelo na obou sledovaných profilech k ředění koncentrací dusičnanů, výjimkou je první zachycená epizoda z 24. 6. 2013, kdy naopak došlo k prudkému nárůstu koncentrací N-NO₃ na Vepř 1 až na 29,9 mg/l. Průtokově vážená koncentrace N-NO₃ byla v průběhu zachycených epizod 10,4 mg/l. Na Vepř 2 docházelo v průběhu srážko-odtokových epizod k ještě výraznějšímu ředění koncentrací, když hodnota Cfw na této skupině dosáhla v průběhu epizod 5,9 mg/l.

Také z hlediska odnosu dusičnanového dusíku byly nižší ztráty zaznamenány na fugátem hnojeném mikropovodí Vepř 2, kde celková ztráta N-NO₃ za sledované období byla nižší o **46,5 %**. Významný podíl na odnosu N měly srážko-odtokové epizody. V roce 2013 bylo na pokusném povodí Vepřikov zaznamenáno celkem 7 epizod, jejichž doba trvání byla 13 dnů (z 221 dnů celého období sledování). Za těchto 13 dnů bylo vyplaveno na Vepř 1 30,7 % N-NO₃ a na Vepř 2 12,6 % N-NO₃ celkového odnosu za sledované období.

Tabulka 5: Koncentrace a odnos dusičnanového dusíku z mikropovodí sledovaných drenážních skupin povodí Vepřikov za sledované období 1. 6. - 31. 12. 2013.

Skupina	Hnojení	Koncentrace N-NO ₃		Odnos N-NO ₃		
		Cfw pravidelný (mg/l)	Cfw epizody (mg/l)	Max (g/den/ha)	Průměr (g/den/ha)	Celkem (kg/ha)
Vepř 1	minerální	19,44	10,40	2320	90	18,84
Vepř 2	fugát	12,97	5,90	430	50	10,08

Koncentrace a odnos rozpuštěného reaktivního fosforu (P-PO₄)

Charakteristiky koncentrací a odnosu P-PO₄ jsou uvedeny v tab. 6. Na drenážní skupině Vepř 1 se podle pravidelného monitoringu pohybovaly koncentrace P-PO₄ v rozpětí 0,001 – 0,045 mg/l, průtokově vážená koncentrace měla hodnotu **0,019 mg/l**. Tyto velmi nízké hodnoty poměrně výrazně rostly spolu s rostoucím průtokem během srážko-odtokových epizod. V jejich průběhu se pohybovaly v rozmezí 0,020 -0,359 mg/l, hodnota Cfw byla **0,120 mg/l**. Na fugátem hnojené mikropovodí drenážní skupiny Vepř 2 byly koncentrace P-PO₄ nižší, zejména v průběhu srážko-odtokových epizod. Mimo epizody se pohybovaly v rozmezí 0,001 – 0,293 mg/l a průtokově vážená koncentrace měla hodnotu 0,015, přičemž se projevoval mírně poklesový trend koncentrací s rostoucí hodnotou průtoku. Hodnota průtokově vážené koncentrace P-PO₄ v průběhu epizod byla na profilu Vepř 2 0,064 mg/l. Na této drenážní skupině se průběh koncentrací se lišil podle období, kdy epizoda proběhla. Zatímco v epizodách ve vegetačním období docházelo k výraznému růstu koncentrací se zvětšujícím se průtokem, v epizodách, které nastaly po skončení vegetačního období koncentrace P-PO₄ na změnu průtoku příliš nereagovaly a zůstávaly na nízké úrovni (průměrně 0,033 mg/l).

Také z hlediska odnosu P-PO₄ byly příznivější výsledky zaznamenány na fugátem hnojeném mikropovodí Vepř 2 (tab. 6), a to o **36,5 %** za sledované období. Na celkovém odnosu P-PO₄ z obou sledovaných drenážních skupin měly velmi významný podíl srážko-odtokové epizody. V průběhu 7 zaznamenaných srážko-odtokových epizod bylo za 13 dnů jejich trvání vyplaveno na Vepř 1 **47,8 %** P-PO₄ a na Vepř 2 **48,8 %** P-PO₄.

Koncentrace a odnos celkového fosforu (Pcelk.)

Na drenážní skupině Vepř 1 se v pravidelném monitoringu pohybovaly koncentrace Pcelk. v rozpětí 0,026 – 0,137 mg/l, průtokově vážená koncentrace měla hodnotu **0,045 mg/l**. Za běžných odtoků nebyl pozorován vztah mezi velikostí průtoku a koncentrací celkového P v drenážní vodě. V průběhu srážko-odtokových epizod docházelo k růstu koncentrací Pcelk. Tyto se pohybovaly mezi 0,042-1,544 mg/l, epizodní Cfw měla hodnotu 0,293 mg/l. Koncentrace celkového P na mikropovodí Vepř 2 byly za běžných průtoků podobné těm zjištěným na Vepř 1 (hnojeném minerálními hnojivy) a pohybovaly se v rozpětí 0,026 -0,114 mg/l a hodnota Cfw byla **0,043 mg/l**. V průběhu srážko-odtokových epizod však byly podstatně nižší a chovaly se podobně jako v případě RRP. Během epizod ve vegetačním období rostly společně s rostoucím průtokem. Během epizod po skončení vegetační sezóny však koncentrace Pcelk. na změnu průtoku nereagovaly, zůstávaly nízké a v jednom případě došlo dokonce k jejich ředění. Proto byla také hodnota průtokově vážené koncentrace na Vepř 2 pouze 0,159 mg/l, tedy téměř dvakrát nižší než na Vepř 1. Stejně jako v případě předchozích sledovaných látek, odnos celkového P byl nižší na fugátem hnojené drenážní skupině Vepř 2 a to o **22 %** za sledované období

(tab. 7). V průběhu sedmi srážko-odtokových epizod bylo za 13 dnů jejich trvání vyplaveno z Vepř 1 **58,8%** a z Vepř 2 **49,1 %** celkové ztráty P celk. za sledované období.

Tabulka 6: Koncentrace a odnos RRP z mikropovodí sledovaných drenážních skupin povodí Vepřikov za sledované období 1. 6. - 31. 12. 2013.

Skupina	Hnojení	Koncentrace P-PO ₄		Odnos P-PO ₄		
		Cfw pravidelný (mg/l)	Cfw_epizody (mg/l)	Max (g/den/ha)	Průměr (g/den/ha)	Celkem (g/ha)
Vepř 1	minerální	0,019	0,120	5,448	0,175	35,389
Vepř 2	fugát	0,015	0,064	4,748	0,104	22,456

Tabulka 7: Koncentrace a odnos celkového P z mikropovodí sledovaných drenážních skupin povodí Vepřikov za sledované období 1. 6. - 31. 12. 2013.

Skupina	Hnojení	Koncentrace P celk.		Odnos P celk.		
		Cfw pravidelný (mg/l)	Cfw_epizody (mg/l)	Max (g/den/ha)	Průměr (g/den/ha)	Celkem (g/ha)
Vepř 1	minerální	0,045	0,293	18,16	0,39	78,56
Vepř 2	fugát	0,043	0,159	14,00	0,29	61,40

Závěry

- 1) Aplikace kejdy na ornou půdu je bezproblémová z hlediska dusičnanového dusíku. Průtokově vážené koncentrace N-NO₃ byly v průběhu HR 2013 na kejdované i minerálně hnojené ploše obdobné a ve vegetační sezóně výrazně nižší než na minerálně hnojené ploše. Vyšší celkový odnos N-NO₃ je v tomto případě jednoznačně způsoben větším odtokem z kejdované části pokusné plochy. Jako problematické se kejdování může jevit z hlediska obou sledovaných forem P, kdy zejména ve vegetační sezóně jsou průtokově vážené koncentrace P-PO₄ i P celk. za běžných vodních stavů i v průběhu srážko-odtokových epizod výrazně vyšší na kejdované ploše než na ploše hnojené minerálním hnojivem. V tomto případě již nelze vysvětlovat rozdíl v odnosu P z povodí pouze rozdílnou velikostí odtoku z obou sledovaných částí povodí.
- 2) Dosavadní výsledky prokázaly jednoznačně pozitivní vliv hnojení fugátem na vyplavování živin z povodí. V podmínkách téměř shodné velikosti a složení drenážního odtoku bylo z plochy hnojené fugátem vyplaveno za sledované období o 46,5 % méně N-NO₃, o 36,5 % méně P-PO₄ a o 22,0 % méně celkového P. Rozdíl ve velikosti koncentrací i vyplavování dvou forem P byl značný zejména v průběhu srážko-odtokových epizod.
- 3) Významný podíl na odnosu sledovaných látek měly na všech sledovaných povodích srážko-odtokové epizody, v jejichž průběhu může být vyplaveno i více než 50 % celkové roční ztráty sledovaných živin. Tato skutečnost je často opomíjena při bilancování zdrojů plošného znečištění, zejména v případě fosforu.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl s podporou Technologické agentury České republiky (projekty TA02020337 a TA03020202).

Literatura

- Bachmann S., Wentzel S., Eichler-Löbermann B. 2011. Codigested dairy slurry as a phosphorus and nitrogen source for *Zea mays* L. and *Amaranthus cruentus* L. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 174: 908-915.
- Delgado A., Scalenghe R. 2008. Aspects of phosphorus transfer from soils in Europe, *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 171: 552 – 575.
- Jarvie H. P., Withers P.J.A., Bowes M.J., Palmer-Felgate E.J., Harper D.M., Wasiak K., Wasiak P., Hodgkinson R.A., Bates A., Stoate C., Neal M., Wickham H.D., Harman S.A., Armstrong L.K. 2010. Stream phosphorus and nitrogen across a gradient in rural-agricultural land use intensity. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 135 (2010): 238 – 252.
- Möller K., Müller T. 2012. Effects of anaerobic digestion on digestate nutrient availability and crop growth: A review. *Eng. Life Sci.*, 12: 242 – 257.
- Liu J., Khalaf R., Ulén B. 2013. Potential phosphorus release from catch crop shoots and roots after freezing-thawing. *Plant Soil* 371: 543-557.
- McGechan M. B., Hooda P. S. 2010. Modelling water pollution by leached soluble phosphorus part 1: Calibration of the ANIMO model. *Biosystems engineering*, 106: 138-146.
- Mittelstet A. R., Heren D.M., Fox G.A., Storm D.E., White M.J., Miller R.B. 2011. Comparison of subsurface and surface runoff phosphorus transport rates in alluvial floodplains. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 141: 417 – 425.
- Reid D. K., Ball B., Zhang T. Q. 2012. Accounting for the Risks of Phosphorus Losses through Tile Drains in a Phosphorus Index. *Journal of Environmental Quality*, 41: 1720 – 1729.
- Scholefield D., Stone A. C. 1995. Nutrient losses in runoff water following application of different fertilisers to grassland cut for silage. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 55: 181-191.
- Smethurst P. J., Petrone K.C., Langergraber G., Baillie C. C., Worledge D., Nash D. 2014. Nitrate dynamics in a rural headwater catchment: measurements and modelling. *Hydrological processes*, 28: 1820 – 1834.
- Svoboda N., Taube F., Wienforth B., Kluß Ch., Kage H., Hermann A. 2013. Nitrogen leaching losses after biomass residue application to maize. *Soil & Tillage Research*, 130: 69-80.
- Tambone F. T., Scaglia B., D'Imporzano G., Schievano A., Orzi V., Salati S., Adani F. 2010. Assessing amendment and fertilizing properties of digestates from anaerobic digestion through a comparative study with digested sludge and compost. *Chemosphere*, 81: 577-583.
- Valero C. S., Madramootoo C. A., Stämpfli N. 2007. Water table management impacts on phosphorus loads in tile drainage. *Agricultural Water Management*, 89: 71 – 80.
- Vaneckhaute C., Meers E., Ghekiere G., Accoe F., Tack F.M.G. 2013b. Closing the nutrient cycle by using bio-digestion waste derivatives as synthetic fertilizer substitutes: A field experiment. *Biomass and Bioenergy*, 55: 175-189.
- Vaneckhaute C., Meers E., Michels E., Buysse J., Tack F.M.G. 2013a. Ecological and economic benefits of the application of bio-based mineral fertilizers in modern agriculture. *Biomass and Bioenergy*, 49: 239- 248.
- Walsh J. J., Jones D. L., Edwards-Jones G., Williams A.P. 2012. Replacing inorganic fertilizer with anaerobic digestate may maintain agricultural productivity at less environmental cost. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 175: 840-845.

Vliv zhutnělého podorničí na formování podpovrchového odtoku na měřítku experimentálního povodí

David Zumr, Tomáš Dostál

Katedra hydromeliorací a krajinného inženýrství, Fakulta stavební, České vysoké učení technické v Praze, Thákurova 7, 16629, Praha 6

Abstrakt

Aktuální stav ornice na zemědělsky obhospodařovaných plochách ovlivňuje mechanismus odtoku vody z povodí. Pokud je ornice kompaktní, obsahuje pouze malé množství makroporů a má sníženou infiltrační kapacitu. Tento efekt je často umocněn půdní krustou na povrchu. Za těchto okolností dochází po intenzivních srážkách k formování povrchového odtoku. V období po orbě nebo podmítce vykazuje ornice dobrou půdní strukturu, srážková voda rychle infiltruje meziagregátovými prostory k méně propustné vrstvě v podorničí. Po této vrstvě v reakci na vydatné srážky část vody laterálně odtéká. Cílem příspěvku je představit konceptuální model formování podpovrchového odtoku na příkladu reálných epizod zaznamenaných na experimentálním povodí Nučice.

Klíčová slova: Srážko odtokové vztahy, hypodermický odtok, půdní struktura, kompakce, numerické modelování

Úvod

Ve svrchním půdním horizontu zemědělsky využívaných pozemků dochází k cyklickým změnám fyzikálních makroskopických charakteristik prostředí. Nejvýznamnějším faktorem, který hydraulické vlastnosti orné půdy ovlivňuje, je způsob hospodaření (Green et al., 2003). V důsledku agrotechnických operací, rychlého růstu vegetace a teplotních a vlhkostních změn dochází během roku k utužování půdního profilu (pedokompakci), změnám mikrotopografie povrchu (Bogner et al., 2013), degradaci struktury půdy (Hamza et al., 2005), tvorbě preferenčních povrchových odtokových cest tvořených vyjetými kolejiemi a změnám hydraulických charakteristik půdního prostředí (Green et al., 2003). Kompakce půdy způsobuje rozbíjení půdních agregátů, dochází ke zmenšování objemu a snižování konektivity velkých pórů, které jsou nejvíce propustné pro vzduch a vodu (Alaoui et al., 2011). V důsledku dochází ke změnám v režimu proudění vody, vzduchu a transportu látek půdním profilem. Sekundárně dochází i k ovlivnění množství organické hmoty, edafonu, změnám režimu transportu hnojiv, pesticidů, uhlíkového a dusíkového cyklu, iniciaci povrchového odtoku, povodní a půdní eroze (Horn et al., 1995).

Půda je považována za zhutnělou, pokud je její celková pórovitost natolik nízká, že je omezeno provzdušňování. Půdní skelet je velmi těsně uložen, póry tak malé, že zamezují prorůstání kořenů, infiltraci vody a perkolaci (Håkansson & Reeder, 1994). Dalším důsledkem zhutnění je obtížnější obdělávání půdy, které zpravidla vyžaduje silnější, tedy i těžší, mechanizaci s vyšší spotřebou pohonných hmot (Shrestha et al., 2001). Kompakce má ekologické i ekonomické dopady. Zhutněná půda vykazuje odlišný režim proudění vody, který je dán jinými makroskopicky definovanými hydraulickými charakteristikami než má kyprá půda. Půda v zhutněném podorničí má velmi nízkou hodnotu nasycené hydraulické vodivosti a obsahuje minimum preferenčních cest. Výsledný režim proudění v zhutnělých vrstvách je často typický velmi pomalým postupem čela zvlhčení, obtékáním půdní matrice malým počtem makropórů a puklin (Jarvis, 2007).

Bylo publikováno mnoho prací, které uvádí, že hydrologická odezva povodí na srážku není v převážné většině případů lineární (např. McDonnell, 1990, Rodgers et al., 2005, McGuire a McDonnell, 2006). Jednotlivé složky odtokových modelů mají v celkovém systému srážky-odtoku časově i prostorově proměnlivou váhu, některé procesy nastávají nebo mizí skokově po dosažení určitých prahových podmínek (např. preferenční proudění půdním profilem, povrchový odtok vlivem úplného nasycení

půdy v části povodí apod.). V důsledku je tak předpověď odtoku z povodí poměrně komplexní a složitá disciplína, která je zatížena značnou nejistotou.

V průběhu jedné vegetační sezóny může, v závislosti na aktuálním stavu ornice a podorničí, způsobit shodná příčinná srážka odlišný odtokový hydrogram. Pokud je pozemek čerstvě obdělán, vykazuje ornice obvykle dobrou infiltrační kapacitu. Infiltrovaná voda prostřednictvím sítě meziagregátových prostor rychle proudí k méně propustné zhutněné vrstvě, do které částečně perkuluje a částečně po zhutněné vrstvě hypodermicky odtéká směrem po svahu. Tyto epizody nezpůsobují půdní erozi, odtok vody z povodí je pozvolnější a menší, ve vodě mohou být rozpuštěny živiny nebo hnojiva, která byla z ornice vymyta. Naopak v letních měsících, kdy je půdní povrch slehlý, často s krustou, je infiltrační kapacita velmi nízká a snadno dojde během bouřek k jejímu překročení. Za této situace často dochází k formování povrchového odtoku, v návaznosti i k erozi půdy a odnosu sedimentu do vodních toků.

Cílem příspěvku je představit konceptuální model vlivu půdní struktury ornice (resp. podílu meziagregátových prostor) a zhutněného podorničí na mechanismus odtoku vody z povodí. Studie je zpracována na případu experimentálního zemědělského povodí Nučice.

Metodika

Experimentální povodí Nučice je od roku 2011 provozováno jako terénní experimentální lokalita katedry hydromeliore a krajinného inženýrství FSv ČVUT v Praze. Probíhá na něm terénní monitorování srážko-odtokových vztahů, půdní eroze a vodního režimu půd (Zumr et al., 2012). Povodí Nučice se nachází 35 km východně od Prahy ve Středočeském kraji. Rozloha povodí je 48,67 ha, sklon terénu se pohybuje mezi 2 - 11%. Povodí je tvořeno téměř výhradně ornou půdou s výrazným zhutněným podorničím v hloubce 12 až 20 cm. Celá plocha je rozdělena jen do tří zemědělských pozemků, patřících dvěma subjektům. Pozemky na levém břehu a v horní části povodí jsou obdělávány již delší dobu půdoochrannými technologiemi, zatímco pozemek na pravém břehu byl do roku 2012 obděláván konvenčním způsobem a od roku 2013 jsou i zde využívány půdoochranné agrotechnologie. Povodí je vybaveno hydrometeorologickou stanicí s kontinuálním záznamem srážek, teploty vzduchu, relativní vlhkosti vzduchu, celkové sluneční radiace (NR LITE 2, Kipp & Zonen, Nizozemí), rychlosti větru, průtoku a koncentrace nerozpuštěných látek (Visiolid 700IQ, WTW, SRN) v uzávěrovém profilu povodí. V půdním profilu je v několika hloubkách v ornici i ve zhutněném horizontu monitorována sací tlaková výška (tenzometry T8, UMS, SRN) a objemová vlhkost, teplota a elektrická vodivost (CS650, Campbell Sci., USA). Data jsou automaticky zaznamenávána datalogery CR1000 (Campbell Sci., USA) a NOEL3000 (LEC, ČR). Ve svahu je instalován měrný příkop pro monitorování a odběry hypodermického odtoku po zhutnělé podorniční vrstvě.

Půda na zájmové lokalitě je bezskeletovitá, textura hlinitá, půdní typ je klasifikován jako kambizemě. V rámci studia časové variability fyzikálních charakteristik svrchního půdního horizontu jsou na povodí průběžně odebrány a analyzovány neporušené půdní vzorky, časová variabilita nasycené a nenasyčené hydraulické vodivosti je monitorována pomocí automatizovaného infiltračního aparátu (Klípa et al., 2012, Klípa et al., v tomto sborníku). Výsledky z dlouhodobého monitorování fyzikálních charakteristik s cílem sledovat časovou proměnlivost půdních hydraulických vlastností je popsána v Kubíček a Zumr (2012) a Zumr et al. (2013). Na neporušených vzorcích byly na pískovém tanku a v přetlakovém aparátu měřeny body retenční křivky, které byly proloženy modelem dle van Genuchtena (1980) (tab.1).

Pro identifikaci zhutněné podorniční vrstvy bylo realizováno několik měření a experimentů, včetně pokusu o zachycení prostorové variability hloubky podorničí. Z rozhraní sledovaných vrstev byl odebrán neporušený půdní vzorek, který byl analyzován pomocí počítačové tomografie (Zumr et al., 2012, Zumr et al., 2013). Prostorová variabilita hloubky zhutnělého podorničí na povodí byla zjišťována na základě mělké elektrické resistivní tomografie (ERT) a pomocí testů s penetrometrem (Eijkelkamp Penetrologger). Dle informací od farmářů je podmítáno svrchních 17 cm, nicméně lze očekávat prostorové kolísání kompaktní vrstvy i pozvolný posun zhutnělé vrstvy směrem k povrchu. ERT profily (48 pasivních elektrod s rozponem 0,2 m, délka jednoho profilu 9,4 m) byly vedeny po

spádnici, kolmo na tok v blízkosti uzávěrového profilu. Pomocí penetrometru bylo realizováno řádově 400 měření na 80 testovacích ploškách distribuovaných v celé ploše povodí. Na každé plošce o rozloze maximálně 1 m² bylo provedeno pět zkoušek.

Tabulka 1: Hydraulické charakteristiky.

doména	hloubka (cm)	α (cm ⁻¹)	n	θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	K_s (cm/d)
matrice	0 - 14	0,0479	1,312	0,136	0,408	2
	14 - 50	0,019	1,31	0,095	0,44	2
preferenční	0 - 50	0,1	2	0,01	0,55	500

Konceptuální model tvorby podpovrchového odtoku je založen na předpokladu, že infiltrovaná voda proudí vertikálně ornici k zhutnělému podornici, po kterém stéká ve směru sklonu svahu. Tento jev nastává typicky krátkodobě jen během významných srážkových epizod. Makroskopicky jsou hydraulické charakteristiky kypřené ornice a zhutnělého podornici odlišné. Ornice má výraznou strukturu a tedy vysoký podíl puklin a makropórů, během stavů blízkých nasycení voda preferenčně proudí systémem propojených meziagregátových prostor. Zhutnělé podornici obsahuje výrazně méně preferenčních cest, tudíž na rozhraní dochází ke kumulaci infiltrované vody. Část této vody infiltruje z preferenčních cest do půdní matrice, přebývající voda laterálně odtéká. Formování odtoku je modelováno pomocí dvou nezávislých jednorozměrných modelů: (a) infiltrace systémem preferenčních cest a půdní matrice, (b) laterální proudění po skloněné zhutnělé vrstvě. Vypočítaný tok v preferenční doméně na rozhraní kypřé a kompaktní vrstvy je vstupem pro model podpovrchového odtoku.

Pro jednorozměrný popis vertikální infiltrace vody půdním profilem byl využit model duální pórovitosti, který spočívá v řešení dvou Richardsových rovnic (jedné pro půdní matrici (1) a jedné pro doménu preferenčních cest (2), propojených přenosovým členem Γ_w (Vogel et al., 1993, Gerke a van Genuchten 1993):

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_m \left(\frac{\partial h_m}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S_m + \frac{\Gamma_w}{w_m} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta_f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_f \left(\frac{\partial h_f}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S_f + \frac{\Gamma_w}{w_m} \quad (2)$$

$$w_m + w_f = 1 \quad (3)$$

kde dolní index m označuje půdní matrici a f preferenční cesty. Hydraulické charakteristiky jsou pro obě domény různé. Členy w_f a w_m reprezentují objemový podíl jednotlivých domén (3). Pro celkové (kompozitní) charakteristiky platí poměrová sumační pravidla:

$$w_m \theta_m + w_f \theta_f = \theta \quad (4)$$

$$w_m K_m + w_f K_f = K \quad (5)$$

kde θ (L³L⁻³) je celková (kompozitní) půdní objemová vlhkost a K (LT⁻¹) je tenzor kompozitní hydraulické vodivosti, Γ_w (T⁻¹) je přenosový člen vyjadřující transfer vody mezi doménami v závislosti na okamžitém gradientu tlakových výšek v jednotlivých doménách.

Pro řešení neustálených úloh je třeba do rovnic (1,2) dosadit funkční vztahy mezi objemovou vlhkostí, tlakovou výškou (retenční křivka) a hydraulickou vodivostí. Hydraulické charakteristiky se vyjadřují

parametricky, v našem případě byl použit model van Genuchtena (van Genuchten, 1980), parametry jsou uvedeny v tab. 1. Richardsovy rovnice (1,2) jsou parabolické parciální diferenciální rovnice druhého řádu s nelineárními koeficienty, jejichž řešením lze získat informace o časoprostorovém vývoji vlhkosti, tlaku a rychlostí uvnitř zvolené oblasti. Pro jejich řešení byl použit program S1D, který využívá metody konečných prvků pro prostorovou diskretizaci a konečných diferencí pro diskretizaci času (Vogel et al., 2010).

Podpovrchový odtok po ztuhlé vrstvě byl simulován pomocí 1D rovnice difúzní vlny (Boussinesquova rovnice) programem HYPO (Vogel et al, 2003, Vogel, 2005, Dušek et al., 2012):

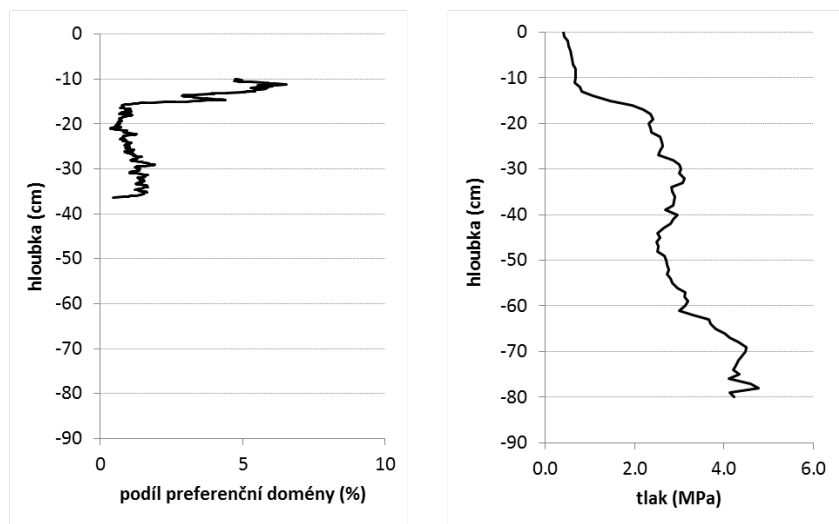
$$\Theta \frac{\partial h_D}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left[K_D h_D \left(\frac{\partial h_D}{\partial x} + \frac{dz}{dx} \right) \right] = R \quad (6)$$

kde Θ (L^3L^{-3}) je efektivní pórovitost, h_D (L) je výška hladiny proudící nasycené vrstvy, K_D (LT^{-1}) je efektivní nasycená hydraulická vodivost ve směru laterálního proudění, x (L) je souřadnice kladně orientovaná proti svahu, dz/dx je gradient svahu, R (LT^{-1}) je intenzita přítoku z vertikálního směru, t je čas. Vstupní parametry efektivní pórovitosti (0,001) a efektivní hydraulické vodivosti (500 cm d^{-1}) byly sekvenčně optimalizovány na základě dvou vybraných srážko-odtokových událostí. Reálné svahy na povodí byly aproximovány jedním svahem s délkou 180 m a sklonem 5%. Model je tedy oproti reálnému povodí velmi zjednodušen, nicméně s ohledem na základní motivaci této studie, kterou je sledování principu formování odtoku, je toto schematizace přípustná.

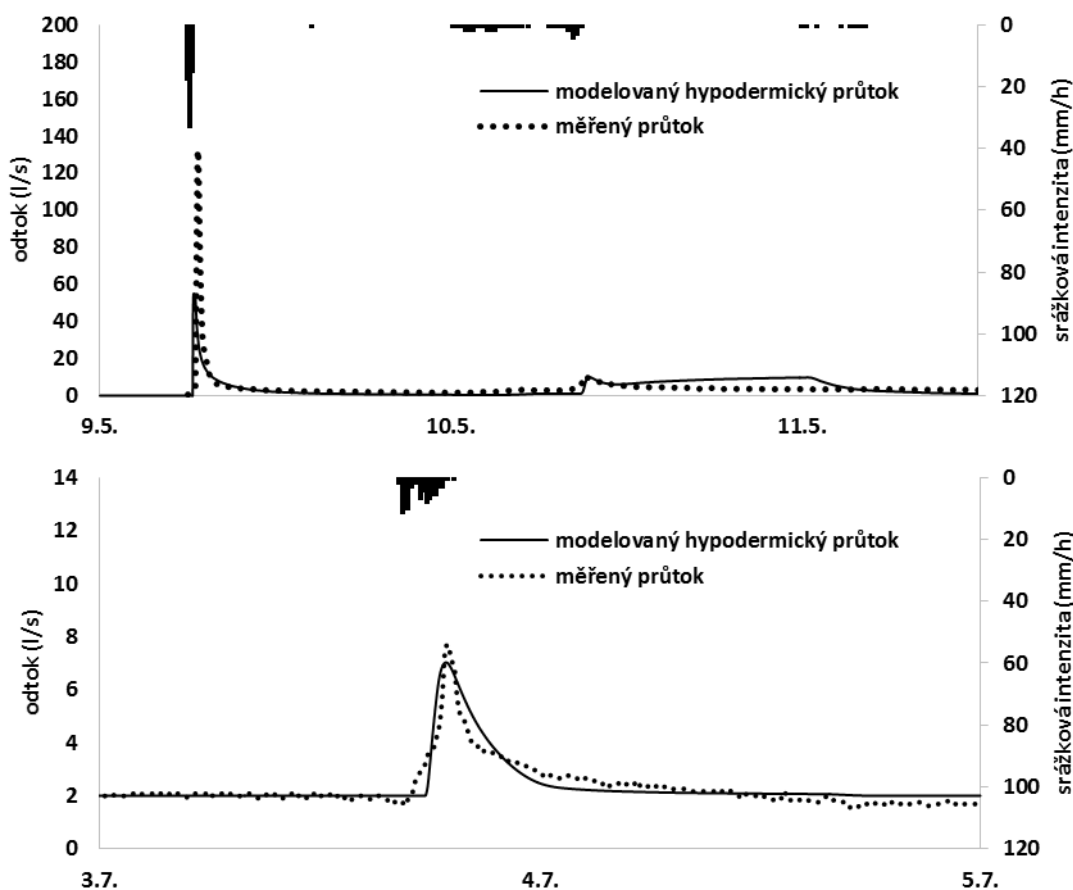
Výsledky

Z předběžné analýzy vyplývá, že ve většině míst se v půdním profilu nachází ostrý přechod mezi různě utuženými vrstvami mezi 10 – 20 cm, průměrná hloubka ztuhlého podorniči s 95% konfidenčním intervalem je $13,9 \pm 0,7$ cm. Výsledky jsou v souladu s výsledky počítačové tomografie (obr. 1). Na základě získaných snímků byly vizualizovány a kvantifikovány velké půdní póry (v kypřené ornici meziagregátové prostory, biopóry, vertikální cesty po rozložených kořenech, pukliny). V hloubce 15 cm bylo identifikováno ostré rozhraní s výrazně odlišnou strukturou svrchní a podkladní vrstvy. Podíl velkých pórů v ornici se pohyboval mezi 5 až 8 %, ve ztuhlé vrstvě byl podíl velkých pórů 1 – 2 % (Obr. 1a). Dle ERT byl nalezen souvislý přechod mezi dvěma materiály s odlišnou elektrickou resistivitou v hloubce mezi 25 – 30 cm. Toto neodpovídá kopaným sondám, testům se sondýrkou ani s penetrometrem, pomocí kterých byl přechod vrstev zaznamenán v 12-20 cm. Vyšší zaznamenaná hloubka je pravděpodobně způsobena chybou při inverzi pole zdánlivých elektrických resistivit a obecně nízkým rozlišením metody těsně pod instalovanými elektrodami. Vzhledem k mělké pozici utužené vrstvy a heterogennímu rozložení vlhkosti podél svahu nebylo možné vrstvu pomocí ERT jednoznačně identifikovat.

Konceptuální model byl testován na dvou srážko-odtokových epizodách z 9.5. a 3.7. 2013 (obr. 2). Během první epizody, kdy byl půdní profil suchý, základní odtok měl hodnotu $0,8 \text{ ls}^{-1}$, byl odtok iniciován srážkou o celkovém úhrnu 11,2 mm s maximální intenzitou $33,6 \text{ mm h}^{-1}$ (zaznamenaná v 10 minutových intervalech) a dobou trvání 30 minut. V uzávěrovém profilu byl zaznamenán maximální průtok 131 ls^{-1} , což je třetí nejvyšší hodnota v roce 2013. Hydrogram vykazuje velmi rychlý nástup s kulminací 40 min po začátku deště. Strmá je i poklesová větev, průtok blízký základnímu odtoku byl dosažen už přibližně po 2 hodinách. Po výrazné srážce následoval s jednodenním odstupem dlouhodobý déšť o maximální intenzitě $11,5 \text{ mm h}^{-1}$, který trval 12 hodin a celkový úhrn byl 9,4 mm. Srážka způsobila vlnu s kulminačním průtokem $11,3 \text{ ls}^{-1}$. Druhá prezentovaná odtoková epizoda z 3.7. (obr. 2 dole) byla způsobena srážkou o úhrnu 15,6 mm s maximální intenzitou 12 mm h^{-1} a dobou trvání 3 h. Maximální měřený průtok dosáhl $7,7 \text{ ls}^{-1}$, kulminace nastala 2,3 h po počátku deště. Během této události byly monitorovány i sací tlaky v půdě v hloubkách 25 a 40 cm, a objemová vlhkost v hloubkách 8, 20 a 35 cm. Počáteční nasycenost povodí byla po předchozí srážce z 24.6. vysoká, stupeň nasycení ornice dosahoval 75 % ztuhlého podorniči byl 90 %. Po srážce (během kulminace vlny) byl stupeň nasycení ornice 90%, podorniči 96%. Plošný povrchový odtok nenastal.



Obr. 1: Experimentální zjištění polohy utužené vrstvy. Vlevo: podíl velkých pórů (makropóry, meziagregátové prostory, pukliny) v závislosti na hloubce půdního profilu. Graf byl získán na základě analýzy CT snímku neporušeného půdního vzorku. Vpravo: výsledek testování kompaktnosti vybraného půdního profilu pomocí penetrometru.



Obr. 2: Porovnání měřeného průtoku v uzávěrovém profilu s modelem hypodermického odtoku, epizody z 9. – 11.5. 2013 a 3. – 5.7. 2013.

Modelované průběhy průtoku uzávěrovým profilem během všech sledovaných událostí odpovídají monitorovaným průtokům. Měřené i modelované hydrogramy mají obdobný tvar, vykazují obdobnou dynamiku v rychlosti nástupu i poklesu větvi hydrogramů. Je nutné podotknout, že špičkové průtoky byly právě na hydrogramy z 10.5. a 3.7. optimalizovány, jsou to události, při kterých nebyl pozorován povrchový odtok. Extrémní kulminační odtok zaznamenaný 9.5. nebyl při simulaci dosažen. Vzhledem k intenzitě srážky, která přesahovala nasycenou hydraulickou vodivost půdy, byl skutečný odtok tvořen z velké části povrchovým odtokem.

Závěr

Cílem příspěvku bylo na reálných měřených srážko-odtokových epizodách představit koncept formování podpovrchového odtoku po zhutněné půdní vrstvě na zemědělsky obdělávaném povodí. Z monitorování vlhkostního režimu půdního profilu i na základě experimentů s mobilním dešťovým simulátorem (Strouhal et al., 2014) je zjevné, že k proudění po kompaktním podorničí dochází. V ornici je v období po podmítce dostatek preferenčních cest pro rychlou perkolaci vody k méně propustné vrstvě. Představená kombinace jednorozměrných modelů založených na řešení Richardsovy rovnice pro simulaci infiltrace a difúzní vlny pro laterální odtok, která byla již dříve testována v podmínkách horských oblastí (např. Vogel et al., 2003, Dušek et al., 2012), lze parametrizovat i pro zemědělské povodí. Další výzkum bude zaměřen směrem k porovnání 1D a 2D modelů odtoku po svahu, detailnímu studiu vodního režimu v těsném okolí rozhraní ornice/podorničí, vlivu časově proměnlivé struktury ornice a degradaci preferenčních cest v průběhu vegetační sezóny.

Poděkování

Za přípravu podkladů a zpracování dat z penetrometrických zkoušek patří poděkování Markétě Vláčilové, za pomoc v terénu Danovi Žížalovi (VUMOP). Způsob využití modelů S1D a HYPO byl konzultován s Jaromírem Duškem. Za průběžnou pomoc s pracemi na experimentálním povodí děkujeme všem členům katedry hydromeliorací a krajinného inženýrství. Tento příspěvek vznikl s podporou Grantové agentury ČR, projektu č. 13-20388P.

Literatura

- Alaoui, A., Lipiec, J., and Gerke, H. 2011. A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. *Soil & Tillage Research*, 115: 1-15.
- Bogner, C., Mirzaei, M., Ruy, S., and Huwe, B. 2013. Microtopography, water storage and flow patterns in a fine-textured soil under agricultural use. *Hydrological Processes*, 27(12): 1797-1806.
- Dusek, J., Vogel, T., Šanda, M., 2012. Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-18 signatures. *J. Hydrol.*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.10.025>
- Gerke H. H., van Genuchten M. T., 1993. A Dual-Porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solutes in Structured Porous Media, *Water Resources Research*, 29(2), 305-319.
- Green, T., Ahuja, L., and Benjamin, J. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma*, 116(1-2): 3-27.
- Hakansson, I. and Reeder, R. 1994. Subsoil compaction by vehicles with high axle load extent, persistence and crop response. *Soil & Tillage Research*, 29(2-3): 277-304.
- Hamza, M. and Anderson, W. 2005. Soil compaction in cropping systems - A review of the nature, causes and possible solutions. *Soil & Tillage Research*, 82(2): 121-145.
- Horn, R., Domzal, H., Slowinska-Jurkiewicz, A., van Ouwerkerk, C. 1995. Soil compaction process and their effects on the structure of arable soils and the environment. *Soil and Tillage Research* 35, 23-36.
- Jarvis, N. 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, 58(3): 523-546.
- Klípa, V., Zumr, D., Sněhota, M., 2012. Kompaktní podtlakový infiltrační modul pro automatizovanou měření hydraulické vodivosti v blízkosti nasycení pro posouzení infiltrační schopnosti půd. In

- Workshop Adolfa Patery - extrémní hydrologické jevy v povodích. Praha: Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, s. 106-113. ISBN 978-80-02-02423-1.
- Klípa, V., Zumr, D., Dohnal, M., Sněhota, M., 2014. Seasonal variability of near-saturated hydraulic of cultivated soil using automated minidisk infiltrometer, v tomto sborníku.
- Kubíček, J., Zumr, D., 2012. Vyhodnocení změn fyzikálních charakteristik půdy na obdělávaných pozemcích v průběhu vegetačního období. In Zborník rezenzovaných příspěvků - XX. Posterový deň s medzinárodnou účasťou. Bratislava: Ústav hydrológie SAV, 403-411. ISBN 978-80-89139-28-6.
- McDonnell, J. J., 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26, 2821-2832.
- McGuire, K. J. & J. J. McDonnell, 2006. A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology*, 330, 543-563.
- Rodgers, P., C. Soulsby & S. Waldron, 2005. Stable isotope tracers as diagnostic tools in upscaling flow path understanding and residence time estimates in a mountainous mesoscale catchment. *Hydrological Processes*, 19, 2291-2307.
- Shrestha, D., Singh, G., and Gebresenbet, G. 2001. Optimizing design parameters of a mouldboard plough. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 78(4): 377-389.
- Strouhal, L., Zumr, D., David, V., Kavka, P., 2014. Experimentální sledování a numerické modelování podpovrchového odtoku po ztuhlé podorniční vrstvě, v tomto sborníku
- van Genuchten, M.T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Vogel, T., R. Zhang, H.H. Gerke a M.Th van Genuchten, 1993. Modelling two dimensional water flow and solute transport in heterogeneous soil systems, *proceedings Ground Water Modelling*, 279-302, Washington, DC.
- Vogel T, Tesář M, Císlarová M., 2003. Modeling water regime in a small watershed. In: *International Conference on Small Catchment Hydrology*, 127-136.
- Vogel T. Simplified dual continuum approach to modeling subsurface runoff from a hillslope segment. In *General Assembly, European Geophysical Union, Vienna, Austria; (2005)*.
- Vogel T., Březina J., Dohnal M., Dušek J., 2010. Physical and numerical coupling in dual-continuum modeling of preferential flow, *Vadose Zone J.* 9. 260-267.
- Zumr, D., Dostál, T., Sobotková, M., Krása, J., 2012a. Studium srážko odtokových vztahů na nově založeném experimentálním zemědělském povodí. In *Workshop Adolfa Patery - extrémní hydrologické jevy v povodích*. Praha: Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, 259-266. ISBN 978-80-02-02423-1.
- Zumr, D., Dostál, T., David, V., Devátý, J., Koudelka, P., 2012b. Sediment and nutrient transport as a reaction to heavy rainfalls on small agricultural catchment. In *9th International Symposium on Ecohydraulics 2012 Proceedings*. Vienna: Universität für Bodenkultur Wien, 2012, . ISBN 978-3-200-02862-3.
- Zumr, D., Kubíček, J., Dostál, T. 2013. Temporary variable soil structure and its effect on runoff mechanism on intensively cultivated land. In *European Geoscience Union General Assembly 2013*.

Hydrologie malého povodí 2014

Karel Brych, Miroslav Tesář (eds.)

Vydaly Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i., Pod Patankou 30/5, 166 12 Praha 6

a Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 412

Vytiskla tiskárna Českého hydrometeorologického ústavu, Na Šabatce 2050/17, 143 06 Praha 412

1. vydání, Praha 2014, náklad 120 výtisků

Publikace neprošla jazykovou úpravou, za obsah příspěvků odpovídají autoři.

ISBN 978-80-02-02525-2 (Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i.)

ISBN 978-80-87577-32-5 (Český hydrometeorologický ústav)