

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta
Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užití geofyziky



Proudění, chemismus a izotopové složení vody v nenasycené zóně kvádrových pískovců Klokočských skal

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Petr Mikuš

Vedoucí: RNDr. Jiří Bruthans, PhD.

Praha, únor 2012

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval/a samostatně a že jsem uvedl/a všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Turnově, 15.2.2012

Poděkování

Za dokončení diplomové práce po třech a půl letech děkuji Bohu, dále svému školiteli PhD. Jiřímu Bruthansovi (který se mnou měl mnoho práce od terénu přes interpretaci až po finální dopsání), své dívce Kláře Landové jakož i své matce Marii Mikušové za popohánění, Zdeňkovi Šonskému za odvoz i pomoc s odběry, Milanu Ježovi za rady a data ze sklopky, Ladislavu Matoušovi za pomoc s mapou, rodině Pleštilových za ochotu k umístění a následné opatrování srážkoměrů, své hydrogeotřídě (Lukáš Hronec, Zdenka Slabá, Ivča Kůrková, Hanka Lipšová, Jakub Šindelář) za pomoc s instalací lyzimetrů i za celou dobu studia, Martinovi Šandovi za izotopové rozbory, Jiřímu Kamasovi za pomoc v potížích s filtračkou, Petrovi Jenčovi za vytipování skapů, rodině Česákových z Vazovce za svázání práce a mnoha dalším, kteří jakkoli přispěli k tomu, že mám co obhajovat. Pořadí všech jmenovaných s výjimkou prvních dvou je víceméně náhodné a nezavdává tedy důvod k řevnivosti či vyvozování jakýchkoli úvah.

Abstrakt

Tato práce se zabývá zkoumáním vodního režimu, propustnosti, středních dob zdržení, chemického složení a toků v nenasycené zóně kvádrových pískovců na lokalitě Klokočské Skály. Doba zdržení půdní vody ale i vody skapové s několik m mocným nadloží se pohybuje v řádu 2 - 4 měsíce, při příměsi 25 - 50% vody starší 4 let. V zimě u některých skapů dochází k zamrznutí zóny vsaku a k dotaci pouze starší vodou z masivu. Nejvýznamnějším aniontem ve zkoumaných vodách byly sírany s hmotnostním tokem do podloží 7-10 g/m²/rok, tedy několikanásobně překračující atmosférickou depozici (1,3 g/m²/rok), následované chloridy (1,2 g/m²/rok) a dusičnany, u kterých byl naopak tok do podloží (0,2-0,4 g/m²/rok) řádově nižší než atmosférická depozice (1,7 g/m²/rok). U kationtů byly v půdní a skapové vodě naměřeny velmi vysoké hodnoty iontu Al³⁺ (průměrně 6,3 mg/l, max. 35 mg/l, hmotnostní tok do podloží okolo 2,5 g/m²/rok, tedy až 80 x více než je dotace ze srážek), které však místní vegetace přes jejich uváděnou fytotoxicitu zjevně snáší dobře. U draslíku byly zaznamenány cyklické změny koncentrací během roku v závislosti na vegetačním cyklu (v podzimních měsících koncentrace v povrchových lesních srážkách 10-15 mg/l, v ostatních částech roku okolo 5 mg/l), u křemíku pak loužení v půdě.

Abstract

The study is focused on character of flow, permeability, mean residence of water, chemical composition of water and chemical fluxes in unsaturated zone of castellated sandstone at Klokočské Skály area. Soil water as well as the water seeping from up to 15 m thick sandstone unsaturated zone consists of mixture of: A) Component with mean residence time 2-4 months (50-75% of mixture) and B) Component with mean residence time exceeding 4 years (25-50% of mixture). In winter the component A is missing in K3 drip place probably because of freezing conditions, which prevent infiltration of the fast component.

Sulfates are the most abundant anion in studied waters with chemical flux in sandstone unsaturated zone (SUZ) 7-10 g/m²/year, which exceeds several times the influx from total (wet and dry) atmospheric deposition (1.2 g/m²/year). On the other hand nitrates flux is decreasing with depth (atmospheric deposition 1.7 g/m²/year; flux in SUZ 0.2-0.4 g/m²/year).

Aluminum is the most abundant cation in SUZ (average concentration 6.3 mg/l, max. 35 mg/l). Flux of aluminum in SUZ is 2.5 g/m²/year, which is 80 times more than atmospheric deposition. Surprisingly the forest vegetation does not seem to suffer any directly visible damage. Silica is another substance which is intensively leached from SUZ.

The most prominent biochemical cycling in soil zone was found in case of potassium at top of the soil with peak in concentration in autumn reaching 10-15 mg/l.

Obsah

1. Úvod a cíl práce	6
2. Studovaná oblast	7
3. Přírodní poměry	8
3.1. Klima	8
3.2. Geologie	8
3.3. Hydrogeologie	10
3.4. Geomorfologie a další charakteristiky	11
4. Použité metody studia vodního režimu	12
4.1. Využití izotopů v hydrogeologii	12
4.2. Stanovení průtoku vody prostředím na základě chloridové bilance	13
5. Metodika	15
5.1. Terénní metody	15
5.1.1. Měření pH, konduktivity, teploty a odběr vzorků	15
5.1.2. Měření srážek, lesních srážek, půdní vody	16
5.1.3. Měření skapových vod	19
5.1.4. Měření hydraulické vodivosti (k)	20
5.2. Laboratorní metody	21
6. Studované objekty	22
6.1. Srážkoměry	22
6.2. Lyzimetry	23
6.3. Skapová místa	25
6.4. Měření hydraulické vodivosti (k)	27
7. Výsledky a diskuze	28
7.1. Průtoky vody v prostředí	28
7.1.1. Naměřená množství vody	28
7.1.2. Chyby v měření lyzimetrů	33
7.1.3. Měření sklopkou	35
7.2. Měření hydraulické vodivosti	37
7.3. Izotopové analýzy, střední doba zdržení vody	38
7.4. Chemické složení vody a toky v prostředí	42
7.4.1. Chloridy	43
7.4.2. Sírany	46
7.4.3. Dusičnany	48
7.4.4. Hydrogenkarbonáty	50
7.4.5. Sodík	51
7.4.6. Draslík	53
7.4.7. Hořčík	55
7.4.8. Vápník	57
7.4.9. Hliník	60
7.4.10. Křemík	63
7.4.11. Železo	65
8. Závěr	67
9. Literatura	70

1. Úvod a cíl práce

Pískovcová skalní města Českého ráje jsou důležitým krajinným prvkem regionu severních Čech, majícím význam z hlediska přírodovědného, kulturního, estetického i ekonomického (turismus). Člověk doložitelně využíval toto území jako příležitostné útočiště od středního paleolitu (Fridrich, 1982) a s výjimkou kratších historických period se zde pohybuje takřka nepřetržitě až do dnešních dní. Skalní města sloužila zpočátku jako úkryt, životní prostor i zdroj obživy (loviště), později se stala také výhodným místem k zakládání opevněných sídel a zdrojem stavebního materiálu (četné pískovcové lůmky). V dnešních dobách jsou využívána k turistice, rekreačnímu sportu, přírodovědnému poznávání a v rámci možností zachování jejich ochrany i k hospodářské činnosti (lesnictví, myslivost, vodárenství).

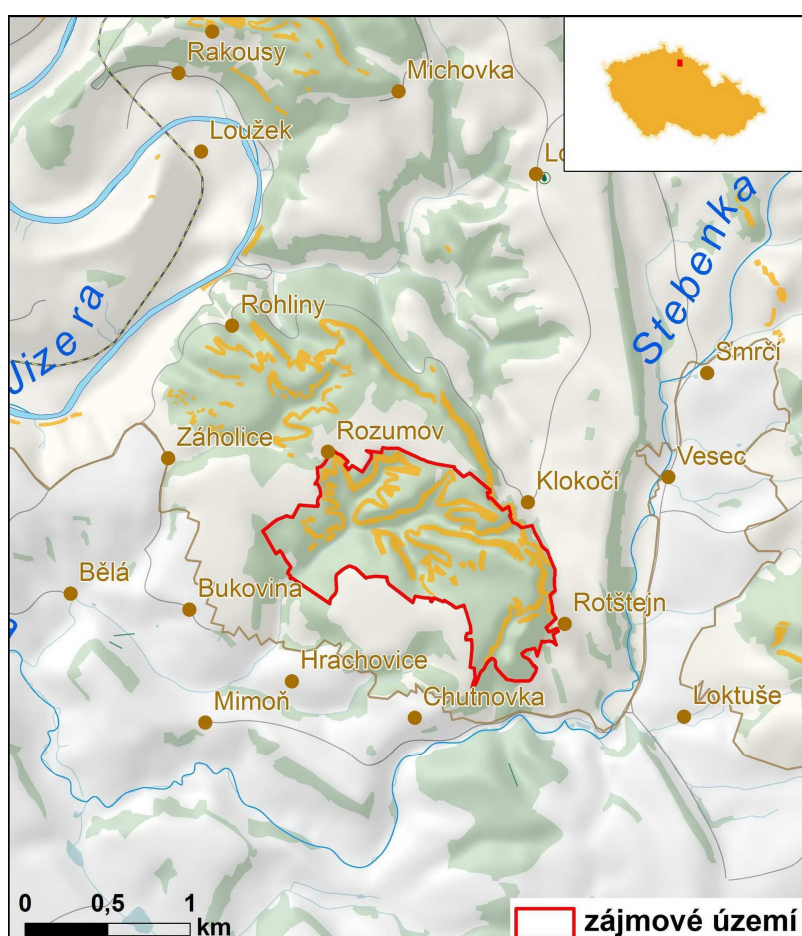
Skalní města se obecně vyznačují značným množstvím specifických makro, mezo i mikroforem reliéfu, vázaných na konkrétní kombinaci geologických a klimatických podmínek (Vítek, 1981). V makroměřítku se jedná především o skalní věže, údolí či stolové hory, v mezoměřítku o pseudokrasové jevy typu jeskyní, závrtů a propastí, v mikroměřítku o povrchové formy reliéfu samotných pískovcových skal (voštiny, inkrustace, sintry, atd) (Mackovčín a kol., 2002)

Činností člověka dochází k poškozování těchto forem a to jak k přímému (např. narušování skalních stěn vandalismem), tak nepřímému, kam patří klimatické změny a především ovlivňování chemických toků v daném prostředí. Změny v těchto tocích vedou ke zvýšené tvorbě solí (především alumů) v místech, na kterých se intenzivně vypařuje voda proudící pískovcem a následně k opadu zpevněných povrchových krust a tzv. "solné erozi". Další změny se týkají chemismu průsakových vod nad hladinou spodní vody, ve kterých byly zjištěny výrazně zvýšené koncentrace některých rozpuštěných iontů, především pak trojmocného kationu hliníku Al^{3+} jak v Českém Švýcarsku (Patzelt 2007; Vařilová a kol., 2011) tak i v Českém ráji (Bruthans a Schweigstilllová, 2009a).

Cílem této práce je popsat chemické složení vod v nenasycené zóně pískovců v různých hloubkových úrovních na jedné plošně omezené pilotní lokalitě, pokusit se popsat vývoj chemismu v čase a usoudit na reakce a procesy, které jej ovlivňují. Dále také popsat pohyb, výměnu a míšení v nenasycené zóně, míru evapotranspirace a střední doby zdržení v půdním profilu.

2. Studovaná oblast

Zájmové území Klokočského skalního města se nachází 5 km severovýchodně od města Turnov a má plochu přibližně 1 km². Svými hranicemi se přesně shoduje s východní částí přírodní rezervace Klokočské skály, od severovýchodu je ohraničeno výraznou skalní kuestou vázanou na klokočský zlom, od severu pozemní komunikací pro pěší Klokočí/Rozumov, z jihozápadu pak přibližně spojnicí obcí Rozumov/Rotštejn, tedy linií omezující zhruba výskyt pískovcových skalních výchozů. Mapa zájmového území je znázorněna na obr. 2.1.



Obr. 2.1.: Vymezení zájmového území

Klokočské skalní město bylo zvoleno jako modelové území, které je pro svou dobrou dostupnost výhodné pro dlouhodobý výzkum. Dílčí měření (např. nálevné infiltrační zkoušky) byly prováděny i v jiných skalních městech (Hruboskalsko, Drábovna), přičemž předpokládám, že výsledky zde zjištěné jsou aplikovatelné i pro jiné pískovcové oblasti minimálně v regionu Českého Ráje.

3. Přírodní poměry

3.1. Klima

Průměrný roční úhrn srážek ve stanici Turnov je 680 mm (měření mezi lety 1970 až 2003). Průměrná roční teplota vzduchu ve stanici Turnov (roky 1970-2003) je 8,4 °C, sněhová pokrývka je udávána v průměru 54 dní v roce. Nejnižší denní teplota (1970-2003) je -23,9 °C, nejvyšší denní teplota za stejné období je 28,7 °C.

3.2. Geologie

Křídové horniny v území, kterým se zabývá tato práce, patří do tzv. jizerské faciální oblasti křídly, což znamená, že jsou budovány většinou jemnozrnnějšími sedimenty, ve kterých je oproti Lužické facii (Českolipsko) vyšší podíl CaCO_3 (Kühn, 2006).

Na spodu se nalézají nejstarší cenomanské usazeniny – perucko-korycanského souvrství, přičemž platí, že málo mocné a v prostoru proměnlivé perucké vrstvy jsou tvořeny říčními a jezerními sedimenty typu jílovců, pískovců a slepenců, zatímco v nadložních hrubších korycanských vrstvách dominují marinní slepence a pískovce. Perucko-korycanské vrstvy zde dosahují mocnosti cca 100 m (Kaas, 1987). Na ně nasedá bělohorské souvrství stáří spodního turonu, ve kterém dominují vápnité jílovce s pískovci. Mocnost bělohorského souvrství se pohybuje okolo 90 m (Adamovič, 1992). V zájmovém území tyto horniny na povrch nevystupují

Následuje až 200 m (Adamovič, 1992) mocné jizerské souvrství náležející střednímu až svrchnímu turonu. Je budováno především několika opakujícími se sledy vrstev prachovců a pískovců, ve kterých směrem do nadloží přibývá hrubší složky pískovců na úkor jemnějšího prachovce (Petrů, 1978). V regionu Českého ráje, avšak mimo zájmové území, jsou v jizerském souvrství známy také lokality s mimořádně zvýšeným obsahem karbonátové složky, místy až 80 % (Bruthans, 2001). V oblasti, kterou se zabývá tato práce, se jizerské souvrství dostává blízko k povrchu ve dnech údolí, kde je však překryto několik metrů mocnou vrstvou svahovin pocházejících ze zvětralých pískovců teplického souvrství. Skalní výchozy jizerského souvrství jsou pak obnaženy ve stěnách blízkého údolí Jizery, kde se nacházejí také puklinové a suťové jeskyně i rozsáhlé svahové deformace (Mertlík, 2011). Je zde také dobře patrné rozpukání do bloků a to ve dvou na sebe přibližně kolmých směrech – sudetském (135°) a jizerském (45°) (Macák, 1956).

V nadloží jizerského souvrství se nacházejí denudační zbytky souvrství teplického, které je ve své spodní části tvořeno relativně málo mocnou, ale z hydraulického i hydrochemického hlediska velmi významnou vrstvou vápnatých jíílů (viz níže). Při hranách kuest dochází po této vrstvě k ujíždění a vyklánění skalních bloků. Vrstva jíílů ostře přechází do kvádrových křemenných pískovců s polohami slepenců, které pak s výjimkou oblastí zcela denudovaných a oblastí překrytých kvarterními pokryvnými útvary, tvoří skalní podloží takřka celého zájmového území. Mocnost pískovců teplického souvrství je vlivem různého stupně denudace značně proměnlivá, v nejzachovalejších polohách dosahuje cca 40 m (odečet z geologické mapy, Coubal, 1998). Litologicky se jedná o středně až hrubě zrnité kvádrové pískovce coniackého stáří, nejčastěji s kaolinickým tmelem a křemenným prachem, lokálně také s příměsí oxidů železa. Pískovce jsou místy typicky šikmo zvrstvené a ojediněle se v nich nachází makrofauna svrchnoturonského stáří (Čech, 1980). Z geologické mapy (Coubal, 1998) a ze schematických geologických řezů zhotovených pro VaK Turnov (Šeda, 1987) ke stanovení ochranných pásem je patrné, že teplické souvrství se generelně mírně uklání k jihu.

Terciární horniny do studovaného území nezasahují, významnější jsou až kvartérní uloženiny. Jedná se především o váté spraše a sprašové hlíny posledního glaciálu, které jsou přítomné v písčítých lesních půdách (Coubal, 1998). V údolích protékaných příležitostnými ronovými toky se nacházejí deluviofluviální písčité sedimenty.

Tektonika celého širšího okolí studované oblasti a v důsledku i samotného klokočského skalního města je podmíněna především poruchami v sudetském (135°) a jizerském (45°) směru (Macák, 1956). U sudetského směru se jedná o poruchy víceméně rovnoběžné s blízkým Lužickým zlomem (vedoucím ve směru SSZ - JJV nedaleko severovýchodní hranice území), podél nějž došlo k přesmyknutí hornin západosudetské oblasti přes sedimenty permu a křídý (Šeda, 1987) a paralelním zlomem rovenským. Severovýchodní hrana zájmového území je také tvořena kuestou vystouplou podél jednoho z těchto zlomů (místně nazýván Klokočský zlom). Směr puklin měřených v teplickém souvrství v zájmové oblasti se ve velké většině případů s těmito dvěma směry shoduje a kvádrová odlučnost pískovců je tu tak predisponována i tektonicky.

3.3. Hydrogeologie

Oblast spadá do bilančního celku 2 české křídové pánve (dále Bc 2), s výskytem kolektorů A,B,C a D (viz tab. 3.1). Průměrný specifický odtok je $5-7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ (Krásný a kol. 1982). Tabulka Tab.1 převzatá z práce Turnov-Nudvojovice (Šeda, 1987) ukazuje průtočnost jednotlivých kolektorů v oblasti, údaje z jiných zdrojů však uvádějí transmisivitu nižší (např. v Jizerském souvrství $6 * 10^{-5} - 6 * 10^{-6}$; Petřů 1978)

Tab.3.1.: *Transmisivita jednotlivých kolektorů (Šeda, 1987)*

Kolektor	Transmisivita m^2/s
Paleozoikum	$2,9 - 7,4 * 10^{-6}$
A (Perucko-korycanské s.)	$1,3 * 10^{-3} - 4,9 * 10^{-6}$
B (Bělohorské s.)	$1,1 - 9,7 * 10^{-5}$
C (Jizerské s.)	$1,8 * 10^{-1} - 1,6 * 10^{-4}$
D (Teplické s.)	$1,0 * 10^{-3} - 8,5 * 10^{-5}$

Kolektory A a B nejsou vodárensky využívány, význam má až kolektor C (jizerské souvrství), který je pro Turnovsko nejvýznamnějším zdrojem vody. Je budován převážně písčitymi prachovci, vápnitými slínitými pískovci a písčitymi vápenci. Tyto horniny jsou pro vodu propustné díky silnému rozpukání z dob saxonského vrásnění, které zasahuje do hloubek min. 70 m (geofyzika, čerpací zkoušky, např. Petřů, 1978), průlinová propustnost není příliš významná a uplatňuje se pouze lokálně. Filtrační schopnosti prostředí jsou značně proměnlivé v závislosti na intenzitě rozpukání a vlivu průlinové porozity, obecně však lze říci, že voda proudí prostředím rychle a její zranitelnost je tedy větší, což platí zvláště v blízkosti zlomových linií. Zpoždění maximální výše hladiny podzemní vody (dále HPV) oproti maximálnímu průtoku v Jizeře po srážkách je dva týdny (Šeda, 1987). Přítok do jizerského souvrství se uskutečňuje třemi způsoby - vsakem na výchozových partiích (mimo studovanou oblast), přetokem z kolektoru D po jeho obvodu (popsáno níže) a průnikem přes sprašové pokryvy (také mimo studovanou oblast). Jizerské souvrství má HPV volnou a je odvodňováno buď do pramenných vývěřů, ve kterých voda opouští puklinový systém (např. blízký pramen u Betlémského mlýna, řada pramenů v údolí Jizery, Bartošova pec...) nebo podzemním odtokem, který směřuje generelně k JJV (Šeda, 1987).

Teplické souvrství (kolektor D) budované především křemennými pískovci je pro vodu dobře propustné průlinovou porozitou a má lokální význam pro vodohospodářské účely při zásobování místních obyvatel vodou z domovních studní. V širší oblasti Českého Ráje je VaK Turnov využíváno několik méně významných vodárenských objektů se zdrojnicí vody v kolektoru D (Borek, Besedice, Loučky aj.). Přítok do teplického souvrství je dán pouze vsakem ze srážek, odtok málo mineralizované vody pak probíhá přetokem do Jizerského souvrství, to je však odděleno vrstvou vápnitých jíílů, která je i přes svou malou mocnost (cca 10 m) schopna zabránit odtékání vody průsakem z jednoho souvrství do druhého. Proto je toto litologické rozhraní lemováno řadou drobných pramenů vytékajících z pískovců teplického souvrství, které se často po překonání jíílů opět ztrácejí v podloží. Tato vrstva vápnitých jíílů má i značný hydrochemický význam – pufruje se zde kyselá voda z nadložních pískovců, která díky svému nízkému pH a absenci neutralizačních basických komponent v nadloží obsahuje abnormální množství rozpuštěného trojmocného hliníku Al^{3+} i zvýšené koncentrace síranů (Bruthans a Schweigstilllová, 2009a).

V oblastech, kde je vyvinut sprašový pokryv působí spraše vzhledem ke své nízké propustnosti (k podle Hazena pro oblast Malého Rohozce 8×10^{-8} m/s; Čihák, 2001) jako izolátory, díky relativně mírnému sklonu terénu, omezenému výskytu a malé mocnosti v zájmové oblasti však vsakování srážkových vod významněji neovlivní.

3.4. Geomorfologie a další charakteristiky

Klokočské skalní město je velmi bohaté co do rozmanitosti i četnosti geomorfologických jevů (Vítek, 1987) a společně s blízkými Betlémskými skalami tvoří přírodní rezervaci Klokočské skály. Území je také součástí CHKO Český Ráj a evropského Geoparku Unesco. Spolu s Betlémskými skalami se nachází na horní hraně klokočské kuesty, jejíž skalní defilé spolu s několika samostatně vyčleněnými skalními věžemi patří k dominantám kraje. Stěna této kuesty je asi 1600 m dlouhá, místy rozčleněná do izolovaných skalních věží a rozsedlin (Klokočské průchody). Ukloněná plošina nad hranou kuesty zahrnuje dvě na sebe navazující území podobného charakteru: na severu Betlémské skály, na jihu a východě vlastní Klokočské skály, které jsou soustředěny podél systému jediného, stromovitě rozvětveného a ostře zahloubeného údolí. Strmé svahy skalních roklí bývají rozčleněny jedním či dvěma stupni s menším sklonem a při jejich hranách jsou příležitostně vyvinuty oddělené skalní věže. Ve skalních stěnách vznikly desítky převisů a pseudokrasových jeskyní, přičemž genezi některých jeskyní kulovitého či tunelovitého charakteru se doposud nepodařilo uspokojivě objasnit (Bruthans a kol., 2009b).

K největším jeskyním Českého Ráje patří jeskyně Postojná, která je zároveň i cennou archeologickou lokalitou (Peša, 2006). Zvětráváním a odnosem nestejně odolných poloh pískovců vznikly skalní perforace (např. skalní okno na Rotštejně) a četné mikroformy (např. žlábkové škrapy) (dle Mackovčín a kol., 2002). V hojné míře se zde také na povrchu skal vyskytují voštiny.

4. Použité metody studia vodního režimu

4.1. Využití izotopů v hydrogeologii

Jednou ze stěžejních metod výzkumu charakteru proudění vody v nenasycené zóně pískovců, byl rozbor izotopového složení odebraných vzorků. V následující kapitole jsou podány základní informace o vlastnostech izotopů a možnostech jejich využití k výzkumu.

Jako izotop označujeme skupinu atomů, které spolu mají navzájem shodné protonové číslo (jsou jedním prvkem periodické tabulky) i nukleonové číslo (tzn. mají v jádře stejný počet nuklidů (protonů + neutronů)). Jeden prvek může mít celou řadu různých izotopů (tzn. atomů o stejném protonovém, ale rozdílném nukleonovém čísle), v přírodních podmínkách však vždy jeden z nich výrazně převažuje nad ostatními. Např. u kyslíku existují tři stabilní izotopy: ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , z nichž atomy ^{16}O tvoří přibližně 99,78 % všeho kyslíku na Zemi (Cabicar, 1983). Kromě stabilních izotopů existují také izotopy nestabilní, které se radioaktivně rozpadají, buď na atomy stejného prvku, ale s menším počtem neutronů nebo na atomy jiného prvku. Fyzikální a chemické vlastnosti různých izotopů jednoho prvku jsou si velmi blízké, malé rozdíly se projevují např. v mírně odlišných teplotách tání, hustotě nebo reaktivnosti (Clark a Fritz, 1997).

V hydrogeologii se krom jiných aplikací využívá skutečnosti, že molekuly vody jsou poskládány z různých kombinací izotopů kyslíku a vodíku. Nejčastější kombinací je molekula H_2O s relativní molekulovou hmotností 18 ($2 \times ^1\text{H} + ^{16}\text{O}$), která zastupuje přibližně 99,75 % všech molekul vody, zbylých 0,25 % připadá na molekuly obsahující jeden nebo více těžších izotopů vodíku či kyslíku. Druhou nejběžnější molekulou vody je molekula o MR 20 ($2 \times ^1\text{H} + ^{18}\text{O}$) a právě její zastoupení ve vzorkovaných vodách se nejčastěji používá k interpretaci dějů, předcházejících odběru. Výše zmíněné zastoupení různých izotopových kombinací v různých vodách není neměnné, vlivem drobných rozdílů v chemických a fyzikálních vlastnostech jednotlivých izotopů, dochází při přirozených i antropogenních dějích v přírodě k diferenciaci a nabohacení či ochuzení jednotlivých typů

vod o molekuly s lehčími či těžšími izotopy – frakcionaci (Clark a Fritz, 1997). Analyzované vzorky vody se pomocí δ notace vztahují k standardu SMOW (standardizovaný vzorek mořské vody), hodnoty δ se udávají v promile (‰) a vyjadřují nabohacení či ochuzení zkoumaného vzorku konkrétním izotopem vůči standardu SMOW, přičemž odchylka isotopově lehčí látky než standard je záporná. Izotopová odchylka $\delta^{18}\text{O}$ u konkrétního vzorku vody se spočítá dle následujícího vzorce:

$$\delta^{18}\text{O vzorku} = \frac{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O vzorku}) - (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O standardu})}{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O standardu})} * 1000 (\text{‰})$$

Z dlouhodobých měření (Clark a Fritz, 1997) je prokázáno, že srážková voda vlivem ročního teplotního cyklu nad oceány mění v průběhu roku své izotopové složení. Časový průběh hodnot $\delta^{18}\text{O}$ ve srážkové vodě odebírané s měsíční frekvencí se v našich podmínkách blíží tvaru sinusoidy. Tento izotopový signál lze sledovat v odebíraných vzorcích vody a porovnáním tvaru s průběhem izotopového signálu v různých odběrných místech následně odhadnout doby zdržení i míru míšení různých typů vod. Průměrnou dobu zdržení mezi jednotlivými objekty a případně míšení různých typů vod lze při sledování po dobu alespoň několika měsíců zjistit z posunu a snížení amplitudy sinusoidy $\delta^{18}\text{O}$ (u déle akumulovaných vod dochází disperzí a difuzí ke zmenšení či úplnému vyhlazení sinusoidy a příměs takovýchto vod pak zmenšuje i amplitudu křivky vzorkované vody).

4.2. Stanovení průtoku vody prostředím na základě chloridové bilance

Hlavním zdrojem chloridů je oceán. Do lesního ekosystému se chloridy dostávají jak ze srážek, tak ve formě suchých aerosolů, které se zachycují na povrchu vegetace (Matucha a kol. 2010). Chlorid patří mezi esenciální mikronutrienty vyšších rostlin. Jeho role je v udržování osmotické rovnováhy a uplatňuje se také jako iont umožňující transport kationtů v tkáních rostlin a při fotosyntéze (White a Broadley 2001). Na rozdíl od síry a dusíku, které jsou redukovány během metabolismu, si chloridy udržují záporný náboj a umožňují tak transport kationtů. Je zřejmé, že při rozkladu vegetace se bude chlorid uvolňovat zpět do prostředí. Pro vysoký obsah chloru v organické hmotě se velké množství chlórů uvolňuje do atmosféry při hoření.

Chloridy byly do nedávné doby považovány za chemicky inertní látku. V posledních letech však začíná být zřejmé, že vedle pohlcování vegetací a

miroorganismy, podléhají chloridy i chemickým reakcím, kdy při rozkladu půdní organické hmoty vznikají organochlorové molekuly a to jak přičiněním mikroorganismů (enzym chloroperoxidáza) tak abioticky (Laterns a Matucha 2008, Matucha a kol. 2010). V lesní půdě pak bývá více organicky vázaného chlóru, než chloridů (Hjelm a kol. 1995, Oberg 2003). Obsahy organicky vázaného chlóru dosahují v půdě jehličnatých lesů hodnot 0,03-2 g/kg vysušené půdy (Matucha a kol. 2010). Chlor je tak jeden z nejvíce zastoupených prvků v organické hmotě, kde ho je podobné množství jako fosforu (0,01-0,5 hm%) a jen o řád méně, než síry a dusíku (Oberg 2003). V tkáních rostlin se obsahy pohybují obvykle mezi 0,1 a 1 hm% (Xu a kol. (2000). Organicky vázaný chlór se zčásti rozkládá zpět na chloridy (mineralizace) zčásti podléhá volatilizaci a uniká z lesních ekosystémů, čímž v konečném důsledku působí jako nosič chloridových iontů, zejména tam, kde je relativně malá depozice chloridů (Hjelm a kol. 1995; Oberg 2003).

Chloridová hmotová bilance (dále chloridová bilance) je hojně používaným nástrojem pro zjištění, jaká část srážek tvoří podzemní odtok jak v nasycené tak v nenasycené zóně (např. Guam a kol. 2010, Walker a kol. 1991 a Claassen a Halm 1996). Metoda je založena na zachování hmoty mezi vstupem chloridů z atmosféry a tokem chloridů pod zemským povrchem.

Výpočet chloridové bilance vychází z předpokladu, že chloridy jsou konzervativní a že nedochází k jejich mizení z povodí např. v důsledku chemických reakcí ani k zpomalení jejich šíření vůči rychlosti proudění podzemní vody. Dále se předpokládá, že jejich jediným zdrojem jsou srážky a suchá depozice. Známe-li tedy celkový hmotnostní tok chloridů na vstupu a jejich koncentrace vážené množstvím zachycené vody v určité hloubkové úrovni, pak lze pro takovou úroveň spočítat potřebné množství vody, aby hmotnostní tok chloridů byl konstantní ve všech hloubkových úrovních. Následně lze určit i evapotranspiraci a faktor nabohacení (platný obecně i pro všechny další rozpuštěné ionty). Faktor nabohacení definuje, kolikrát se bude zvyšovat koncentrace iontu vůči koncentraci ve srážkách za předpokladu, že ion je konzervativní a nemá v prostředí ani zdroj ani nosič (přesněji, že se bude nabohacovat stejně jako chloridy). Z rozdílu mezi konzervativním a skutečným chováním iontu lze tedy určit v jakých hloubkových úrovních se zvyšuje, nebo snižuje látkový tok daného prvku a kvantifikovat tyto změny. V možnostech této práce bohužel nebylo kvantifikovat případný nosič vznikající při těžbě dřevní hmoty, který by se z dlouhodobého hlediska (cca 1x 80 let) mohl projevit na sníženém toku chloridů hlouběji do půdy.

5. Metodika

Při práci v terénu (17 měsíců) byly v pravidelných intervalech odebírány vzorky vody k okamžitému měření i pozdějším analýzám. Zde proto uvádím základní údaje o použitých přístrojích a postupech i o laboratořích, ve kterých byly vzorky zpracovávány.

5.1. Terénní metody

5.1.1. Měření pH, konduktivity, teploty a odběr vzorků

Konduktivita, teplota a pH a byly měřeny konduktometrem Cond 340i se sondou TetraCon 325 od firmy WTW (Německo), s garantovanou přesností po kalibraci 0,5 %. Hodnota konduktivity byla automaticky přepočítává na teplotu 25°C (konduktivita je funkcí teploty).

Filtrování vzorků pro chemický rozbor rozpuštěných prvků probíhalo až na výjimky ihned po odběru vzorků přímo v terénu. K filtraci byla používána filtrační souprava Nalgene, peristaltická vakuová pumpa a filtry milipore o průměru pórů 0,45 μm. Mezi jednotlivými filtracemi byla souprava vymývána nejprve destilovanou vodou a následně i malým množstvím samotného filtrovaného vzorku. Zfiltrovaný vzorek byl nalit do nových a později do pečlivě vymytých vzorkovnic Nalgene z HDPE, ve kterých byl uchováván ve tmě a chladu až do laboratorního zpracování. Ke zfiltrovaným vzorkům pro stanovení kationtů bylo přidáno 1 ml 85 % ultračisté HNO₃, aby se zabránilo jejich vysrážení. Při filtraci v zimních měsících došlo k zamrznání vzorku ve filtrační soustavě. Při dalších odběrech za teplot pod bodem mrazu byly tedy vzorky převezeny do Turnova, kde jsem je zfiltroval doma.

Dále byly odebírány nefiltrované vzorky na stanovení alkality (vzorkovnice Nalgene), vzorky na stanovení izotopového složení vody (PE vzorkovnice) a v některých případech vzorky na potvrzovací analýzu rozpuštěného Al³⁺ (vzorkovnice Nalgene).

Všechny vzorkovnice byly plněny pokud možno zcela, bez vzduchových bublin.

5.1.2. Měření srážek, lesních srážek, půdní vody

Srážky jsem odebíral ze dvou srážkoměrech na stejné lokalitě v obci Rozumov. Umístil jsem je na volném prostranství na zahradě rodinného domu, v dostatečné vzdálenosti, aby dům ani stromy nemohly odběr srážek ovlivnit (volný dovrchní úhel 45° (Dingman, 1994)). První ze srážkoměrů (S1), byl vyroben svépomocí a sloužil k měření vydatnosti srážek a odběru vzorků na stanovení izotopů kyslíku a vodíku, kontrolně bylo také měřeno pH, teplota vody a konduktivita. Plocha sběrného trychtýře činila $76,5 \text{ cm}^2$ a byl umístěn ve výšce 1 metr nad zemí, okraj sběrného trychtýře byl seříznut do zubů, aby na něj nesedalo ptactvo. Z trychtýře byla voda svedena hadičkou do akumulární nádoby, která byla z velké části zahlobena do země (při odběrech ji bylo možné vyjmout). Sběrný trychtýř a akumulární nádoba byly z polyethylenu, propojovací hadička z měkčeného PVC. V červnu 2010 došlo k částečnému vypadnutí hadičky z akumulární nádoby a tím k neúplnému odběru. Druhý srážkoměr (S2, typ VOSS, konstrukce a výroba ČGS) sloužil rovněž k měření celkové vydatnosti srážek, pH, teploty vody a konduktivity, navíc z něj



byly také odebírány vzorky na chemismus (kationy, aniony, alkalita). Plocha sběrného trychtýře (taktéž seříznutého do zubů) činila 113 cm^2 a byl umístěn ve výšce 1 metr nad zemí. Akumulární nádoba se u tohoto srážkoměru nacházela bezprostředně pod sběrným trychtýřem, její nevýhodou však bylo, že při srážkově mimořádně bohatých měsících nestačila pojmout veškerou zachycenou vodu a přetékala. V jednom měsíci se také sběrné trychtýře obou srážkoměrů naplnily sněhem a bránily dalšímu odběru, proto nebylo odebrané množství srážek úplné.

Foto srážkoměru viz. obr. 5.1.

Obr. 5.1.: Srážkoměr S1 v Rozumově

Odběr povrchových lesních srážek byl zajišťován pomocí tří lyzimetrů umístěných na třech lokalitách v klokočském skalním městě. Na zemi byla vždy v úrovni okolního terénu zahloubena vyspádovaná sběrná nádoba (polypropylen), která sváděla zachycenou vodu z přesně definované plochy do nejnižšího rohu, odkud byla odváděna hadičkou z měkkčeného PVC do akumulární nádoby (polyethylen) zakopané ještě níže pod terénem.



Obr. 5.2.: *Povrchový lesní srážkoměr LE*

Sběrná nádoba byla překryta spadaným listím, jehličím a dalším podobným materiálem, aby méně poutala pozornost (nejedná se tedy o klasické podkorunové srážky). Ústí hadičky bylo v nejnižším rohu sběrné nádoby obaleno nylonovou punčochou a zasypáno vrstvou křemenného Provodínského písku (okamžitá filtrace od nejhrubších nečistot). Bohužel však nebyl proveden pokus, zda tento obsyp nemá vliv na chemické složení zachycené vody (v důsledku případného loužení). Vzhledem k jeho omezenému množství v každém lyzimetru by však toto zanedbání i při naplnění rizika mělo hrát pouze marginální roli. Z akumulární nádoby byla voda vysávána při odběru vzorků peristaltickou vakuovou pumpou pomocí další hadičky z měkkčeného PVC. Ilustrační foto na obr 5.2.

Vzorky půdní vody byly odebírány pomocí lyzimetrů zahloubených do různé úrovně pod terénem. Skládaly se ze stejné soustavy sběrné a akumulární nádoby jako povrchové lyzimetry, způsob instalace byl ale výrazně náročnější. Nejprve byla vyhloubena cca 1 metr hluboká šachtice s dostatečným průměrem, ze které se v požadované hloubce vyrazila boční prostora pod neporušené nadloží. Do této boční štolky byla následně vložena sběrná nádoba vyplněná vrstvou křemenného písku z Provodína (drenážní funkce) a původního materiálu. V tomto stavu se sběrná nádoba přitiskla k nadloží, byla vyspádována a následně co možná nejpevněji zespodu zaklínována, aby nedošlo k jejímu poklesu a přerušení kontaktu s nadložím. Drenáž vody hadičkou do ještě níže uložené akumulární nádoby a odsávání naakumulované vody probíhalo stejně jako u povrchových lyzimetrů. Ilustrační foto na obr. 5.3.



Obr. 5.3.:
Instalace půdního lyzimetru LC

U srážkoměru i všech lyzimetrů (zajišťujících odběr povrchových lesních srážek i půdní vody) byly vzorky odebírány ve stejném kroku cca 1x za měsíc. Až na několik výjimek v zimních měsících byl vždy hned po odběru na místě změřen objem, pH, teplota vody, konduktivita a odebrány potřebné vzorky. Vzorky vyžadující filtraci byly filtrovány také přímo v terénu, pouze v zimních měsících pokud mrazy nedovolily dobrou manipulaci se vzorky v terénu, byla odebraná voda transportována v tvrzených polyethylenových lahvích do bydliště v Turnově, kde byla dále zpracována. Zatímco u lyzimetrů nebylo přímé zamrznutí vody v akumulačních nádobách nikdy zjištěno, u srážkoměrů k němu v zimních měsících docházelo. V takových případech byl odebrán led a k jeho filtraci došlo poté, co se nechal roztát. Jedenkrát na konci zimního období byl také odebrán sloupec sněhové pokrývky z definované plochy, který se nechal roztát a byl změřen výsledný objem vody, změřeny pH, teplota a konduktivita i odebrány vzorky na izotopový a chemický rozbor. Tím byla zjištěna přibližná informace o množství a charakteru vody, která se v jarním období přidá ke srážkám a bude infiltrovat do podloží.

5.1.3. Měření skapových vod

Při vzorkování skapových vod jsem měřil jak vlastnosti vody (pH, teplota, konduktivita), tak průtok celého skapu. Ten byl stanovován nejčastěji měřením počtu kapek, které spadnou ze skapu za daný časový interval (většinou 1 minuta). Protože známe velikost kapky nutnou k jejímu odtržení a skápnutí (0,15 ml; Genty, 1998), lze spočítat i celkový průtok skapem. Hodnota průtoku byla zároveň částečně ověřována instalováním sběrné nádoby pod odebíraný skap, do které se po dlouhou dobu (většinou několik hodin) zachycovala voda pro izotopovou a chemickou analýzu. Tato druhá metoda však byla spíše kontrolně orientační, protože ne vždy se dařilo zachycovat do odběrné nádoby všechny skapové svislice z jednoho skapu a navíc určitá část objemu kapky většinou při dopadu vystříkla mimo sběrnou nádobu.

Na jedné lokalitě (K2) se podařilo realizovat průběžné měření průtoku skapem pomocí sklopky (konstrukce M. Jež, Brno). Voda ze skapu zde dopadala na svah, na který byla položena okapovitě prohnutá nepropustná PVC bazénová folie o tloušťce 0,5 mm, svádějící vodu z celého skapu do nádoby s pískem. Ze dna této nádoby byla voda odváděna hadičkou nad samotnou sklopku, kde plnila vždy jednu ze dvou nádobek. Při naplnění nádoby došlo vahou vody k překlopení osičky, vylití a tím zároveň k nastavení druhé nádoby. Počet těchto překlopení v čase se zaznamenával do automatické paměti, ze které byla s časovým krokem cca 3 měsíců data stahována. Sklopka byla na měřené lokalitě zabudována ve svahu v ochranném pláště pod úrovní terénu a překryta vrstvou zeminy, aby měření nebudilo nežádoucí pozornost. V zimě však bohužel došlo k zamrznutí vody v odtokových kanálcích a následně k naplnění ochranného pláště vodou. Tím bylo až do jarních měsíců měření přerušeno, sklopka však naštěstí poškozena nebyla. Ilustrační foto sklopky na obr. 5.4.



Obr. 5.4.:
*Instalace sklopky
pod skapem K2*



5.1.4. Měření hydraulické vodivosti (k)

Mimo vzorkování studovaných objektů bylo v průběhu terénních prací provedeno také 5 infiltračních nálevových zkoušek, z toho 4 do pískovcových výchozů a 1 do písčité lesní hrabanky. Tyto metody se v hydrogeologii běžně k měření k používají (Dub a kol., 1969; Císlarová a kol, 1988). Měření jsem prováděl pomocí plechového válce (nejčastěji o průměru 20 cm) přitisknutého k podloží a zatěsněného po obvodu podstavy tmelem. Na dno válce byl umístěn marker označující srovnávací hladinu (ta byla volena tak, aby se všechny nerovnosti podloží nalézaly pod ní). Následně byl do válce nalit vstupní objem vody dosahující přesně k markeru a k němu ještě jedna odměřená nádobka (např. 300 ml.) a bylo započato s měřením času. Kdykoli hladina vody ve válci vsakem poklesla k markeru, byla dolita další nádobka (všechny o stejném objemu) a zapsán čas. Jak se prostředí pod válcem postupně sytilo vodou, docházelo k prodlužování a ustalování intervalů, až se v ideálním případě dosáhlo takřka vyrovnaných intervalů mezi jednotlivými nalitími. Při známé ploše podstavy válce, objemu nádobky a času potřebného k jejímu zasáknutí lze pak snadno spočítat koeficient filtrace v měřeném prostředí podle vzorce:

$$k = V / S / t / I$$

kde k je hydraulická vodivost (m/s); V je vlitý objem (m³), S je plocha podstavy válce (m²), t je čas (s) infiltrace pro množství V; I () je hydraulický gradient, u kterého se předpokládá, že je roven jedné. Průběh infiltračních zkoušek ilustruje obr. 5.5.



Obr. 5.5.: Infiltrační zkouška na povrchu pískovce v klokočských skalách

5.2. Laboratorní metody

Při odběru vzorků vody jsem ze sledovaných objektů za běžných podmínek (dostatek vzorkované vody atd.) odebíral vzorky k těmto laboratorním analýzám: stanovení rozpuštěných kationtů, stanovení rozpuštěných aniontů, stanovení alkality, stanovení izotopového složení H a O vody. V některých případech se odebíral také vzorek na potvrzovací analýzu rozpuštěného Al^{3+} pomocí pyrokatecholové violeti (viz níže). Při pochybnostech o správnosti analýzy (neobvykle vysoké či nízké koncentrace) byla vždy provedena opakovaná analýza tohoto vzorku. Podrobný popis odběru všech vzorků je popsán v kapitole 4.1.1.

Chemické rozbory vzorků vody na rozpuštěné kationty, anionty a alkalitu byly prováděny v Laboratoři geologických ústavů na PřF UK v Praze.

Kationty se stanovovaly metodou optické emisní spektrometrie s indukčně vázanou plazmou (ICP OES). Stanovovány byly kationty těchto prvků: Al, K, Mg, Fe, Ca, Mn, Na, Sr, Ba, Zn a mimo kationtů i Si.

Anionty se stanovovaly metodou HPLC (účinná kapalinová chromatografie). Stanovovány byly tyto anionty: F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-} .

Alkalita (HCO_3^-) se stanovovala titrací.

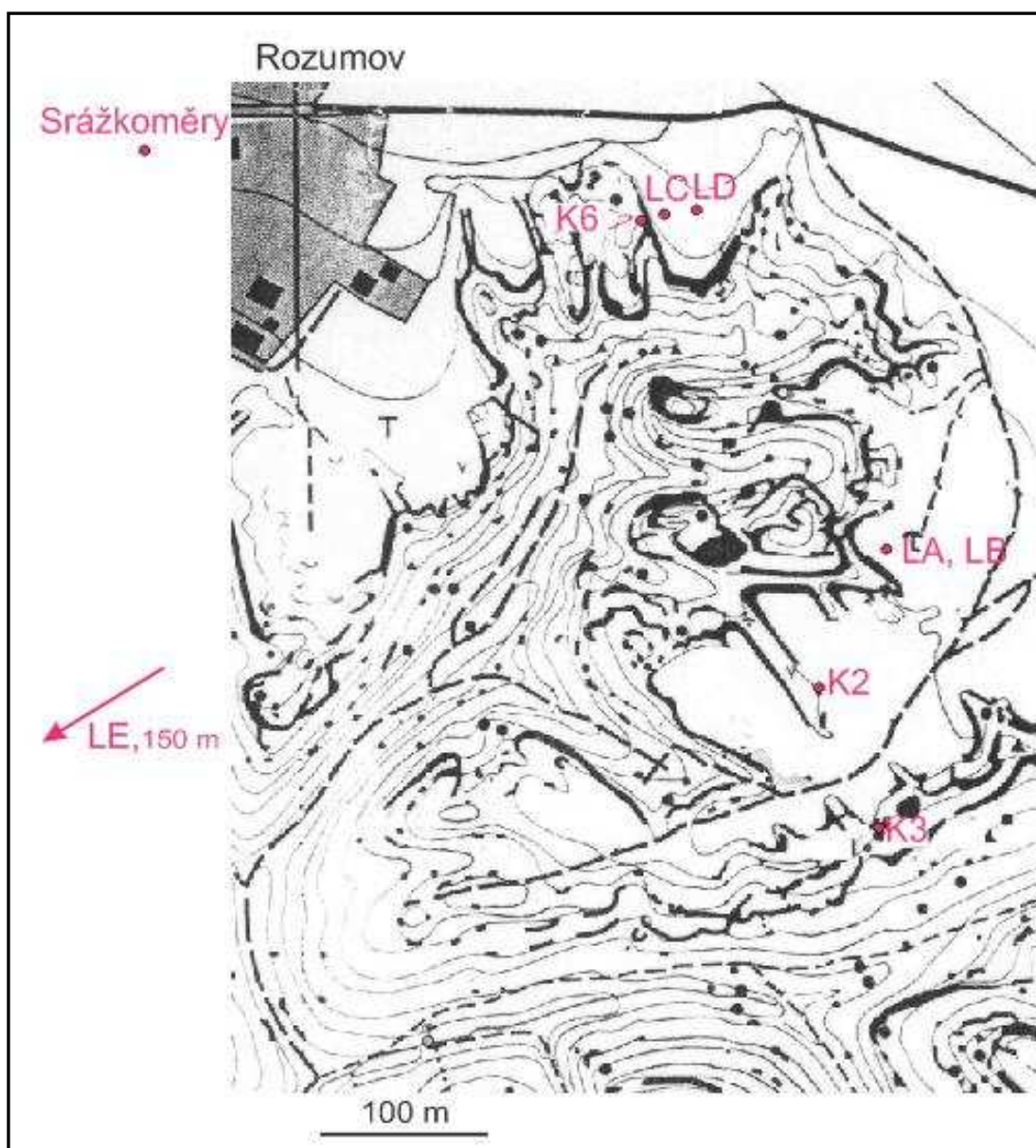
Od ledna 2010 jsem ze skapů a z půdních lyzimetrů odebíral také vzorky na potvrzovací analýzu metodou PCV (stanovení monomerního hliníku spektrofotometrickou technikou s pyrokatechinovou violetí, tzn. celkového iontového hliníku), kterou prováděl Jan Rohovec na geologickém ústavu AV ČR a která zaručuje stanovení pouze atomárně rozpuštěného hliníku. Z takřka shodných výsledků je zřejmé, že všechen hliník přítomný ve vodě je skutečně přítomen v rozpuštěném atomárním stavu ve formě kationtu Al^{3+} .

Izotopový rozbor odebraných vzorků vody se stanovoval na laserovém spektroskopu LGR, Inc. na stavební fakultě ČVUT, katedře hydromeliiorací a krajinného inženýrství pod vedením Martina Šandy. Průměrná odchylka stanovení δO^{18} je zde 0,1 ‰. K následnému zpracování zjištěných hodnot izotopového signálu jsem použil program FLOWPC (Maloszewski 1996), který pracuje na principu převedení vstupních hodnot signálu (srážky, infiltrovaná voda) na výstupní hodnoty (skap, pramen, půdní lyzimetr...) dle zadaných podmínek. Pomocí kombinace různě zadávaných podmínek (doba zdržení, příměs starší vody s konstantní hodnotou $\delta^{18}\text{O}$) a zvoleného modelu (exponenciální, disperzní $D=0,05$, disperzní $D=0,3$) jsem se snažil najít takovou funkci, která by nejlépe převedla vstupní signál na skutečně naměřené hodnoty ve skapech/lyzimetrech.

6. Studované objekty

6.1. Srážkoměry

Srážkoměry S1 a S2 se nacházely v obci Rozumov na zahradě rodinného domu. Jejich popis je uveden v kapitola 4.1.2., přesná lokalizace pomocí GPS: 50°36'4,73"N, 15°12'14,68"E, v mapě na obr. 6.1.



Obr. 6.1.: Přehledová mapa vzorkovacích míst

6.2. Lyzimetry

Lyzimetry LA (povrchové lesní srážky) a LB (půdní voda) se nacházely v mladém borovém lese s porostem kapradí a borůvčí na plošině cca 15 m nad hranou zaříznutého skalnatého údolí. Instalovány byly oba 1.6.2009 a v provozu byly až do ukončení výzkumu 3.11.2010. Sběrná plocha u obou lyzimetrů byla shodně 1080 cm², mocnost neporušeného nadloží u LB činila 30 cm, dalších 5 cm připadalo na původní, ale porušenou zeminu vyplňující horní část sběrné nádoby. Při instalaci akumulární nádoby LA byl zjištěn následující půdní profil: 10-20 cm humózní horizont, dále až do hloubky 70 cm světlý bělavý písek. Při instalaci LB o cca 3 metry dále od hrany plošiny byl zjištěn tento půdní profil: 10 – 15 cm humusový horizont, dále až do hloubky 70 cm žlutý, písčito-prachovitý jíl (jedná se buď o odvápněnou sprašovou hlínu nebo o vložku křídového mořského jílu). Lokalizace GPS: 50°35'58.673"N, 15°12'36.785"E.

Lokalizace v mapě na obr. 6.1. , foto obr. 6.2.



Obr. 6.2.: Instalace lyzimetru LB

Lyzimetry LC (půdní voda) a LD (povrchové lesní srážky) se obdobně nacházely v borovém lese s porostem borůvčí při okraji plošiny cca 5 m od hrany skalnatého údolí. Za touto hranou začínala kratší skalní stěna zakončená převisem, kde byl vzorkován skap K6 a z jedné lokality tak byly získávány tři vzorky vody z rozdílných úrovní. Lyzimetry LC a LD byly instalovány 29.9.2009, lyzimetr LD byl však bohužel zničen (patrně zvědavými turisty) ještě před ukončením výzkumu v měřicím období po 3.8.2010. Sběrná plocha LC byla 1080 cm², sběrná plocha LD 722 cm². Neporušené nadloží nad LC mělo mocnost 35 cm. Zjištěný půdní profil na lokalitě byl následující: 0-5 cm: humusový horizont, 5 - 50 cm: bílý písek s menšími úlomky pískovce, 50 cm – 70 cm: navětralý pískovec rýpatelný rýčem. Lokalizace GPS: 50°36'4.389"N, 15°12'35.539"E. Lokalizace v mapě na obr. 6.1. , foto viz. metodika obr. 5.3.

Lyzimetr LE (povrchové lesní srážky) se nacházel ve vzrostlém borovém lese cca 350 m jižně od Rozumova. Byl instalován 10.10.2009, zničen byl při těžbě lesa v měřicím období po 10.4.2010. Plocha sběrné nádoby byla 722 cm². Zjištěný půdní profil: 0-10 cm: humusový horizont, 10 – 40 cm světle hnědá prachovito-písčítá půda. Přibližná lokalizace GPS: 50°35'54.211"N, 15°12'18.61"E , Lokalizace v mapě na obr. 6.1. , foto viz. metodika obr. 5.2.

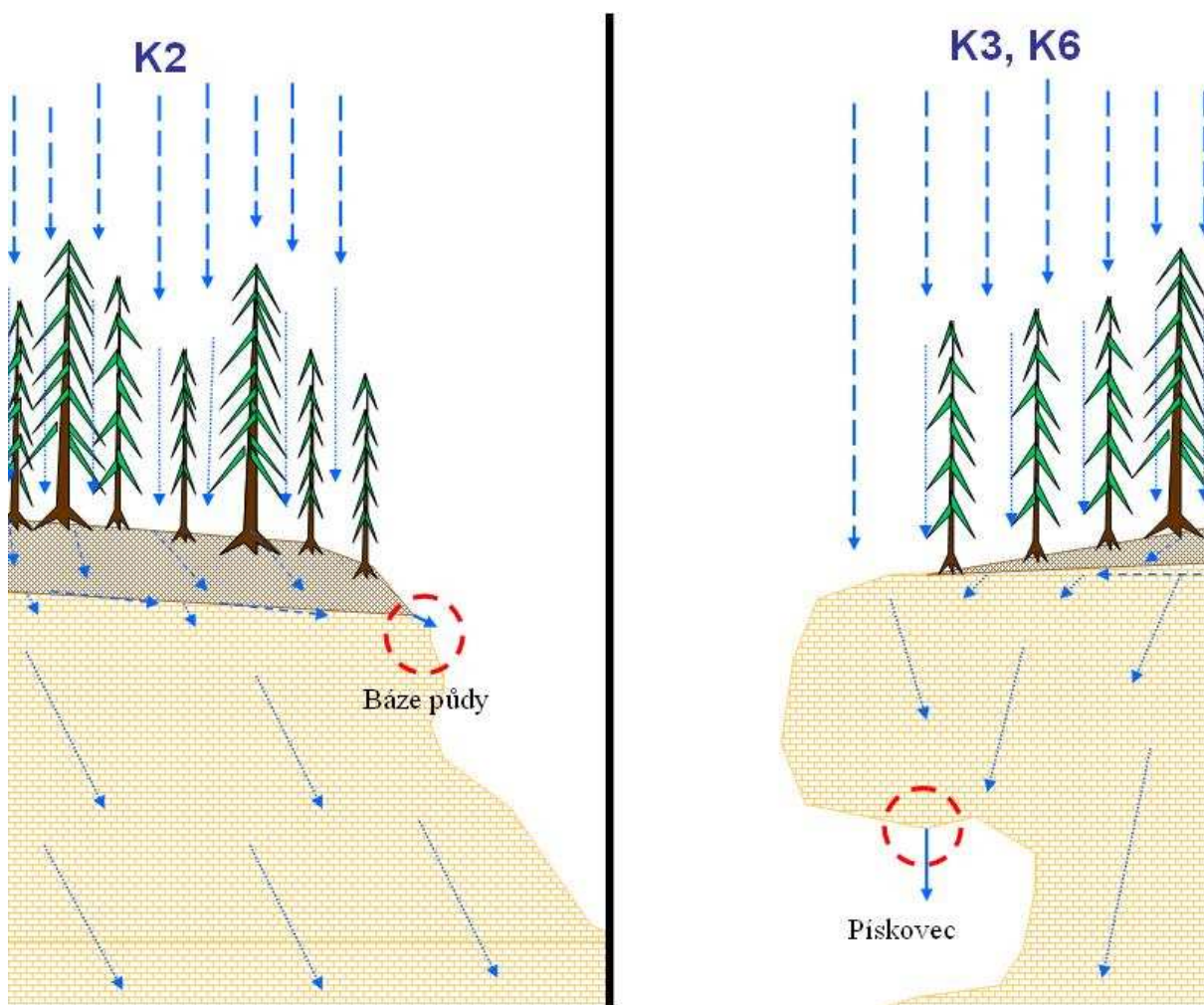
Dva povrchové lyzimetry vzorkující povrchové lesní srážky byly v průběhu studia zničeny (LE 10.4.2010 při těžbě dřeva, LD 3.8.2010 patrně turisty), třetí byl po ukončení výzkumu demontován, stejně jako oba srážkoměry. Dva podpovrchové lyzimetry vzorkující půdní vodu byly ponechány na lokalitách k dalšímu výzkumu. Přehled doby vzorkování lyzimetrů je shrnut v tabulce 6.1.

Tabulka 6.1.: *Doba studia skapů a lyzimetrů*

Objekt	První odběr	Poslední odběr
K2	30.6.2009	3.11.2010
K3	30.6.2009	3.11.2010
K6	31.10.2009	3.11.2010
LA	1.6.2009	3.11.2010
LB	1.6.2009	3.11.2010
LC	29.9.2009.	3.11.2010
LD	29.9.2009	3.8.2010
LE	10.10.2009	10.4.2010

6.3. Skapová místa

Celkem byly pravidelně vzorkovány 3 skapové lokality, pracovně nazvané K2, K3 a K6, přičemž každý z těchto skapů reprezentuje jiný typ vody. Skapy K3 a K6 charakterizují vodu která prošla pískovcovým masivem (mocnost nadloží K3 je 15 m, u K6 4 m) a vytéká ve skalním převisu. V obou případech se jedná o vodu z bezprostředního okolí. U K2 se jedná o přetok vody z báze půdy, kterou méně propustné podložní pískovcové vrstvy nestačí odvádět a ta vytéká na tomto rozhraní přes pískovcovou hranu při okraji údolí. Na rozdíl od K3 a K6 jde vodu z větší plochy. Pod skapem K2 byla také instalována sklopka (popsána v kapitole 4.1.3) pro kontinuální měření průtoku vody skapem. Nákres obou rozdílných situací je patrný z obrázku č. 6.3., fotky všech vzorkovaných skapových míst jsou na obr. 6.4., 6.5., 6.6., 6.7. a jejich lokalizace je zaznačena v mapě na obr. 6.1.



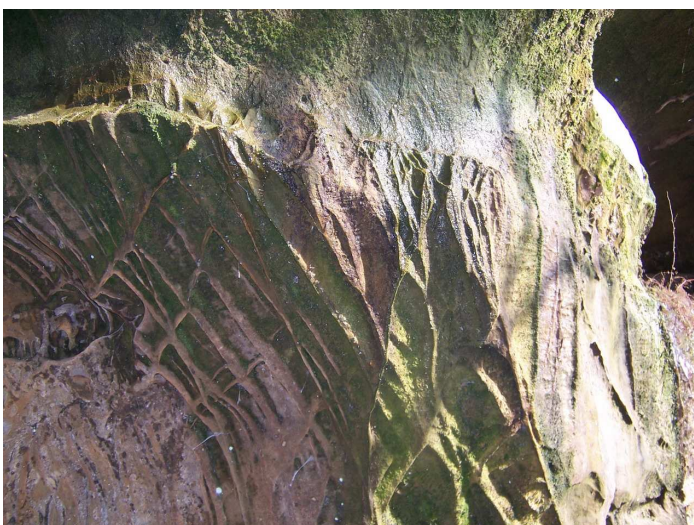
Obr. 6.3.: Nákres rozdílného charakteru skapů



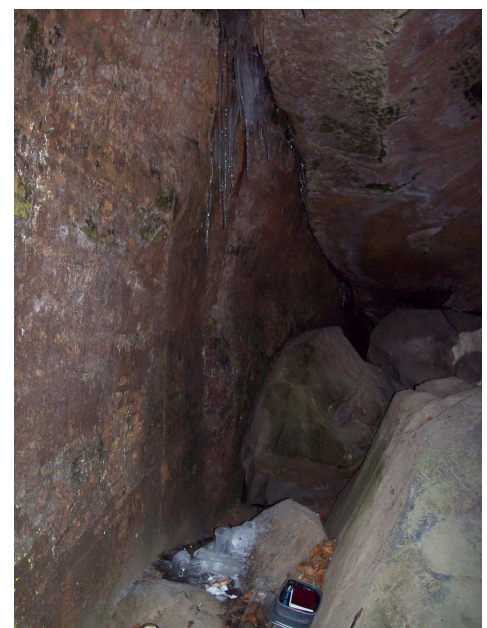
Obr. 6.4.: *Skap K2 v zimě*



Obr. 6.5.: *Ledové náteky na skapu K3*



Obr. 6.6.: *Skap K3, detail*



Obr. 6.7.: *Skap K6 (v zimě)*

6.4. Měření hydraulické vodivosti (k)

Koeficient filtrace byl měřen způsobem popsaným v kapitole 5.1.4. na těchto lokalitách:

- 1) Povrch lesní půdy (hrabanky) na písčité skalní plošině v Hruboskalském skalním městě (GPS: 50°33'47.743"N, 15°9'53.437"E)
- 2) Povrch pevného pískovcového výchozu v Hruboskalském skalním městě (GPS: 50°33'47.782"N, 15°9'53.856"E)
- 3) Povrch pevného pískovcového výchozu v Klokočské skalním městě, v blízkosti lyzimetrů LA, LB (GPS: 50°35'59.027"N, 15°12'35.343"E)
- 4) Povrch uměle ohlazené a železem inkrustované plochy ve skalním městě Drábovna asi 15 m ssz. od vstupu do jeskyně Dvou postav v malém převisu na vystupujícím skalním dně (Ohlazová plocha vznikla v 19. stol. broušením pískovcových brusných kol, P Jenč, ústní sdělení) (GPS cca: 50°37'45.108"N, 15°10'38.893"E)
- 5) Přírodní svíslá pískovcová stěna inkrustovaná železem ve skalním městě Drábovna asi 25 m sev. od vstupu do jeskyně Dvou postav v zející spáře mezi skalními bloky (měřeno pomocí podepřeného válce ohnutého do tvaru kolena). (GPS cca: 50°37'45.512"N, 15°10'39.403"E)

7. Výsledky a diskuze

7.1. Průtoky vody v prostředí

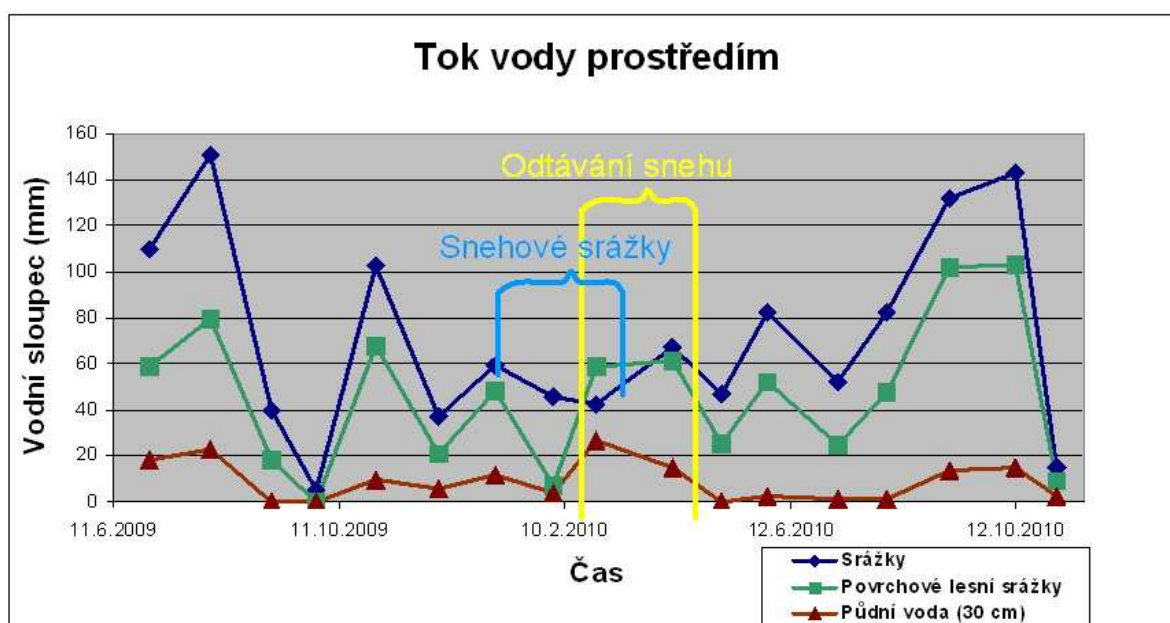
7.1.1. Naměřená množství vody

V tab. 7.1. a na obrázku 7.1. jsou znázorněna naměřená zachycená množství vody v lyzimetrech a srážkoměrech, převedené na mm vodního sloupce v jednotlivých sledovaných úrovních systému za celou dobu studia, tedy po 17 měsíců. V každé úrovni jsem bral vždy průměrné hodnoty ze sledovaných objektů, tzn. modrá linie představuje průměr ze dvou srážkoměrů umístěných ve volném terénu (S1, S2), zelená linie průměr ze tří lyzimetrů odebírajících povrchové lesní srážky (LA, LD, LE), hnědá linie pak průměr ze dvou půdních lyzimetrů s mocností nadloží cca 35 cm (LB, LC).

Tabulka 7.1.: Přehled změřených množství vody zachycených v lyzimetrech a srážkoměrech přepočítaných na výšku vodního sloupce. Šedá pole označují měření s neúplnými odběry, které jsou v následujících výpočtech dopočteny pomocí poměrných vztahů mezi jednotlivými objekty. Tučně jsou v levém sloupci zvýrazněny odběry za jeden hydrologický rok.

Krok odběru	S1	S2	LA	LB	LC	LD	LE
1.6.2009 - 1.7.2009	98,04	x	58,52	18,54	x	x	x
1.7.2009 - 3.8.2009	134,64	153,04	79,54	23,15	x	x	x
3.8.2009 - 5.9.2009	36,60	43,35	18,06	0,28	x	x	x
5.9.2009 - 29.9.2009	4,58	5,66	0,09	0,00	x	x	x
29.9.2009 - 31.10.2009	78,43	123,85	72,22	15,74	3,89	63,02	x
31.10.2009 - 4.12.2009	32,68	41,58	22,69	8,80	3,33	19,39	21,47
4.12.2009 - 4.1.2010	52,29	66,35	53,70	3,24	20,37	47,09	44,32
4.1.2010 - 4.2.2010	44,44	26,54	2,43	7,33	0,06	17,17	2,56
4.2.2010 - 27.2.2010	39,22	41,58	48,15	20,37	32,59	50,55	77,56
27.2.2010 - 10.4.2010	60,13	74,31	87,22	19,44	10,65	26,32	70,64
10.4.2010 - 6.5.2010	45,75	48,66	32,87	0,60	0,05	18,70	x
6.5.2010 - 31.5.2010	71,90	92,89	63,43	4,72	0,00	41,55	x
31.5.2010 - 8.7.2010	48,37	55,73	33,80	2,04	0,05	15,24	x
8.7.2010 - 3.8.2010	75,82	89,35	60,37	2,96	0,00	34,63	x
3.8.2010 - 6.9.2010	117,65	110,58	104,63	15,74	12,04	x	x
6.9.2010 - 12.10.2010	128,10	110,58	100,02	18,61	14,35	x	x
12.10.2010 - 3.11.2010	11,76	17,69	8,89	1,57	0,93	x	x
úhrn za hydrologický rok	728,10	775,83	618,17	105,44	94,41	x	x
Roční úhrn po dopočtu	817,12	867,35	645,12	105,44	94,41	x	x

Ve dvou srážkoměrech (S1, S2) instalovaných v zájmovém území byly naměřeny srážky vyšší, než je udávaný dlouhodobý průměr ve stanici Turnov (680 mm/rok, viz kapitola 3.1.), jejich průměr za hydrologický rok (1.11.2009 – 31.10.2010) činil 846 mm vodního sloupce. (Zachycené souhrnné množství vody bylo pouze 751 mm (průměr dvou srážkoměrů), v několika měsících však došlo k neúplným odběrům (viz. kap. 5.1.2.; 7.1.2.), ve kterých jsem pak celkové množství volných srážek dopočítával z procentuálních vztahů mezi srážkoměry a lyzimetry). Průměrný úhrn povrchových lesních srážek měřených třemi lyzimetry (LA, LB, LC) činil za stejné období 560 mm, tedy přibližně 66% volných srážek. Vodní sloupec zachycený dvěma půdními lyzimetry (LB, LC) v hloubce cca 35 cm dosáhl průměrně 101 mm/hydrologický rok, tedy pouhých 12,5% volných srážek. Podle bilance Macáka (1956) z blízké Drábovny budované stejnými pískovci (podíl dlouhodobého průtoku pramenů/ plocha sběrné oblasti), se přitom infiltruje okolo 35% srážkové vody až na hladinu podzemní vody. Z chloridové bilance (viz kap. 4.2. a 7.4.1.) je však patrné, že lyzimetry zachytily jen malou část celkově protékající vody. Voda bude ze dna gravitačního lyzimetru drénována jen tehdy, pokud tlak vody dosáhne alespoň atmosférického tlaku. Pokud bude tlak menší než atmosférický (sací tlak), voda bude proudit v kapilárním režimu a bude obtékat sběrnou nádobu (voda v nenasyceném prostředí proudí z důvodu působení kapilárních sil prostředím s menšími póry, velkým se vyhýbá).



Obr. 7.1.: Naměřené průměrné měsíční průtoky v jednotlivých sledovaných úrovních přepočtené na mm vodního sloupce

Z naměřených hodnot vodního sloupce také vyplývá, že ve srážkově bohatších měsících stejného ročního období, se do půdy (resp. k lyzimetřům ve 40 cm) dostávalo vyšší procento srážek než v měsících srážkově chudších. V grafu na obr. 7.1. je tento efekt patrný zejména ve vztahu zelené a hnědé linie (povrchové lesní srážky / půdní voda). Např. ve vzorkovacím kroku 1.7. – 3.8.2009 bylo lyzimetrem LA naměřeno 79,5 mm vodního sloupce povrchových lesních srážek, v blízkém lyzimetru LB vzorkujícím půdní vodu 23,2 mm vodního sloupce (29%). V následujícím měsíci bylo lyzimetrem LA naměřeno 18,1 mm, k půdnímu lyzimetru LB se však dostalo pouze 0,3 mm (1,5%). Tento jev lze vysvětlit tím, že při nedostatku vláhy spotřebují rostliny větší podíl vody z následných srážek a evapotranspirace je tedy vyšší, navíc bude voda v kapilárním režimu lyzimetr obtékat. V některých srážkově chudých měsících se pak dokonce k půdním lyzimetřům žádná voda nedostala (LB září 2009, LC květen a červenec 2010). Z chloridové bilance však vycházejí značně odlišné výsledky, viz kapitola 7.4.1.

Z obr. 7.1. je zřejmé, že v zimním období kdy převládaly srážky ve formě sněhu, výrazně poklesla naměřená množství vody v obou typech lyzimetřů (u povrchových lyzimetřů nebyl sníh odebrán a měřen po roztavení, cílem bylo zjistit přirozený tok vody do hlubších úrovní). V době tání byly naopak naměřeny velmi vysoká množství jak půdní vody, tak povrchových lesních srážek, které dokonce u některých měřených objektů přesáhly úhrn volných srážek v daném měsíci. Přibližná výška vodního sloupce z tajícího sněhu, která se přidávala v jarních měsících ke srážkám činila 73 mm (4.2.2010 jsem odebral sněhový sloupec, nechal roztát a přepočtl na plochu). Srovnáním naměřených hodnot mezi jednotlivými úrovněmi v po sobě následujících měsících je také vidět, že se takřka neprojevovalo žádné zpoždění mezi výkyvy ve srážkách a v půdní vodě. To je důkazem, že zpoždění hydraulické odezvy mezi povrchem a půdní vodou v hloubce 40 cm byla kratší než 1 měsíc.

Hodnoty vodního sloupce naměřené při stejném odběru ve srážkoměrech S1, S2 vykazovaly v průběhu studia značnou podobnost (viz. tab.: 7.2.), naproti tomu u lyzimetřů LA, LD a LE vzorkujících povrchové lesní srážky docházelo k většímu rozptylu naměřených hodnot, v závislosti na konkrétní poloze a vegetačním pokryvu (především les) (viz. tab.: 7.3.). Značné rozdíly mezi zachyceným množstvím vody v jednotlivých povrchových lyzimetrech byly v lednu, únoru a březnu 2010 dány i jiným průběhem tání, kdy nad některými lyzimetry tál sníh díky intenzivnějšímu oslunění rychleji než nad jinými. U půdních lyzimetřů LB, LC byl rozptyl hodnot také značný (což se projevuje zvláště výrazně i díky celkově nižším hodnotám), byl však způsoben patrně spíše mírným

posunem v hydraulické odezvě mezi LB a LC, neboť celková množství vodního sloupce u půdních lyzimetrů mají rozdíl pouze 5,5% oproti průměru. Tabulky 7.2., - 7.4. ukazují procentuální rozdíly mezi hodnotou měřenou v určitém srážkoměru či lyzimetru a průměrnou hodnotou z obou srážkoměrů, nebo ze všech lyzimetrů v dané úrovni. (V tabulkách jsou srovnávány pouze ty hodnoty, u kterých byl odběr úplný.)

Tabulka 7.2.: *Odchylky naměřených hodnot vodního sloupce ve srážkoměrech S1 a S2 od jejich průměru (průměr (S1+S2)). Vzhledem k tomu že objekty jsou pouze dva, jsou si jejich odchylky rovny..*

Krok odběru	S1 (mm H ₂ O)	S2 (mm H ₂ O)	Průměr (mm H ₂ O)	Odchylka %
31.10.2009 - 4.12.2009	32,68	41,58	37,13	10,7
4.12.2009 - 4.1.2010	52,29	66,35	59,32	10,6
4.2.2010 - 27.2.2010	39,22	41,58	40,40	2,8
27.2.2010 - 10.4.2010	60,13	74,31	67,22	9,5
10.4.2010 - 6.5.2010	45,75	48,66	47,20	3
31.5.2010 - 8.7.2010	48,37	55,73	52,05	6,6
8.7.2010 - 3.8.2010	75,82	89,35	82,58	7,6
3.8.2010 - 6.9.2010	117,65	110,58	114,11	3,2
12.10.2010 - 3.11.2010	11,76	17,69	14,73	16,8
Úhrn za hydrologický rok	728,10	775,83	751,97	3,1

Tabulka 7.3.: *Odchylky naměřených hodnot vodního sloupce v povrchových lyzimetrech LA, LB, LC od jejich průměru (průměr LA+LB+LC). Kontinuální měření po celý hydrologický rok se podařilo realizovat pouze u LA, ve většině měsíců však bylo možné brát průměr z více lyzimetrů. nm = nebylo měřeno, objekt*

Krok odběru	LA (mm H ₂ O)	LD (mm H ₂ O)	LE (mm H ₂ O)	Průměr (mm H ₂ O)	Rozdíl % LA	Rozdíl % LD	Rozdíl % LE
31.10.2009 - 4.12.2009	23,89	19,39	21,47	21,58	10,7	10,2	0,5
4.12.2009 - 4.1.2010	53,70	47,09	44,32	48,37	11	2,6	8,4
4.1.2010 - 4.2.2010	2,43	17,17	2,56	7,39	67,2	132,5	65,3
4.2.2010 - 27.2.2010	48,15	50,55	77,56	58,75	18,1	14	32
27.2.2010 - 10.4.2010	87,22	26,32	70,64	61,39	42,1	57,1	15,1
10.4.2010 - 6.5.2010	32,87	18,70	nm	25,78	27,5	27,5	nm
6.5.2010 - 31.5.2010	63,43	41,55	nm	52,49	20,8	20,8	nm
31.5.2010 - 8.7.2010	33,80	15,24	nm	24,52	37,9	37,9	nm
8.7.2010 - 3.8.2010	60,37	34,63	nm	47,50	27,1	27,1	nm
úhrn za hydrologický rok	619,37			561,29	10,3		

Tabulka 7.4.: *Odchylky naměřených hodnot vodního sloupce v půdních lyzimetrech od jejich průměru (vzhledem k tomu že objekty jsou pouze dva, jsou si jejich odchylky rovny)*

Krok odběru	LB (mm H ₂ O)	LC (mm H ₂ O)	Průměr (mm H ₂ O)	Rozdíl % LB
31.10.2009 - 4.12.2009	8,80	3,33	6,06	45
4.12.2009 - 4.1.2010	3,24	20,37	11,81	72,5
4.1.2010 - 4.2.2010	7,33	0,06	3,69	98,5
4.2.2010 - 27.2.2010	20,37	32,59	26,48	23,1
27.2.2010 - 10.4.2010	19,44	10,65	15,05	29,2
10.4.2010 - 6.5.2010	0,60	0,05	0,32	85,7
6.5.2010 - 31.5.2010	4,72	0,00	2,36	100
31.5.2010 - 8.7.2010	2,04	0,05	1,04	95,5
8.7.2010 - 3.8.2010	2,96	0,00	1,48	100
3.8.2010 - 6.9.2010	15,74	12,04	13,89	13,3
6.9.2010 - 12.10.2010	18,61	14,35	16,48	12,9
12.10.2010 - 3.11.2010	1,57	0,93	1,25	25,9
úhrn za hydrologický rok	105,44	94,41	99,92	5,5

7.1.2. Chyby v měření lyzimetrů

Sledované objekty byly uváděny do provozu postupně během několika měsíců a některé byly v průběhu studia zničeny, příležitostně docházelo také k neúplnému odběru vzorků či jinak znehodnoceným měřením (voda v nenasyceném prostředí preferenčně proudí z důvodu působení kapilárních sil prostředím s menšími póry). Doba sledování a přehled vyřazených měření jsou uvedeny v tabulce 7.5., zdůvodnění nepoužitých hodnot následuje pod tabulkou.

Tabulka 7.5.: Použitá měření na sledovaných objektech. ✓ = odběr v pořádku, x = neúplný odběr, y = nepoužitý chemismus, 0 = objekt nebyl v provozu

Krok odběru	S1	S2	LA	LB	LC	LD	LE
1.6.2009 - 1.7.2009	✓	0	✓	✓	0	0	0
1.7.2009 - 3.8.2009	✓	x	✓	✓	0	0	0
3.8.2009 - 5.9.2009	✓	✓	✓	✓	0	0	0
5.9.2009 - 29.9.2009	✓	✓	✓	✓	0	0	0
29.9.2009 - 31.10.2009	✓	x	✓	✓	✓	✓	0
31.10.2009 - 4.12.2009	✓	✓	x, y	✓	✓	✓	✓
4.12.2009 - 4.1.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
4.1.2010 - 4.2.2010	x, y	x	✓	✓	✓	✓	✓
4.2.2010 - 27.2.2010	x	x	✓	✓	✓	✓	✓
27.2.2010 - 10.4.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
10.4.2010 - 6.5.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	0
6.5.2010 - 31.5.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	0
31.5.2010 - 8.7.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	0
8.7.2010 - 3.8.2010	✓	✓	✓	✓	✓	✓	0
3.8.2010 - 6.9.2010	✓	x	✓	✓	✓	0	0
6.9.2010 - 12.10.2010	✓	x	✓	✓	✓	0	0
12.10.2010 - 3.11.2010	✓	✓	✓	✓	✓	0	0

U srážkoměrů S1 i S2 došlo v průběhu vzorkovacího kroku 4.1.2010 – 4.2.2010 k ucpání a zaplnění sběrných trychtýřů sněhem (viz. obr 7.2.) a proto nebyl odebrán úplný úhrn srážek (zachycený sníh byl roztaven a připočten k vodě v akumulární nádobě). U srážkoměru S1 došlo ve vzorkovacím kroku 4.2.2010 – 27.2.2010 k naměření nápadně nízkého objemu vody (ve vztahu k ostatním sledovaným objektům), která navíc vykazovala abnormálně vysokou konduktivitu (pH sonda nebyla k dispozici) a proto nebylo toto měření uvažováno v dalších výpočtech. U srážkoměru S2 byla v tomtéž vzorkovacím kroku nalezena prasklina v akumulární nádobě (při předcházejícím odběru byla nádoba v pořádku), proto bylo možné odebrat pouze zachycenou část vody pod prasklinou. Z poměru k ostatním sledovaným objektům však vyplývá, že byla zachycena

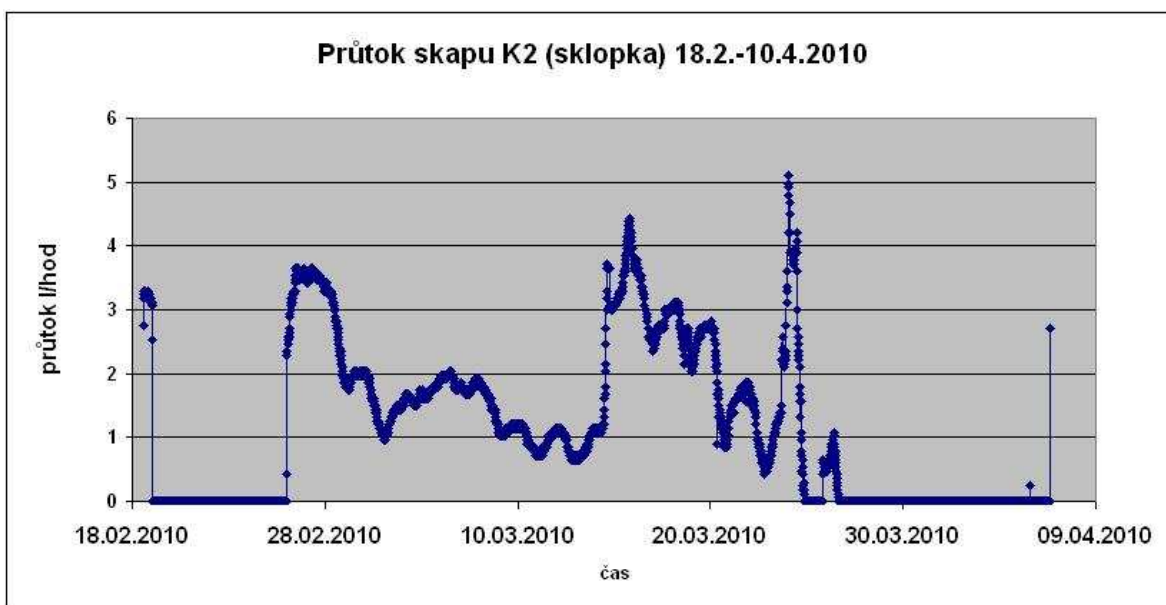
velká většina měsíčního srážkového úhrnu. Tyto chybějící údaje ze srážkoměrů pro období 4.1.2010 – 27.2.2010 byly odhadnuty díky relativně ustálenému procentuálnímu poměru mezi srážkoměry a lyzimetry vzorkujícími povrchové lesní srážky. Zbývající neúplné odběry u srážkoměru S2 byly způsobeny nedostatečnou kapacitou akumulární nádoby, která při mimořádně srážkově vydatných měsících přetékala (4 případy). U lyzimetrů LA vzorkujícího povrchové lesní srážky došlo ve vzorkovacím kroku mezi 31.10. - 4.12.2009 k manipulaci cizí osoby s odběrnou nádobou a vytržení odtokové hadičky, takže nedošlo k úplnému odběru povrchových lesních srážek. Lyzimetr byl opraven a dále fungoval normálně.



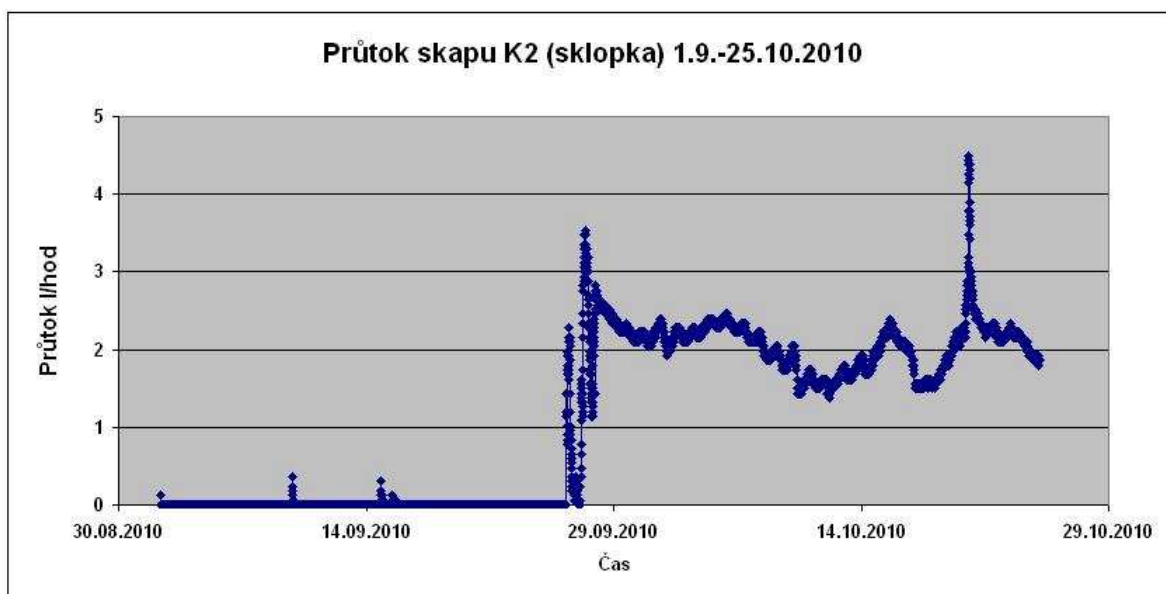
Obr. 7.2.: Srážkoměry zanesené sněhem v únoru 4.2.2010

7.1.3. Měření sklopkou

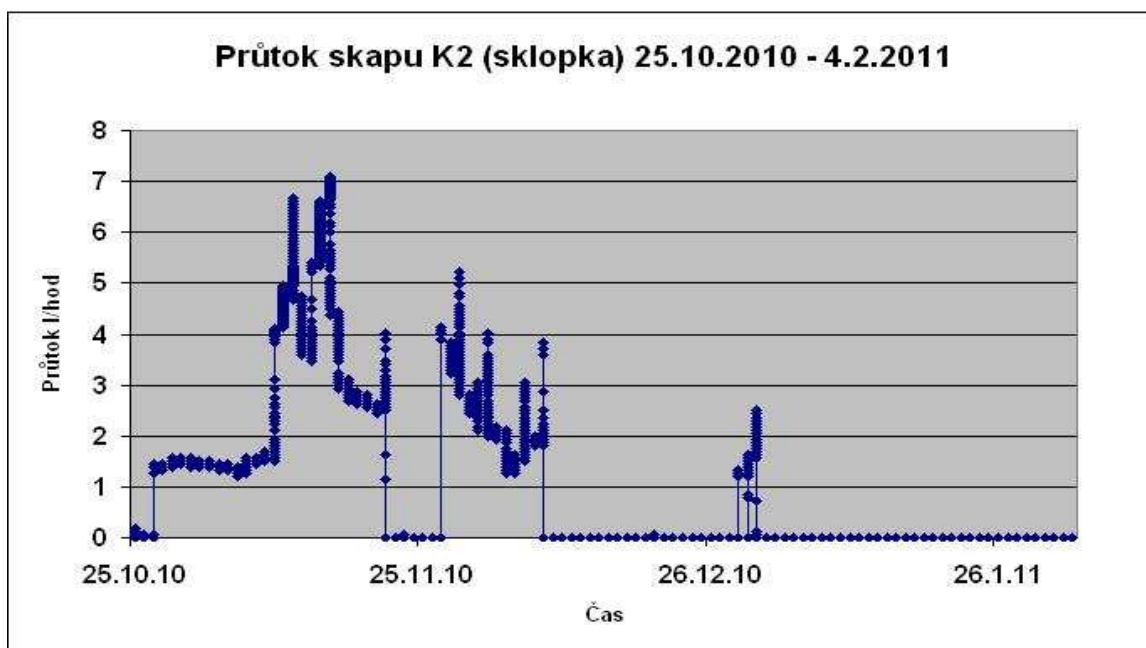
Pod skapem K2 drénujícím půdní vodu (viz. popis v kapitolách 6.3. a 5.1.4.) jsem 18.2.2010 umístil sklopku zaznamenávající v kroku 10 minut průtok tímto skapem. V průběhu měření však došlo k mnoha komplikacím, které ztížily interpretaci zjištěných dat. V grafech na obr. 7.3., 7.4. a 7.5. jsou tři záznamy, které se podařilo získat z těchto období: 18.2.-10.4.2010, 1.9. – 25.10.2010 a 25.10.2010 – 4.2.2011.



Obr. 7.3.: Průtok na skapu K2 naměřený sklopkou



Obr. 7.4.: Průtok na skapu K2 naměřený sklopkou



Obr. 7.5.: Průtok na skapu K2 naměřený sklopkou

Ze všech grafů je jasně vidět velmi rychlé zvyšování průtoku skapu v reakci na srážku, v grafu na obr. 7.4. pak i periodické kolísání v rámci dne a noci (ve dne byly patrně díky většímu výparu a transpiraci rostlin naměřeny nižší průtoky). Výrazné zvýšení průtoku okolo 15.3. 2010 bude pravděpodobně souviset s oteplením a následným rychlým dotáváním zbytků sněhové pokrývky nadložní plošiny.

Četná místa s naměřeným nulovým průtokem znamenají, že skap netekl nebo poruchu měření sklopkou, ke které docházelo jak z technických důvodů (zamrznutí odtoku, ucpání přívodní hadičky), tak z chybně naprogramovaného softwaru, který v některých případech přestal na určitý čas zaznamenávat hodnoty. Tyto proluky však od sebe nebylo možné spolehlivě rozlišit. Průtoky naměřené sklopkou odpovídají poměrně dobře průtokům změřeným při jednotlivých terénních měřeních, pro četné přerušení měření však neumožňují spočítat celkový průtok skapem v průběhu roku.

7.2. Měření hydraulické vodivosti

Při infiltračních zkouškách byly naměřeny hodnoty hydraulických vodivostí uvedené v tabulce 7.6.

Tabulka 7.6.: Naměřené koeficienty filtrace

Číslo zkoušky	k (zaokrouhleno)	Doba trvání zkoušky
1 (hrabanka)	5×10^{-5} m/s	1 hod, 20 min
2 (pískovec)	$1,8 \times 10^{-6}$ m/s	2 hod, 57 min
3 (pískovec)	$7,4 \times 10^{-7}$ m/s	9 hod, 56 min
4 (pískovec s inkrustací)	1×10^{-7} m/s	11 hod
5 (svislá pískovcová stěna s inkrustací)	$< 6 \times 10^{-9}$ m/s	44 hod

U zkoušky č. 5 byla infiltrace prováděna měřením poklesu hladiny ve válci v průběhu kontrol po dobu dvou dní od zahájení vsakování.

První infiltrační zkouška na lesní písčité hrabance ukazuje poměrně vysokou propustnost půd pískovcových skalních měst, která umožňuje vsáknutí vody při běžných srážkách, při abnormálních přívalových deštích však bude docházet ke vzniku povrchového ronů.

Porovnáním naměřených koeficientů filtrace u zkoušek 2. - 4. s (k) udávaným pro pískovce teplického souvrství ($1,0 \times 10^{-3} - 8,5 \times 10^{-5}$, Šeda, 1987) je zřejmé, že hodnoty naměřené při infiltračních zkouškách jsou výrazně nižší, v celkovém průměru vychází ze 4 zkoušek provedených na povrchu pískovce průměrně k $6,6 \times 10^{-7}$ m/s.

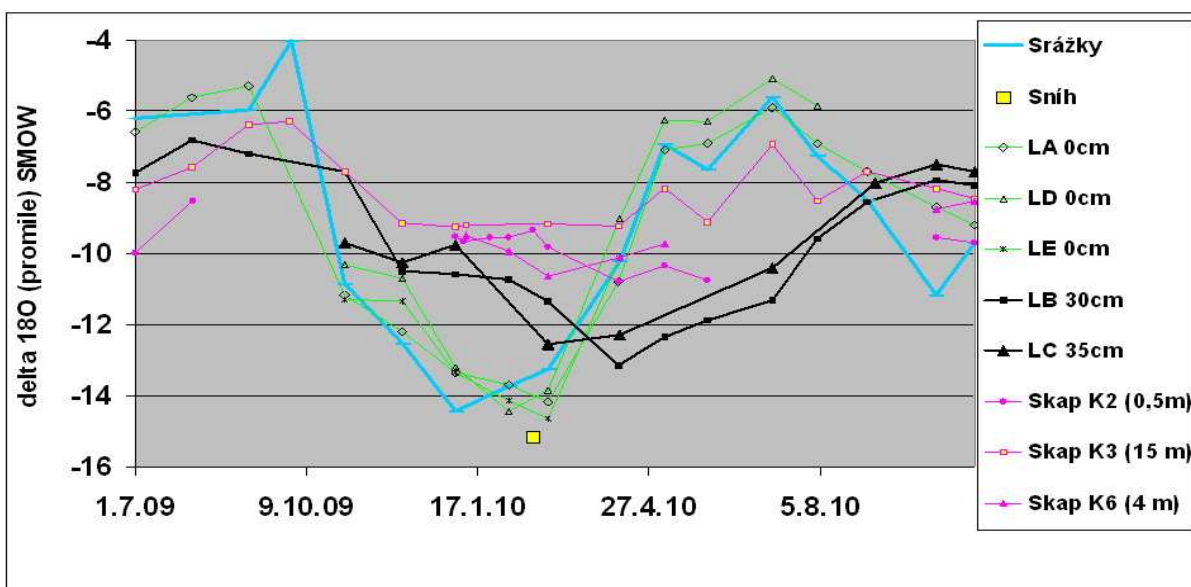
Tento rozdíl lze vysvětlit tak, že infiltrační zkoušky byly prováděny na povrchových krustách, které mohou být méně propustné z důvodu zanesení připovrchových pórů jemnějšími částicemi (jíly) nebo inkrustovány vysráženými minerály (opál, Fe oxidy - hydroxidy,...). Omezená plocha zkoumaná při infiltračních zkouškách také nezachycuje pukliny a zlomy, na kterých voda proudí rychleji a zvyšuje tak celkovou průměrnou hydraulickou vodivost prostředí zjištěnou čerpacími zkouškami.

V rámci této práce bohužel nebyly provedeny infiltrační zkoušky do čerstvých ploch odhalených v pískovci např. při skalním říceních. Rozdíl mezi hydraulickou vodivostí povrchových krust a vnitřního prostředí pískovce se tak nepodařilo touto metodou potvrdit a případně kvantifikovat. Podle probíhajících výzkumů v areálu pískovcového lomu Střeleč (vzdáleného cca 11 km, ve velmi podobných kvádrových pískovcích), se však hydraulická vodivost měřená 11 infiltračními zkouškami na čerstvě obnažených plochách

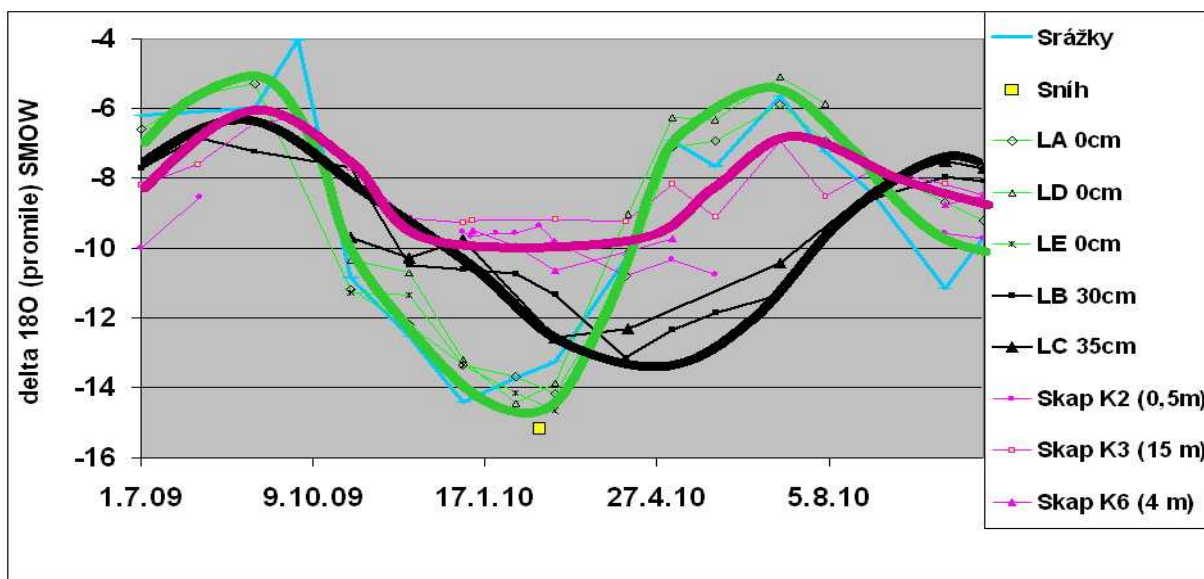
pohybuje v rozmezí $4 \times 10^{-6} - 2,8 \times 10^{-4}$, s průměrem 1×10^{-4} a je tedy řádově vyšší než na starších plochách přírodních výchozů (Soukup J., DP v přípravě, ústní sdělení).

7.3. Izotopové analýzy, střední doba zdržení vody

Z výsledků izotopových analýz vzorků odebíraných pravidelně ze všech sledovaných objektů bylo možné sestavit graf na obr. 7.6., pro větší názornost následuje graf 7.7., ve kterém jsou linie reprezentující stejný typ vody aproximovány výraznějšími křivkami. Z grafu je vidět jasně sinusoidní průběh modré křivky δO^{18} pro volné srážky (S1), udávající izotopové složení vody vstupující do systému.



Obr. 7.6.: Izotopový signál sledovaných objektů



Obr. 7.7.: Zvýraznění izotopového signálu srážek (zelená), skapů (fialová) a půdní vody (černá)

Slabší zelené křivky povrchových lesních srážek (LA, LD, LE) mají průběh takřka totožný, protože se jedná o tutéž vodu, která byla zachycena ve stejný čas jako S1 a neměla příležitost k jakémukoli míšení s jinou vodou nebo k frakcionaci. Jedinou význačnější odchylkou mezi volnými a povrchovými lesními srážkami je posun v zimních měsících, kdy byly sněhové srážky zachycené srážkoměrem S1 analyzovány v témže měsíci, zatímco u povrchových lesních srážek až po jejich roztání na přelomu zimy a jara. Izotopový signál všech povrchových lyzimetrů je navzájem shodný, nezávisle na tom, že v jednom měsíci na nich byly občas naměřeny různé hodnoty vodního sloupce.

K vyhodnocení dob zdržení, míšení se starší vodou a modelu proudění jsem pro půdní lyzimetry LB, LC a skapy K2, K3 využil program FLOWPC. Výsledky jsou shrnuty v tabulce 7.7. Zvažovány byly tři různé modely: exponenciální, disperzní s koeficientem disperze $D=0,05$ a disperzní s koeficientem disperze $D=0,3$.

Exponenciální model vychází z předpokladu, že voda zachycená na výstupu ze systému je směsí vod o různém stáří, přičemž nejvyšší podíl v této směsi má vždy složka s nejkratší dobou oběhu. S rostoucí dobou zdržení tak zastoupení dané složky vody exponenciálně klesá.

Disperzní modely pokrývají celé spektrum možností mezi dvěma krajními stavy – exponenciálním (vody o různém stáří se na výstupu dokonale promísí, viz výše) a pístovým tokem (voda se nemísí vůbec, putuje pístově systémem a uchovává si původní izotopový signál, posunutý o dobu zdržení). Koeficient disperze pak v těchto modelech vyjadřuje míru rozptýlení dob zdržení. S růstem koeficientu disperze se disperzní model vzdaluje od modelu pístového toku a blíží se exponenciálnímu modelu. V tabulce 7.7. jsou uvedeny doby zdržení a míšení podle toho, jak nejlépe odpovídaly jednotlivým uvažovaným modelům.

Tabulka 7.7.: *Modelové varianty dob zdržení a příměsí staré vody starší než čtyři roky v jednotlivých objektech vycházejících pro různé modely proudění. Tučně jsou zvýrazněny ty parametry, které dle programu FLOWPC nejlépe odpovídaly naměřeným údajům, bez zvýraznění jsou ty parametry, které poměrně dobře odpovídaly naměřeným údajům. V polích označených xxx bylo zjevné, že tento model danému objektu neodpovídá za použití jakýchkoli parametrů.*

	Exponenciální	Disperzní, $D = 0,05$	Disperzní, $D = 0,3$
LB	1-2 měsíce + 20%>4roky	3-4 měsíce + 20%>4roky	1 měsíc + 20%>4roky
LC	2 měsíce + 30%>4roky	2 měsíce + 30%>4roky	2 měsíce + 30%>4roky
K2	3-5 měsíců + 50%>4roky	xxx	4 měsíce + 50%>4roky
K3	2 měsíce (v zimě konstantní)	xxx	2 měsíce

U půdní vody zachycené LB a LC, je již na grafu na obr. 7.6., resp. 7.7. jasně vidět posun a zploštění amplitudy oproti srážkovému signálu. Posun svědčí o době zdržení vody mezi povrchem terénu a sběrnou úrovní půdních lyzimetrů (cca 30 cm), která po vyhodnocení v programu FLOWPC vychází u LB na 3 - 4 měsíce a u LC na 2 měsíce (viz. tab. 7.7.). U obou půdních lyzimetrů je také významná příměs cca 20 – 30 % starší vody (o době zdržení přes 4 roky) s konstantním signálem, snižujícím amplitudu. V souvislosti s velmi rychlou hydraulickou odezvou patrnou z grafu na obr. 7.1. a popsanou v kapitole 7.1.1. je jasné, že při srážkách dochází v půdě k situaci, kdy nová voda vstupující do půdy vtlačuje (podobně jako píst) hlouběji do podloží vodu, která již v půdním profilu byla z předchozích srážek.

U vzorkovaných skapů je situace složitější tím, že poměrně často netekly, případně v zimních měsících zamrzaly, viz. obrázky 6.4. – 6.7. v kapitole 6.3. (led nebyl vzorkován). Vývoj izotopového signálu je nejlépe zaznamenaný u skapu K3, který s výjimkou dvou zimních měsíců (leden a únor 2010) tek l po celé sledované období. Charakter křivky tohoto skapu je pro názornost zdůrazněn v grafu 7.7. Z naměřených hodnot je patrné, že v jarních, letních a podzimních měsících proudila voda ze srážek do skapu velmi rychle a jen s minimálním naředěním starší vodou, takže izotopový signál si udržel výraznou amplitudu a doba zdržení byla ve FLOWPC vyhodnocena na 2 měsíce od volných, resp. povrchových lesních srážek. Vzhledem k 15 metrů mocnému pískovcovému nadloží bylo překvapující, že doba zdržení je zde stejná nebo menší, než u půdních lyzimetrů s pouhými 30 cm nadložních půd. Na základě evapotranspirace okolo 30% zjištěné z chloridové bilance (obr. 7,9) a odpovídající i údajům Macáka (1956) lze odhadnout celkový objem vody v pískovci nad skapem K3 jako násobek střední doby zdržení (2/12 měsíce) a ročního úhrnu srážek (850 mm/ rok), což je zhruba 140 mm vodního sloupce v 15 m mocné nenasycené zóně, což odpovídá pouhému 1% objemu mobilní vody (kapilární voda může přitom zabírat cca 10% objemu pískovce). Vysvětlením tohoto velice rychlého pohybu vody nenasycenou zónou pískovce je existence preferenčního proudění (pravděpodobně tzv. fingering, což je preferenční proudění přímo v pórovém prostoru)

Doba zdržení nepřevyšující první měsíce byla zjištěna i na 11 skapech v Besedických skalách, tvořených stejným pískovcem s mocností nenasycené zóny 0,7 – 9 m (Stejskal 2011). Při pokusu s přírodním blokem pískovce (cca 0,4*0,3*0,2 m) z Besedických skal v laboratorních podmínkách postupoval blokem pískovce umělý stopovač (NaCl) střední rychlostí okolo 1 m/den při dotaci odpovídající trvalé srážce

s intenzitou 32 mm/den (Stejskal 2011), což odpovídá obsahu mobilní vody okolo 3% a to přesto, že blok byl před pokusem vystaven infiltraci vody po dobu nutnou pro ustálení nenasyčeného proudění. Je tak zřejmé, že vysoké rychlosti proudění vody nenasyčenou zónou kvádrových pískovců jsou běžné a mobilní voda protéká pouhými 5-10% z celkového pórového prostoru pískovce. Zbytek je vyplněn vzduchem a stagnující vodou.

V zimních měsících však na rozdíl od ostatních ročních období zůstával izotopový signál K3 takřka konstantní, na průměrných hodnotách dokonale promíšené vody s dobou zdržení v řádu několika let. Tento odlišný charakter skapu K3 v letním a zimním období lze vysvětlit nepřítomností složky proudění s krátkou dobou zdržení, např. v důsledku zamrznutí pórů v místě infiltrace, což znemožňuje nové vodě z povrchu dotéci ke skapu. Po tuto dobu má skap nižší průtoky a je pravděpodobně dotován pouze dobře promíšenou vodou z masivu, s dobou zdržení v řádu minimálně několika let. Zjištěný průměrný průtok skapu v prosinci, lednu a únoru 2009/2010 dosáhl hodnoty pouze 0,017 l/hod (min. 0, max. 0,06 l/hod), zatímco ve zbylých sledovaných měsících byl průměrný průtok 0,638 l/hod, tedy více jak třicetinásobný (min. 0,045, max. 2,16 l/hod)

Skapy K2 a K6 bohužel ve velké části sledovaného období vůbec netekly (podzimní a časně zimní měsíce 2009 i 2010) a tak je zaznamenaný signál obtížně interpretovatelný. U skapu K6 bylo použitelných hodnot tak málo, že je v programu FLOWPC nebylo možné vyhodnotit. Skapu K2 nejlépe odpovídal disperzní model proudění s koeficientem disperze 0,3, ve kterém vyšla střední doba zdržení 4 měsíce při míšení se starou vodou 1:1. Takto vysoký poměr míšení se starou vodou je u skapu K2 trochu překvapivý, protože má jen mělké nadloží (cca 0,5 m mocnou vrstvu půdy, obr. 6.3.) a jeho hydraulická reakce na srážky se projevovala takřka okamžitě (viz. měření sklopkou, kapitola 7.1.2.), lze to však vysvětlit tím, že odvodňuje plošně poměrně rozsáhlé území, takže k němu dotéká voda s různými dobami zdržení.

7.4. Chemické složení vody a toky v prostředí

V tabulce 7.8. jsou shrnuty průměrné hodnoty koncentrací analyzovaných iontů v jednotlivých vzorkovaných objektech. Z výsledků analýz byly pro účely průměrování vyřazeny takové hodnoty, u kterých byla předpokládána kontaminace. V další části této kapitoly se věnuji těm prvkům a iontům, které považuji za důležité pro popsání chemických toků v nenasycené zóně pískovců. Jedná se o chloridy, sírany, dusičnany, hydrogencarbonáty, sodík, draslík, hořčík, vápník, hliník, křemík a železo.

Tabulka 7.8.: Naměřené průměrné koncentrace rozpuštěných iontů, konduktivita a pH ve srážkoměru S2, povrchových i půdních lyzimetrech a vzorkovaných skapech.

<0,x = koncentrace rozpuštěných iontů se pohybovala pod detekčním limitem, n.a. = nebylo analyzováno

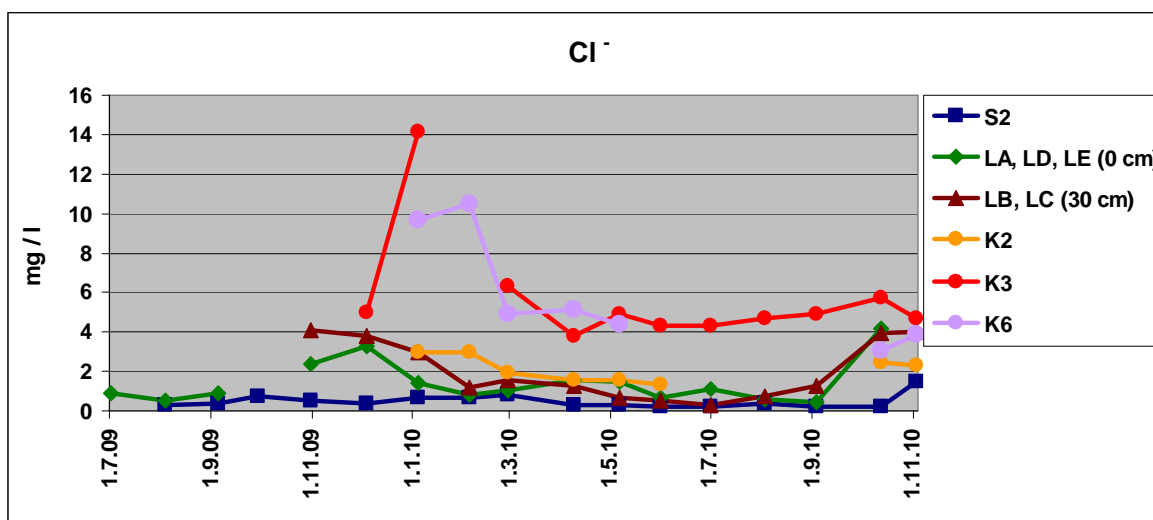
	S2	LA (0 cm)	LD (0 cm)	LE (0 cm)	LB (30 cm)	LC (35cm)	K2	K3	K6
Cl ⁻ mg/l	0,44	0,8	1,2	1,3	1,3	3,2	2,1	4,8	6,4
SO ₄ ²⁻ mg/l	2,12	3,9	3,4	4	9,8	6,7	11,5	32,8	25,2
NO ₃ ⁻ mg/l	2,6	4,2	4,8	3,1	0,48	1,12	0,28	3,1	0,9
F ⁻ mg/l	0,19	<0,2	0,4	0,35	0,3	0,37	0,42	0,72	0,62
PO ₄ ³⁻ mg/l	<0,4	0,43	0,53	0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3	<0,3
HCO ₃ ⁻ mg/l	18,55	25,2	29	41,8	38,2	85,9	n.a.	n.a.	n.a.
Al mg/l	0,05	0,05	0,18	0,23	2,5	1,4	5	11,1	4,7
Ba mg/l	<0,005	0,005	0,007	0,011	0,15	0,04	0,067	0,051	0,044
Ca mg/l	0,6	1,1	2,3	2,3	1,3	27,7	0,39	1,14	1,3
Fe mg/l	0,055	0,028	0,06	0,14	0,11	2,29	1	0,1	0,09
K mg/l	0,25	8,58	6,6	8,3	3,6	3,11	0,25	1,51	0,78
Mg mg/l	0,1	0,84	0,97	1,02	0,45	0,82	0,16	0,44	1,13
Mn mg/l	0,012	0,049	0,1	0,47	0,04	0,064	0,007	0,2	0,021
Na mg/l	0,22	0,26	0,39	0,48	0,64	1,23	1,88	2,57	3,76
Si mg/l	0,073	1	0,11	0,24	5,8	5,77	9,3	4,7	8,05
Sr mg/l	<0,005	<0,005	0,005	0,006	0,016	0,031	0,008	0,016	0,025
Zn mg/l	0,068	0,01	0,048	0,092	0,081	0,075	0,06	0,078	0,024
Konduktivita uS/cm	18	55	64	59	48	162	78	125	103
pH	4,9	5,5	5,9	6,5	4,5	7,2	4	4,4	4,2

7.4.1. Chloridy

Nejprve zde uvádím tabulku (7.9.) a graf (7.8.) s naměřenými koncentracemi chloridů v jednotlivých objektech, pod nimi následují výpočty chloridových bilancí.

Tabulka 7.9.: Analyzované koncentrace chloridů ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. Šedá pole u dvou odběrů z LB označují vzorky, u kterých pro abnormálně vysoké koncentrace chloridů v dané úrovni předpokládám kontaminaci a nebyly tedy dále uvažovány. Zelená pole u tří odběrů z lyzimetru LA označují zvýšené hodnoty díky vymývání chloridů v podzimním období z rozkládající se vegetace, zejména kapradin. Tyto hodnoty nebyly uvažovány ve výpočtech protože jsou anomálně vysoké oproti ostatním lyzimetřům. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

SO ₄ ²⁻	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	0,88	x	x	16,23	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	0,28	0,52	x	x	9,68	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,34	0,91	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,74	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,53	11,9	2,79	1,92	3,53	4,67	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,36	17,3	2,14	4,39	2,38	5,16	n.a.	5,02	n.a.
4.1.2010	0,68	1,74	1,06	1,44	1,36	4,56	2,94	14,16	9,68
4.2.2010	0,64	1,13	0,45	0,81	1,21	n.a.	2,94	n.a.	10,5
27.2.2010	0,85	0,82	0,75	1,53	1,16	1,9	1,95	6,35	4,94
9.4.2010	0,33	0,77	2,36	1,45	0,71	1,86	1,57	3,79	5,1
6.5.2010	0,31	0,75	2,21	x	0,64	n.a.	1,53	4,88	4,37
31.5.2010	0,25	0,38	0,89	x	0,49	n.a.	1,35	4,28	n.a.
1.7.2010	0,2	0,79	1,47	x	0,32	n.a.	n.a.	4,35	n.a.
3.8.2010	0,39	0,41	0,74	x	0,72	n.a.	n.a.	4,68	n.a.
3.9.2010	0,2	0,44	x	x	1,37	1,1	n.a.	4,92	n.a.
12.10.2010	0,2	4,21	x	x	4,95	2,93	2,49	5,73	3,04
3.11.2010	1,49	14,74	x	x	5,12	2,89	2,29	4,68	3,9
průměr	0,42	0,9	1,2	1,3	1,5	3,2	2,1	4,9	5,9



Obr. 7.8.: Graf analyzovaných koncentrací chloridů a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

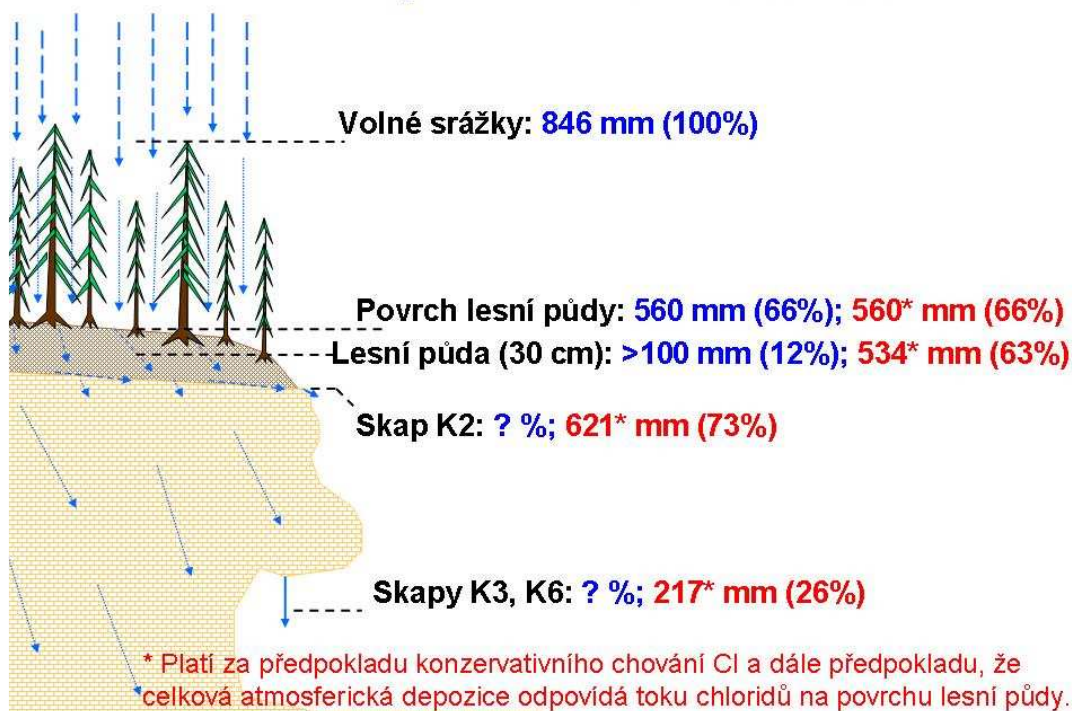
Depozice chloridů ve volných srážkách byla definována měřeními srážkoměru, z nichž vyšel celkový hmotnostní tok $0,31 \text{ g/m}^2/\text{rok}$. U povrchových lyzimetrů byl naměřen hmotnostní tok takřka 4x větší - $1,2 \text{ g/m}^2/\text{rok}$, což může být způsobeno suchou depozicí, která se smývá z povrchu vegetace (listí a jehličí) zvětšují oproti srážkoměru několikanásobně plochu, na které dochází k usazování suché depozice a především vymýváním chloridů z organické hmoty jak během roku (vyluhování), tak z tlející organické hmoty (především na podzim, viz lyzimetr LA). Za vstup chloridů do půdy a nenasycené zóny pískovců byla tedy v dalším textu brána hodnota $1,2 \text{ g/m}^2/\text{rok}$ v 560 mm vodního sloupce při vážené průměrné koncentraci $2,13 \text{ mg/l}$. Tato hodnota odpovídá 66% úhrnu volných srážek (viz obr. 7.9.). Množství chloridů účastnících se ročního cyklu ve vegetaci může být teoreticky vyšší, než vstup chloridů z celkové (tzn. srážkové + prašné) atmosférické depozice (a stejně tak i průsaku do nižších úrovní). Pokud je tomu tak, pak jsou skutečné hmotnostní toky všech látek mimo chloridů v skapech větší, než jsou toky dále uvedené v této práci (na základě chloridové bilance).

Z chloridové bilance vyplývá, že do skapů K3 a K6 dorazí okolo 26% srážkové vody, což je v dobrém souladu s měřením Macáka, který zjistil specifický podzemní odtok na úrovni 35% z celkových srážek. Chloridová bilance naznačuje, že míra evapotranspirace je prakticky stejná jak na povrchu půdy, tak na bázi půdního profilu (66 a 63%). Tento nereálný výsledek je zřejmě důsledkem cyklu chloridů ve vegetaci během roku. Chloridy z půdní vody jsou částečně vstřebány do kořenů, usazují se v rostlinných tkáních a na podzim jsou z tlejícího listí a rostlinné hmoty uvolněny zpět do půdy. To ve výsledku znamená, že chloridy z hlubší zóny půdy jsou vegetací absorbovány, transportovány a nakonec uvolněny na povrchu půdy odkud znovu migrují do hlubších zón půdy. Vliv evapotranspiračního nabohacení mezi povrchem a hlubší zónou půdy se tak smazává. Pro míru evapotranspirace v půdní zóně (po dosah kořenů) proto chloridy nelze použít.

V diagramu na obr. 7.9. je uvedeno porovnání ročního protékajícího množství vody (převeďeno na mm vodního sloupce) v jednotlivých úrovních podle objemu zachyceného lyzimetru a podle chloridové bilance.

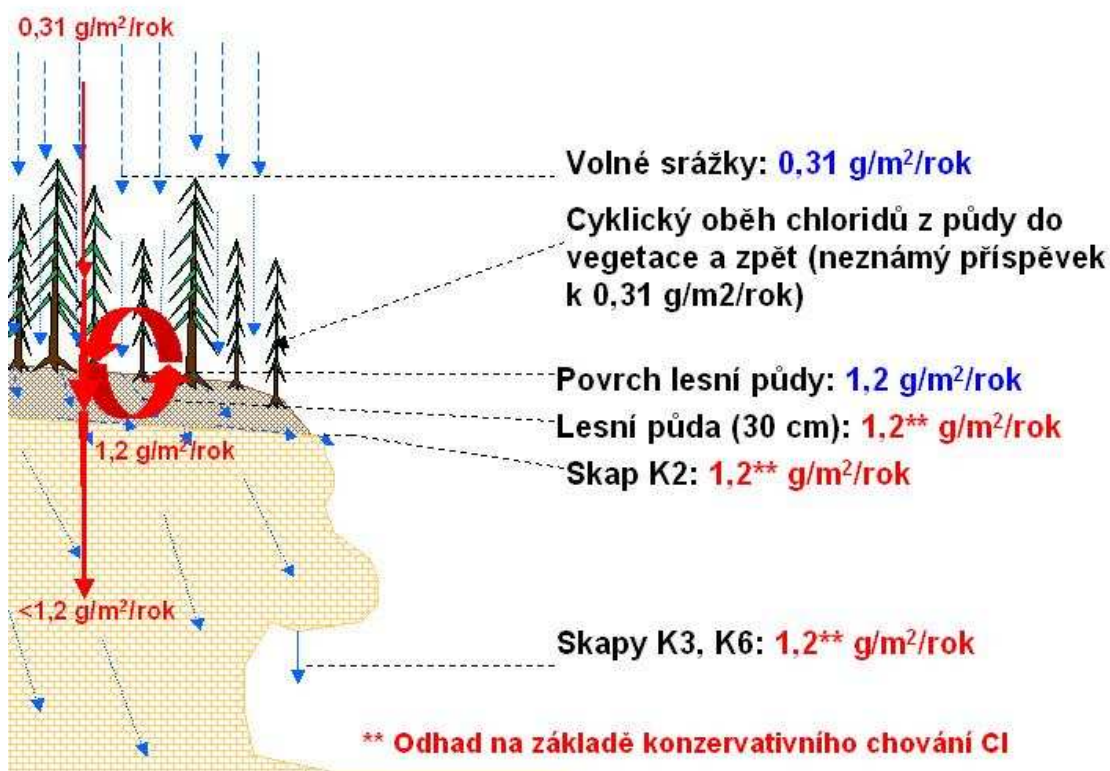
Na následujícím diagramu 7.10. je pak schéma hmotnostního toku chloridů, vycházející z představy konzervativního chování Cl.

Dotace H₂O: množství vody zachycené ve srážkoměru a v lyzimetrech ; chloridová bilance



Obr. 7.9.: Roční toky vody v systému dle hodnot naměřených ve srážkoměru a lyzimetrech (modrá čísla) a dle chloridové bilance (červená čísla)

Hmotnostní tok Cl⁻ [g/m²/rok]



Obr. 7.10.: Průměrné hmotnostní toky chloridů v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance. Červené šipky v levé části znázorňují zvýšení a snížení toku kvůli vegetačnímu cyklu.

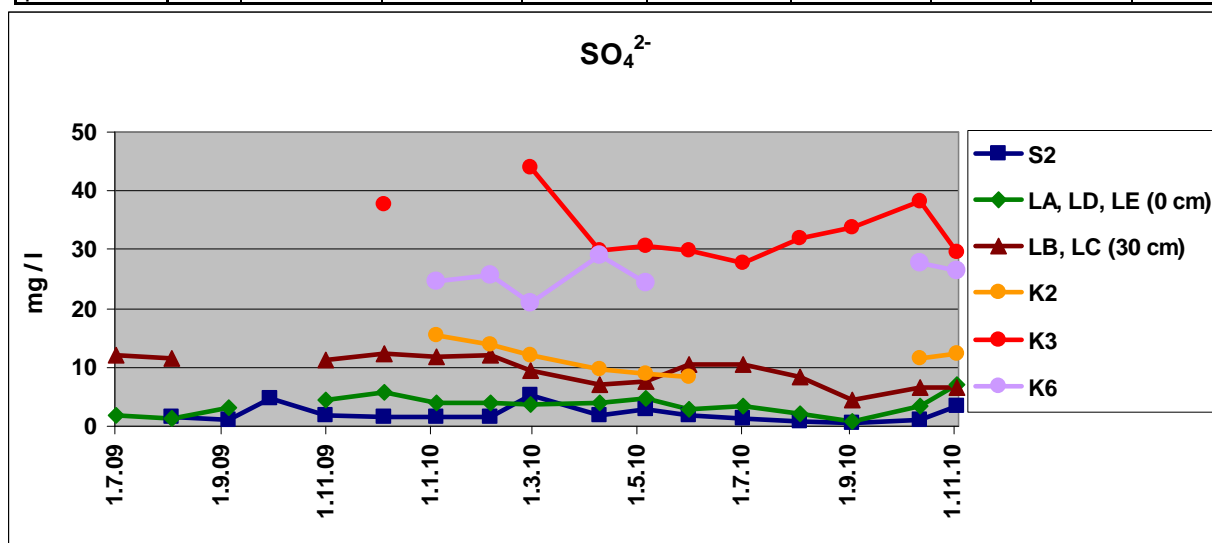
7.4.2. Síraný

Síraný byly ve zkoumaném prostředí nenasycené zóny pískovců nejzastoupenějším aniontem, v tabulce 7.10. jsou uvedeny jejich koncentrace v jednotlivých měřených objektech a jejich vývoj v čase. V grafické podobě je totéž znázorněno na obr. 7.11.

Tabulka 7.10.: Analyzované koncentrace síranů ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. Šedé pole ze 4.1.2010 u skapu K3 označuje vzorek, kde byla koncentrace zvýšena zahuštěním roztoku po zamrznutí na vývěrové ploše a zvýšená koncentrace tak neodpovídá koncentraci v pískovcovém masivu (vzorek nebyl využit pro další výpočty).

X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

SO ₄ ²⁻	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	1,92	x	x	12,06	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	1,62	1,38	x	x	11,47	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	1,11	3,02	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	4,68	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.2009	1,84	6,77	3,66	3,06	14,5	7,95	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	1,49	7,39	3,74	6,1	14,9	9,51	n.a.	37,8	n.a.
4.1.2010	1,53	3,76	2,72	4,97	13,9	9,53	15,42	113,58	24,68
4.2.2010	1,53	7,39	1,4	2,79	12	n.a.	14	n.a.	25,7
27.2.2010	5,29	5,89	2,14	3,05	12,92	5,75	11,92	43,97	21,04
9.4.2010	1,77	2,35	5,47	4,17	8,28	6	9,66	29,79	29,07
6.5.2010	2,75	4,21	5,36	x	7,55	n.a.	8,99	30,5	24,3
31.5.2010	1,76	2,55	2,97	x	10,4	n.a.	8,32	29,9	n.a.
1.7.2010	1,42	2,58	3,99	x	10,5	n.a.	n.a.	27,8	n.a.
3.8.2010	0,91	1,42	2,53	x	8,39	n.a.	n.a.	32	n.a.
3.9.2010	0,63	0,81	x	x	6,61	2,47	n.a.	33,7	n.a.
12.10.2010	1,14	3,28	x	x	7,03	6,05	11,49	38,29	27,71
3.11.2010	3,47	6,97	x	x	7,42	5,77	12,3	29,56	26,51
průměr	2,12	3,9	3,4	4	9,8	6,7	11,5	32,8	25,2

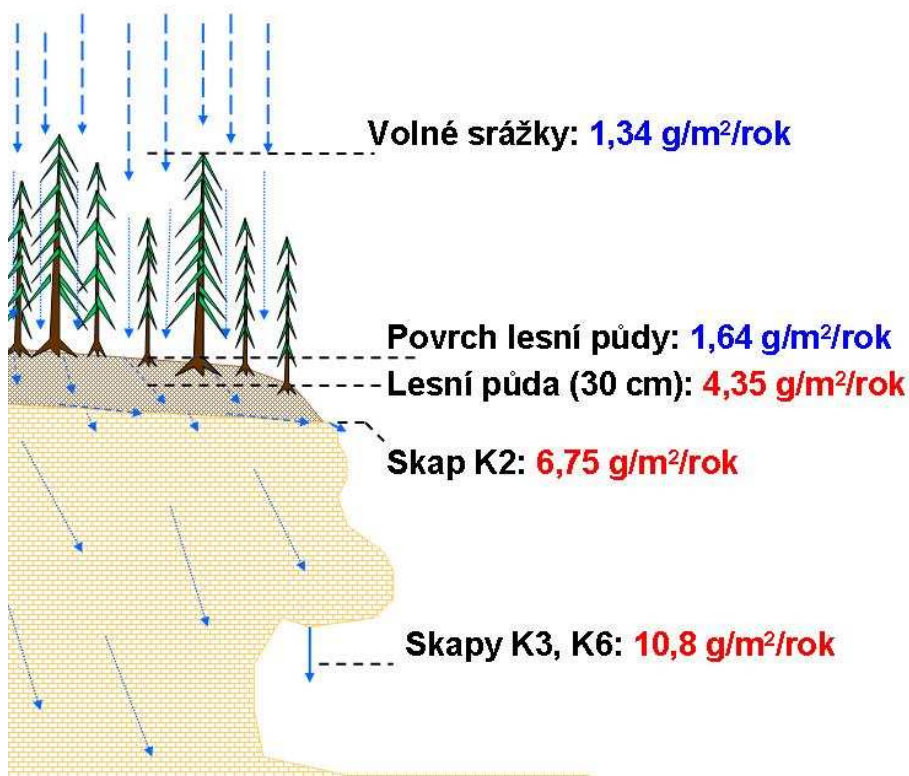


Obr. 7.11.: Graf analyzovaných koncentrací síranů a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Nejvyšší koncentrace síranů byly zjištěny ve skapech K3 a K6 (průměrně 32,8 resp. 25,2 mg/l), tedy v vodách, které procházejí pískovcovým masivem. U půdních lyzimetrů a skapu K2 odvodňujícím lesní půdu jsou koncentrace síranů přibližně třetinové a to přesto, že doba zdržení zjištěná z izotopových analýz je srovnatelná nebo i vyšší než u skapů K3 a K6 (viz. kapitola 7.3.). Porovnání koncentrací síranů s průtoky skapů, resp. s hodnotami vodního sloupce v půdních lyzimetrech ukazuje mírnou nepřímou úměru mezi těmito veličinami. Graf

Z tabulky 7.10. bylo také možné sestavit diagram na obr. 7.12., který graficky znázorňuje hmotnostní tok síranů v jednotlivých úrovních (tzn. koncentrace x množství proteklé vody). Dopočtení hmotnostního toku síranů i dalších iontů ve skapech je založeno na chloridové bilanci, ze které lze usoudit na celkové množství proteklé vody skapem (viz. kapitola 7.4.1.). Protože sírany jsou za přítomnosti kyslíku nebo dusičnanů v podzemní vodě stabilní, lze předpokládat, že jejich řádově zvýšený transport v hlubších úrovních nenasycené zóny pískovců je způsoben příměsí starší vody s vyšší koncentrací síranů a desorbceí z okolního prostředí, do kterého se v minulých desetiletích dostávaly díky zvýšené depozici ve srážkové vodě. Celkově se na základě chloridové bilance uvolňuje z prostředí asi 4-6x více síranů, než do povodí vstupuje.

Hmotnostní tok SO_4^{2-} [$\text{g}/\text{m}^2/\text{rok}$]



Obr. 7.12.: Průměrné hmotnostní toky síranů v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

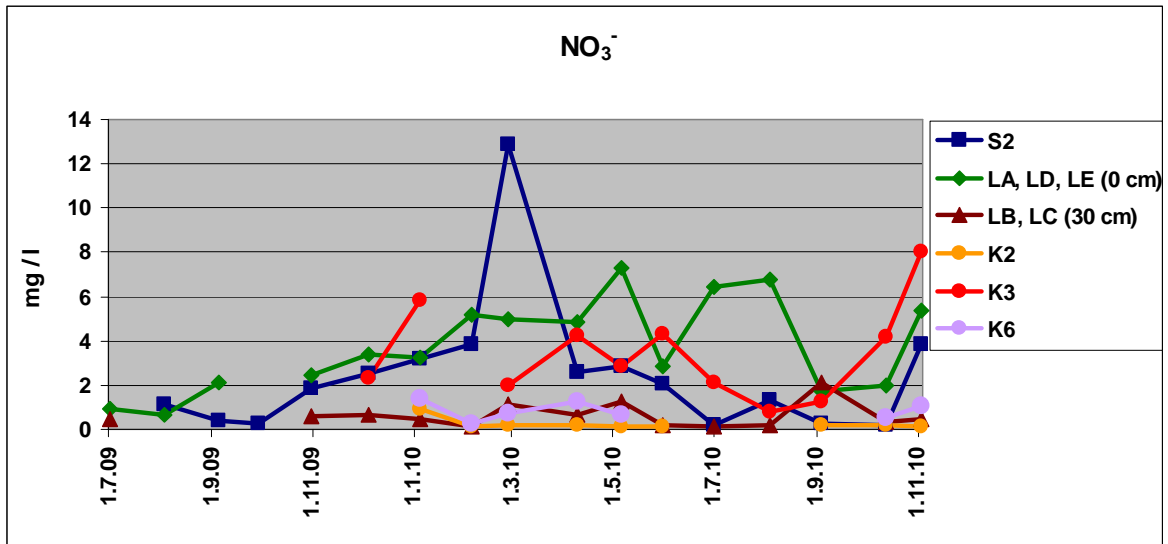
7.4.3. Dusičnany

Analyzované hodnoty koncentrací přehledně shrnuje tabulka 7.11., graf na obr. 7.13. a diagram na obr. 7.14.. Podrobnější popis a interpretace výsledků se nacházejí pod obr. 7.14.. Koncentrace dusičnanů byly ve vzorcích ze sledovaných objektů v čase značně proměnlivé, kdy například u srážek docházelo k výkyvům od <0,2 mg/l po 12,9 mg/l. Časový průběh koncentrací dusičnanů ve srážkách naznačuje určitou cykličnost depozice tohoto aniontu z atmosféry, s minimem v letních měsících a maximem v na přelomu zimy a jara, pro potvrzení této domněnky by však bylo zapotřebí dlouhodobějšího měření.

Ve srážkové depozici a v povrchových lesních srážkách patřily dusičnany k nejvýznamnějším aniontům, když dosahovaly koncentrací 2,6 resp. 4,1 mg/l a tedy hmotnostního toku 1,7 resp. 2,0 g/m²/rok. Mírné zvýšení průměrných koncentrací i hmotnostního toku mezi volnými srážkami a povrchovými lesními srážkami může být způsobeno buď suchou depozicí na povrchu vegetace nebo vymýváním z tlejícího organického materiálu.

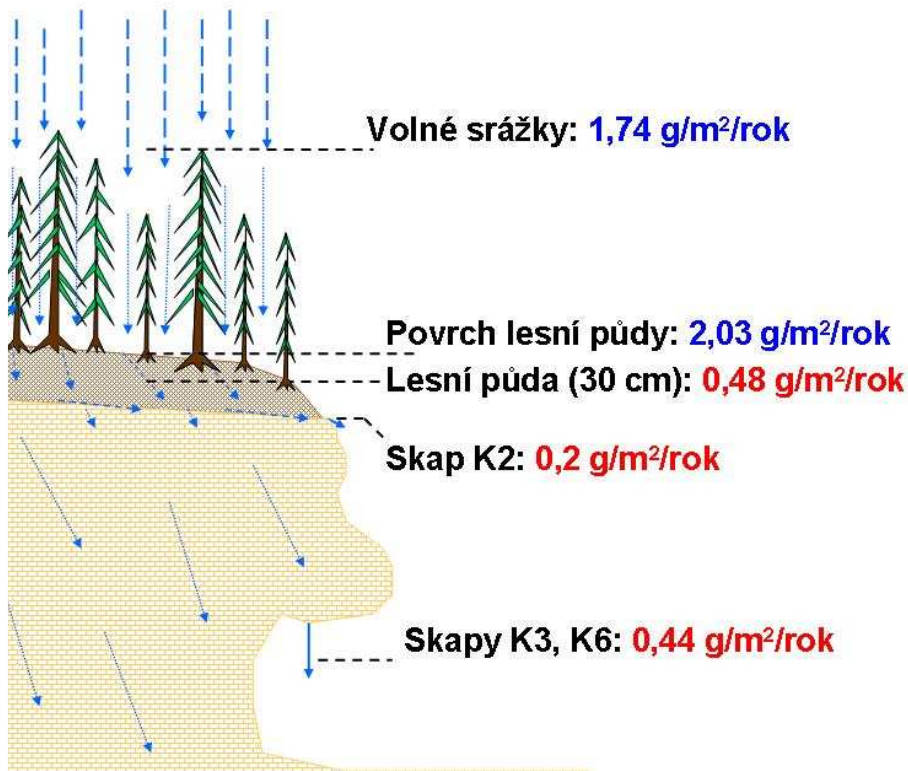
Tabulka 7.11.: *Analyzované koncentrace dusičnanů ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. Šedé pole z 27.2.2010 u srážkoměru S2 označuje vzorek, u kterého pro abnormálně vysokou koncentraci síranů předpokládám kontaminaci a nebyl tedy dále uvažován. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku*

NO ₃ ⁻	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.09	x	0,93	x	x	0,44	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.09	1,11	0,67	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.09	0,4	2,11	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.09	0,25	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	1,83	1,5	4,17	1,66	0,19	0,99	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.09	2,54	4,82	3,49	1,77	0,2	1,11	n.a.	2,34	n.a.
4.1.10	3,16	2,07	4	3,78	0,27	0,61	0,9	5,86	1,37
4.2.10	3,85	13,1	0,95	1,44	0,12	n.a.	0,16	n.a.	0,28
27.2.10	12,86	4,94	5,35	4,62	0,2	2,11	0,23	2,01	0,73
9.4.10	2,56	2,52	6,95	5,1	0,2	1,16	0,2	4,25	1,25
6.5.10	2,87	7,11	7,44	x	1,27	n.a.	<0,2	2,86	0,69
31.5.10	2,05	2,87	2,82	x	0,2	n.a.	<0,2	4,28	n.a.
1.7.10	0,2	6,5	6,31	x	0,12	n.a.	n.a.	2,11	n.a.
3.8.10	1,33	7,08	6,45	x	0,2	n.a.	n.a.	0,8	n.a.
6.9.10	0,25	1,7	x	x	2,82	1,38	n.a.	1,29	n.a.
12.10.10	0,2	2,02	x	x	0,23	0,49	0,2	4,15	0,53
3.11.10	3,82	5,38	x	x	0,5	0,43	<0,2	8	1,05
průměr	2,45	4,01	4,8	3,1	0,42	1,08	0,28	3,1	0,9



Obr. 7.13.: Graf analyzovaných koncentrací dusičnanů a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok NO_3^- [g/m²/rok]



Obr. 7.14.: Průměrné hmotnostní toky dusičnanů v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

Z naměřených hodnot, kdy je depozice dusičnanů na úrovni lesní půdy až řádově vyšší než hmotnostní tok v nižších úrovních systému (půdní voda, skapy), usuzují, že

patrně díky vegetaci dochází k efektivnímu zachycení velké části dusičnanů a jejich vstřebání kořeny. Zpět do půdy se z tlejícího materiálu uvolňují již jako jiné sloučeniny dusíku (např. organicky vázaný N), které však nebyly monitorovány. Vyšší koncentrace ve skapu K3 (blížíci se povrchovým lesním srážkám) si vysvětlují příměsí vody s krátkou dobou zdržení v tomto skapu, což je v souladu s výsledky z izotopových analýz. Celkově se z naměřených hodnot dá pro zkoumané prostředí usoudit na jistou podobnost koloběhu dusíku a draslíku, popsánému v kapitole 7.4.6.

U abnormálně vysoké koncentrace zjištěné ve srážkové vodě dne 27.2.2010 se patrně může jednat o kontaminaci.

7.4.4. Hydrogenkarbonáty

Alkalita byla považována za méně hodnotnou veličinu, a to proto, že u skapů bylo pH pod hranicí možnosti alkalitu stanovovat a též z důvodu velké spotřeby vody pro stanovení alkality, která by chyběla pro stanovení většího množství jiných iontů. Proto nebyly vzorky k této analýze při nedostatečném množství vody vůbec odebírány. V tabulce 7.12. uvádím naměřené. Z nich lze vyčíst, že alkalita povrchových lesních srážek (průměrně 25-42 mg/l) byla mírně vyšší než u prostých srážkových vod (patrně vliv listů a dalších organických zbytků překrývajících sběrnou nádobu na parciální tlak CO₂).

Tabulka 7.12.: Analyzované hodnoty alkality vyjádřené jako HCO₃⁻ ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů.

HCO ₃ ⁻	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009		25,9							
3.8.2009	48,8	19,8							
5.9.2009	24,4	48,8							
29.9.2009	12,2								
31.10.09	6,1	18,3	18,3	21,35		125,05			
4.12.2009	22,9	24,4	21,4		13,7	143,4			
4.1.2010									
4.2.2010			18,3	48,8					
27.2.2010		25,9	18,3	46,7	0	18,3			
9.4.2010	13,7	19,8	48,8	48,8	12,2	65,6			
6.5.2010	25,9	19,8	35,1						
31.5.2010	12,2	18,3	24,4		0				
1.7.2010	25,9	13,7	48,8						
3.8.2010	15,3	18,3	27,5						
3.9.2010	18,3	25,9				114			
12.10.2010									
3.11.2010		48,8			48,3	49,1			
průměr	20,52	25,21	28,99	41,93	14,94	85,86			

7.4.5. Sodík

Tabulka 7.13. a obr. 7.15. shrnují analyzované koncentrace sodíku ve sledovaných objektech. Spočtený hmotnostní tok následuje na obrázku 7.16.

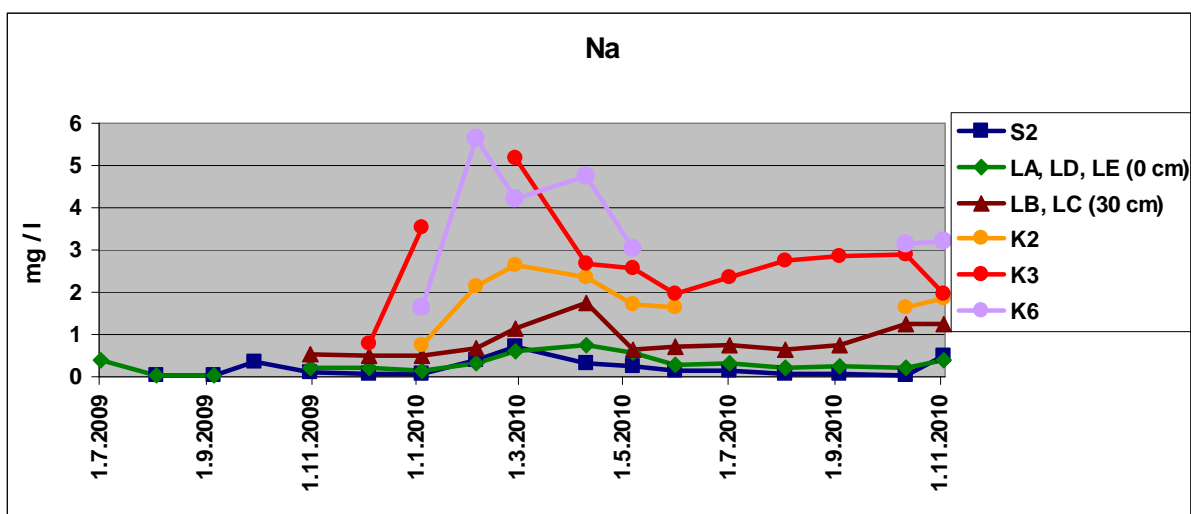
Koncentrace sodíku ve volných srážkách a v povrchových lesních srážkách byly víceméně podobné (0,21 resp. 0,31 mg/l), k jejich výraznějšímu zvýšení došlo mezi povrchem půdy a hloubkou cca 30 cm (průměrná koncentrace 0,81 mg/l, přičemž v lyzimetru LC byly hodnoty vyšší než v LB, viz vápník, kapitola 7.5.8.). K velmi výraznému zvýšení pak došlo ve skapových vodách (průměrné hodnoty dle konkrétního skapu 1,88 – 3,76 mg/l). V průběhu zimních a jarních měsíců došlo k celkovému zvýšení koncentrací sodíku takřka ve všech vzorkovaných objektech (u skapů cca o 1 – 2 měsíce dříve než u lyzimetrů a srážek). Pro tento jev se mi však nepodařilo nalézt vysvětlení.

Mezi povrchem půdy a půdními lyzimetry se tok sodíku zvyšuje z 0,2 na 0,6 g/m²/rok a do skapů dále roste k 1 g/m²/rok což je patrně způsobeno uvolňováním sodíku z horninového prostředí (viz. hmotnostní tok na obr. 7.16.).

Obsah sodíku v sušině vegetace je 0,001 hm% (Tanaka a kol., 1997), čímž může přispívat k cyklickému toku prostředím (půda – kořeny – listy a jehličí – spad – půda). Jak je však patrné z poměrně malého zvýšení toku mezi volnými a povrchovými lesními srážkami, bude tento oběh z hlediska celkové bilance relativně málo významný.

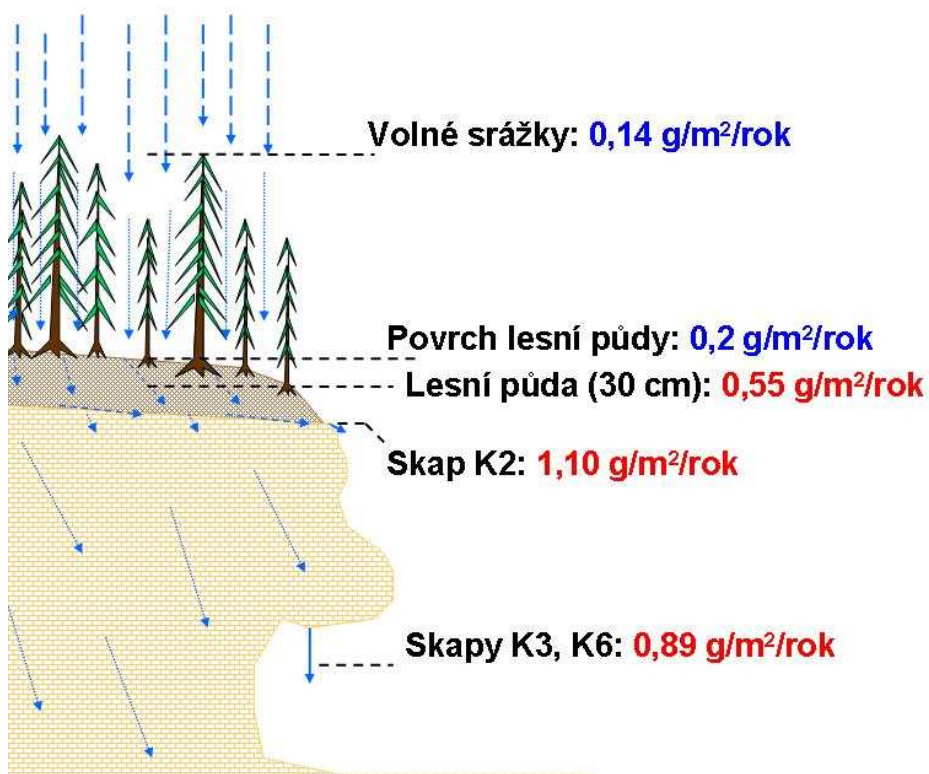
Tabulka 7.13.: Analyzované koncentrace sodíku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku.

Na	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	0,38	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	0,04	0,04	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,05	0,04	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,37	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.2009	0,11	0,17	0,23	0,22	0,43	0,67	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,07	0,21	0,18	0,21	0,31	0,66	n.a.	0,78	n.a.
4.1.2010	0,07	0,1	0,14	0,18	0,26	0,75	0,75	3,55	1,65
4.2.2010	0,39	0,37	0,24	0,37	0,68	n.a.	2,15	n.a.	5,66
27.2.2010	0,7	0,39	0,56	0,89	0,69	1,56	2,64	5,19	4,21
9.4.2010	0,33	0,55	0,72	1	1,05	2,42	2,37	2,67	4,75
6.5.2010	0,24	0,42	0,73	x	0,65	n.a.	1,7	2,57	3,05
31.5.2010	0,14	0,22	0,37	x	0,7	n.a.	1,66	1,95	n.a.
1.7.2010	0,15	0,28	0,37	x	0,75	n.a.	n.a.	2,36	n.a.
3.8.2010	0,08	0,15	0,31	x	0,65	n.a.	n.a.	2,76	n.a.
3.9.2010	0,07	0,26	x	x	0,83	0,69	n.a.	2,85	n.a.
12.10.2010	0,04	0,22	x	x	0,71	1,81	1,63	2,91	3,14
3.11.2010	0,49	0,39	x	x	0,64	1,88	1,87	1,98	3,21
průměr	0,21	0,26	0,39	0,48	0,64	1,23	1,88	2,67	3,76



Obr. 7.15.: Graf analyzovaných koncentrací sodíku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok Na [g/m²/rok]



Obr. 7.16.: Průměrné hmotnostní toky sodíku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

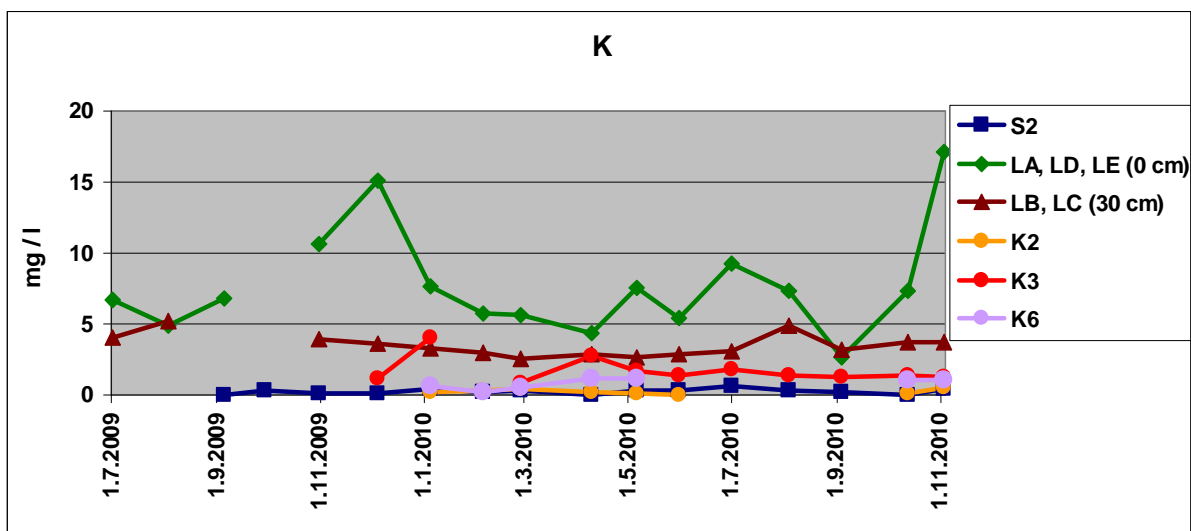
7.4.6. Draslík

Koncentrace draslíku uvádí tabulka 7.14. a graf na obr. 7.17. Ve srážkách se zastoupení draslíku příliš neměnilo a v průměru dosáhlo hodnoty 0,25 mg/l. V povrchových lyzimetrech došlo k naměření výrazně vyšších hodnot, s průměrem 7,8 mg/l, v podzimních měsících však běžně i okolo 17 mg/l. Ve vzorcích z půdních lyzimetrů se koncentrace pohybují okolo průměru 3,5 mg/l a v podzimních měsících lze pozorovat jejich zvýšené hodnoty, u skapových vod K2, K3 a K6 jsou však již průměrné koncentrace v rozmezí 0,25 – 1,51 mg/l

Tok draslíku ve volných srážkách a skapech se prakticky neliší (0,2 g/m²/rok). Naopak na povrchu půdy je tok draslíku 3,5 g/m²/rok a v půdním horizontu zachyceném lyzimetrem pak 1,7 g/m²/rok. Během roku tak půdou proniká cca 18x více draslíku než do povodí vstupuje ze srážek a uniká z něho skapovou vodou. Tok je způsoben cyklem draslíku, který se rychle uvolňuje ze spadaného tlejícího organického materiálu (listí, jehličí, kde je v sušině zastoupen 1 hm% (Tanaka a kol., 1997)) a do půdy se jej tedy především v podzimních měsících uvolňuje značné množství. Rozpuštěný draslík v půdní vodě je však zároveň efektivně zachycován kořeny a vrácen zpět do vegetace. Celkový hmotnostní roční tok do nižších úrovní systému se tedy nemění. (Resp. může být v průběhu roku oproti atmosférické depozici mírně snížen a v podzimních měsících naopak zvýšen)

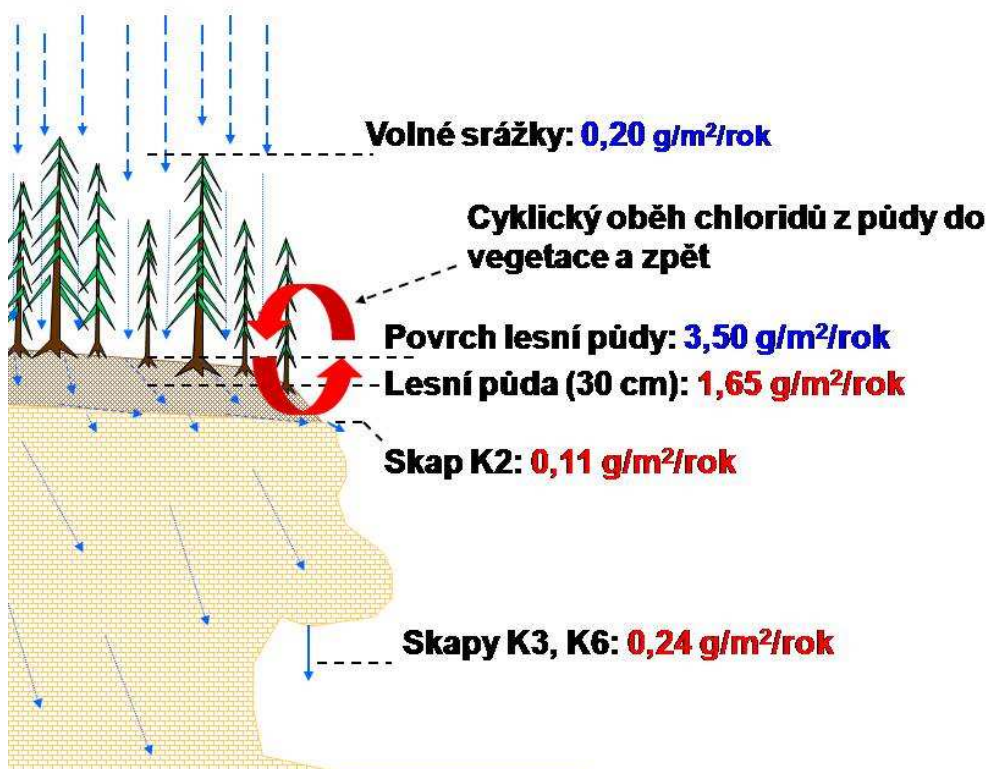
Tabulka 7.14.: Analyzované koncentrace draslíku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

K	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	6,69	x	x	4,07	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	<0,05	4,88	x	x	5,22	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,05	6,77	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,3	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,09	16,5	7	8,27	4,65	3,18	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,14	20	8,57	16,7	4	3,21	n.a.	1,14	n.a.
4.1.2010	0,44	8,55	5,48	9	3,37	3,3	0,18	4,08	0,64
4.2.2010	0,18	9,27	2,54	5,34	3,02	n.a.	0,32	n.a.	0,26
27.2.2010	0,36	8,24	1,64	6,94	2,83	2,19	0,43	0,87	0,51
9.4.2010	0,05	5,85	3,66	3,72	3,03	2,66	0,19	2,78	1,12
6.5.2010	0,29	6,26	8,82	x	2,61	n.a.	0,09	1,74	1,14
31.5.2010	0,3	4,57	6,34	x	2,83	n.a.	0,05	1,38	n.a.
1.7.2010	0,65	6,61	11,9	x	3,05	n.a.	n.a.	1,81	n.a.
3.8.2010	0,29	4,68	9,94	x	4,88	n.a.	n.a.	1,35	n.a.
6.9.2010	0,2	2,69	x	x	3,08	3,4	n.a.	1,23	n.a.
12.10.2010	0,05	7,35	x	x	3,67	3,75	0,06	1,37	1,06
3.11.2010	0,39	17,09	x	x	3,52	3,83	0,48	1,27	1,02
průměr	0,25	8,58	6,6	8,3	3,6	3,11	0,22	1,51	0,81



Obr. 7.17.: Graf analyzovaných koncentrací draslíku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok K [g/m²/rok]



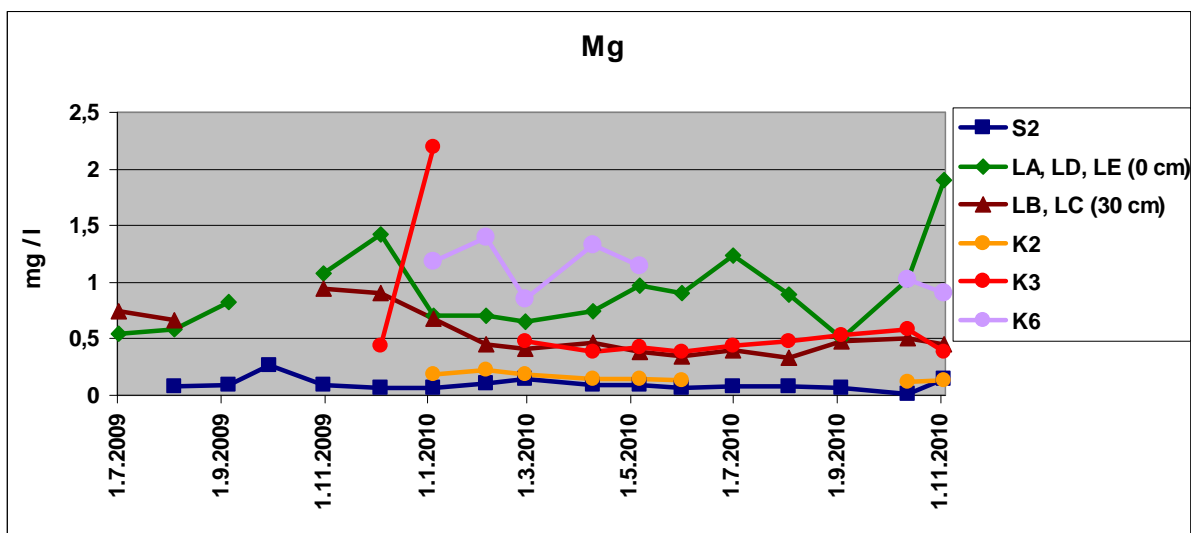
Obr. 7.18.: Průměrné hmotnostní toky draslíku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

7.4.7. Hořčík

Hořčík byl mezi rozpuštěnými kationty ve vzorkovaných vodách zastoupen pouze okrajově, jeho koncentrace jen zřídka přesáhly 1 mg/l. Relativně vyšších koncentrací dosahoval v povrchových lesních srážkách (průměrně 0,92 g/l, hmotnostní tok 0,46 g/m²/rok), kde bylo jeho zastoupení oproti prosté srážkové vodě (0,095 mg/l; hmotnostní tok 0,06 g/m²/rok) vyšší o řád. Důvodem je zřejmě vyluhování z vegetace, kde hořčík tvoří 0,5 hm% (Tanaka a kol., 1997). V půdních vodách i ve skapech K2 a K3 byl hořčík zastoupen méně, ve skapu K2 dosáhla jeho průměrná koncentrace dokonce pouze 0,16 mg/l (tedy takřka na úrovni prosté srážkové vody). Ve skapu K6, který je situován pod půdním lyzimetrem LC s pravděpodobnou přítomností karbonátu byly naměřeny nejvyšší koncentrace hořčíku, dosahující 1,12 mg/l. Hmotnostní tok dle chloridové bilance je ve skapech mírně vyšší než ve srážkách (okolo 0,1 g/m²/rok). Na povrchu půdy je tok zhruba 5x vyšší. (0,46 g/m²/rok a vyšší je i v půdní zóně na úrovni lyzimetru). Tok hořčíku na lokalitě je tak podobně jako u draslíku silně ovlivněn využíváním hořčíku vegetací.

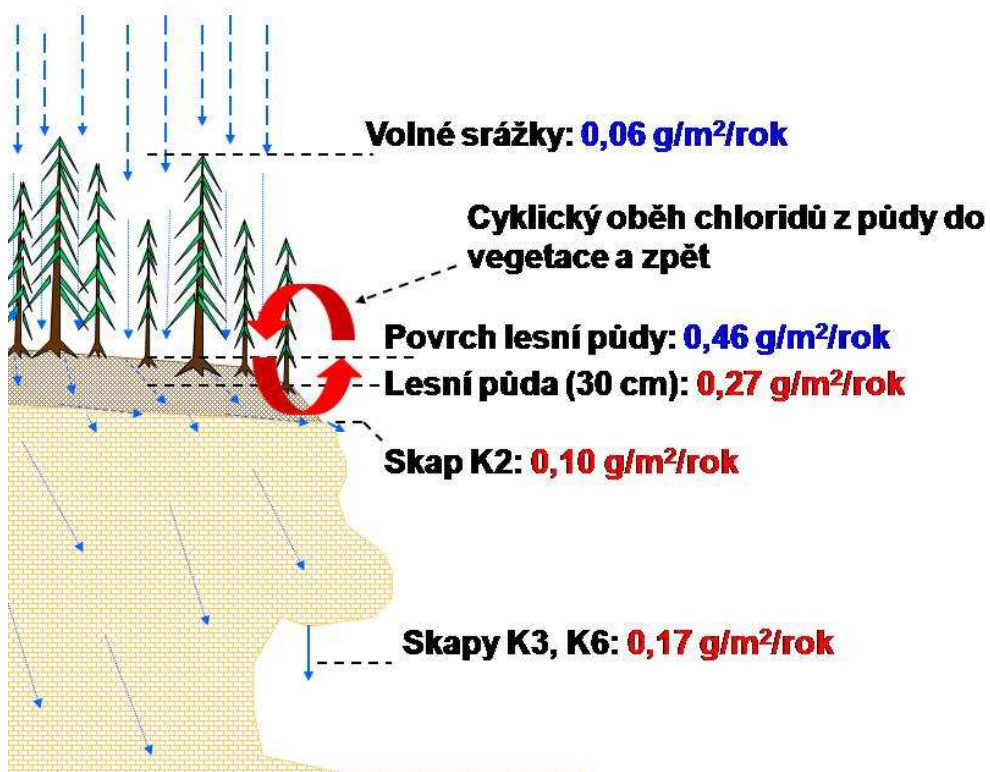
Tabulka 7.15.: Analyzované koncentrace hořčíku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

Mg	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	0,55	x	x	0,74	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	0,08	0,59	x	x	0,66	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,09	0,83	x	x	x	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,26	n.a.	x	x	x	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,09	1,76	0,8	0,69	0,52	1,38	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,06	1,61	1,07	1,57	0,5	1,31	n.a.	0,44	n.a.
4.1.2010	0,07	0,19	0,8	1,13	0,49	0,87	0,18	2,19	1,18
4.2.2010	0,1	0,72	0,66	0,73	0,45	n.a.	0,22	n.a.	1,39
27.2.2010	0,15	0,38	0,73	0,84	0,38	0,45	0,18	0,48	0,85
9.4.2010	0,09	0,22	0,88	1,13	0,32	0,6	0,15	0,38	1,33
6.5.2010	0,09	0,89	1,04	x	0,38	n.a.	0,15	0,43	1,15
31.5.2010	0,07	0,73	1,07	x	0,34	n.a.	0,13	0,39	n.a.
1.7.2010	0,08	0,99	1,49	x	0,4	n.a.	n.a.	0,44	n.a.
3.8.2010	0,08	0,7	1,07	x	0,33	n.a.	n.a.	0,48	n.a.
3.9.2010	0,06	0,5	x	x	0,33	0,62	n.a.	0,53	n.a.
12.10.2010	0,01	1,03	x	x	0,45	0,55	0,12	0,58	1,02
3.11.2010	0,14	1,9	x	x	0,4	0,51	0,13	0,39	0,9
průměr	0,095	0,85	0,96	1	0,45	0,79	0,16	0,61	1,12



Obr. 7.19.: Graf analyzovaných koncentrací hořčíku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok Mg [g/m²/rok]



Obr. 7.20.: Průměrné hmotnostní toky draslíku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

7.4.8. Vápník

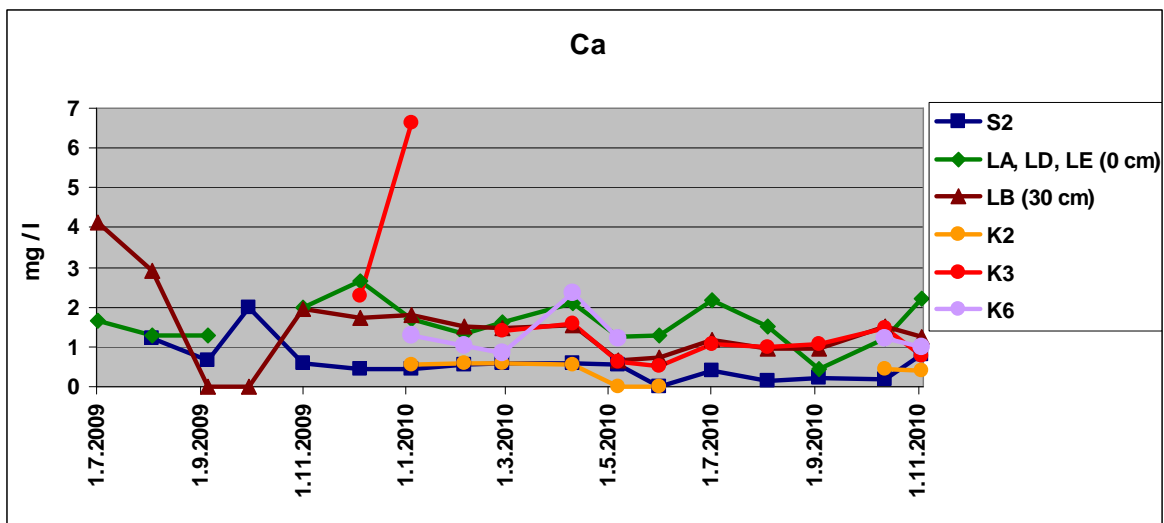
Analyzované hodnoty vápníku jsou shrnuty v tabulce **7.16.**, do grafů jsou převedeny na obrázcích **7.21.** a **7.22.**, diagram hmotnostního toku vápníku zkoumaným prostředím následuje na obrázku **7.23.**

Nepočítaje půdní lyzimetr LC (který v tomto odstavci není vůbec uvažován, viz. níže), byly většinou nejvyšší koncentrace zaznamenány v povrchových lesních lyzimetrech, jak je patrné i z grafu na obr. **7.21.** (celkový průměr 1,61 mg/l, hmotnostní tok 0,88 g/m²/rok). V půdním lyzimetru LB i ve vzorcích ze skapových vod byly obvykle naměřeny koncentrace mírně nižší, obzvláště u skapu K2 bylo množství analyzovaného rozpuštěného vápníku v podstatě stejné nebo menší než ve vodě z volných srážek (0,39 resp. 0,59 mg/l). Koncentrace vápníku byly v čase poměrně stálé a s výjimkou dvou drobných výkyvů (počátek měření LB, jedno měření K3) nejevily sezónní charakter. To že nejvyšší koncentrace byly většinou naměřeny v povrchových lyzimetrech LA, LD a LE si vysvětlují buď přítomností vápníkových iontů v suché depozici a vyluhování z povrchu vegetace nebo loužením z tlejících zbytků vegetace, kde je vápník zastoupen cca 1 hm% (Tanaka a kol., 1997). V případě vyluhování z tlejícího vegetačního spadu by se však jednalo patrně spíše o dřevní hmotu než o listí a jehličí, jinak by totiž patrně docházelo v naměřených koncentracích k sezónním výkyvům. Vápník je pak patrně z půdního prostředí odebírán vegetací (kořeny stromů a rostlin), takže jeho koncentrace a hmotnostní tok v nižších úrovních systému jsou poměrně malé.

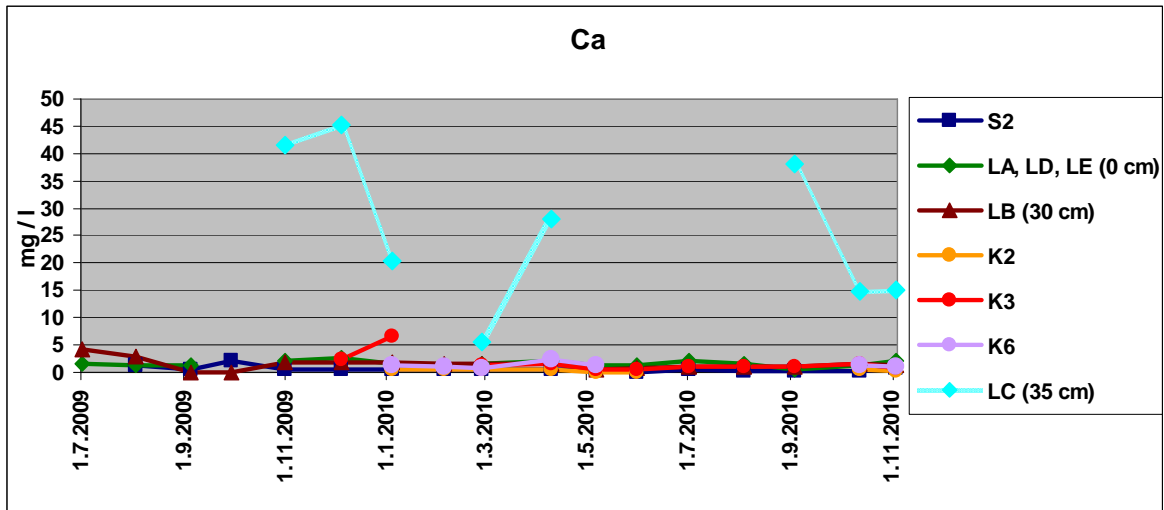
Vzorky vody z půdního lyzimetru LC vykazovaly v porovnání s ostatními sledovanými objekty abnormálně vysoké koncentrace (průměrně 26,1 mg/l) a následně i hmotnostní toky (8,26 g/m²/rok) vápníku, což je dobře vidět na grafu na obr. **7.22.** a na diagramu na obr. **7.23.** (kromě vápníku také sodíku, viz kapitola 7.4.5.). To si vysvětlují buď loužením z lokální, vápníkem bohaté čocky půdy (v sedimentárním sledu se například mohl uchovat zbytek vrstvičky vápenného jílu chráněného před dřívějším vymytím od vápenných iontů pod větším kamenem (nepropustné nadloží) a mobilizovaného při instalaci lyzimetru), případně zanesením kontaminace při instalaci lyzimetru, například loužením z obsypového provodínského písku, který měl drenážní funkci (tato možnost je poměrně málo pravděpodobná vzhledem k tomu, že všechny lyzimetry byly konstruovány takřka totožným způsobem a ze stejného materiálu, viz kapitoly 5.1.2. a 6.2.) nebo náhodnou nezaviněnou kontaminací (např. vápnění lesa).

Tabulka 7.16.: Analyzované koncentrace vápníku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

Ca	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	1,67	x	x	4,14	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	1,22	1,29	x	x	2,91	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,66	1,3	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	1,991	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,58	2,17	2,29	1,54	1,97	41,6	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,44	1,94	2,8	3,25	1,75	45,2	n.a.	2,27	n.a.
4.1.2010	0,43	0,68	1,85	2,56	1,81	20,4	0,54	6,64	1,28
4.2.2010	0,55	1,06	1,45	1,46	1,5	n.a.	0,6	n.a.	1,03
27.2.2010	0,6	0,52	2,25	2,05	1,48	5,49	0,58	1,41	0,86
9.4.2010	0,6	0,44	2,85	3,02	1,55	28	0,57	1,57	2,37
6.5.2010	0,57	0,54	1,99	x	0,66	n.a.	0,01	0,64	1,23
31.5.2010	0,005	0,443	2,126	x	0,73	n.a.	0,005	0,532	n.a.
1.7.2010	0,4	0,99	3,39	x	1,17	n.a.	n.a.	1,06	n.a.
3.8.2010	0,15	0,67	2,36	x	0,96	n.a.	n.a.	0,99	n.a.
3.9.2010	0,22	0,43	x	x	0,95	38	n.a.	1,07	n.a.
12.10.2010	0,17	1,22	x	x	1,52	14,8	0,45	1,47	1,22
3.11.2010	0,797	2,213	x	x	1,25	15,18	0,396	0,758	0,981
průměr	0,59	1,1	2,34	2,31	1,62	26,08	0,39	1,67	1,28

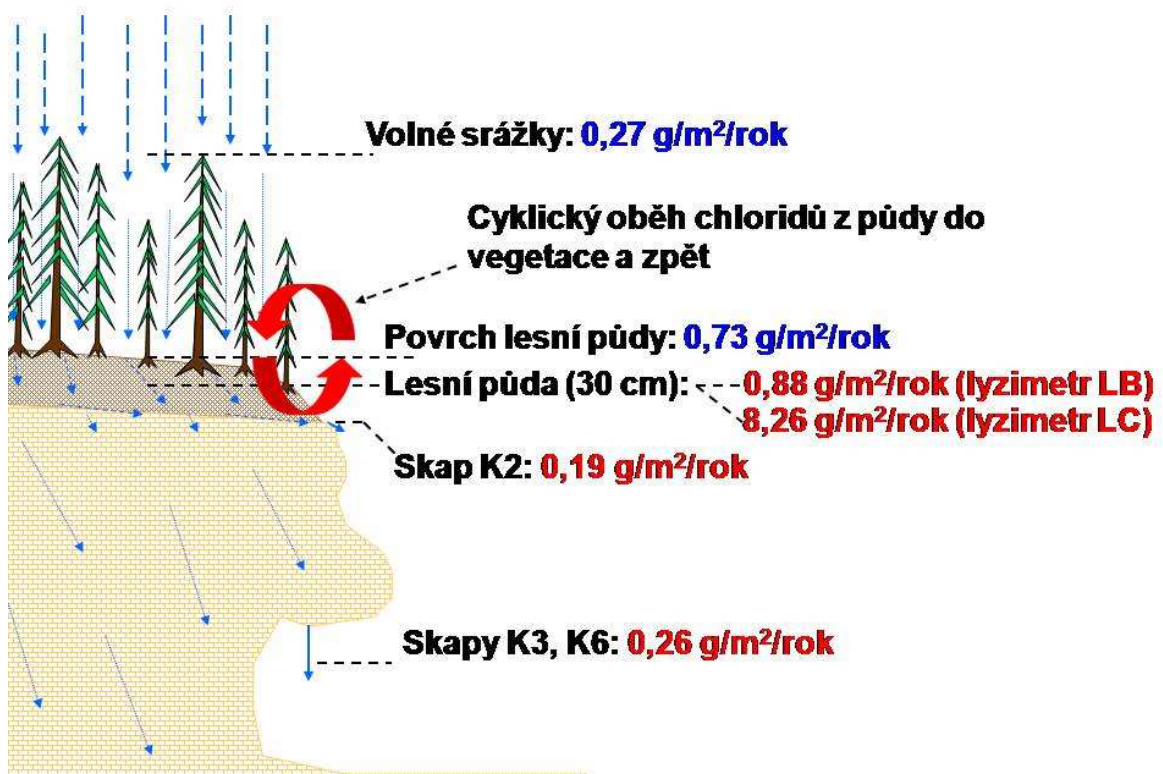


Obr. 7.21.: Graf analyzovaných koncentrací vápníku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetr LC zde není zanesen z důvodu velmi vysokých naměřených vysokých koncentrací. Hodnoty naměřené ve vzorcích z LC jsou přidány do následujícího grafu na obr. 7.22.)



Obr. 7.22.: Graf analyzovaných koncentrací vápníku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC však mají každý vlastní značku.

Hmotnostní tok Ca [g/m²/rok]



Obr. 7.23.: Průměrné hmotnostní toky vápníku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

7.4.9. Hliník

Naměřené koncentrace hliníku a hmotnostní toky jsou shrnuty v tabulce 7.17. a na obrázcích 7.24. a 7.25.

Ve vzorcích volných srážek, které jsem odebíral, se koncentrace hliníku ve velké většině případů pohybovaly pod měřitelnou hranicí 0,05 mg/l. U povrchového lyzimetru LA byly analyzované hodnoty jen nepatrně vyšší (často také pod 0,05 mg/l), v průměru 0,06 mg/l (hodnoty <0,05 jsem pro účely statistiky považoval za 0,04 mg/l). Ve vodě zachycené lyzimetry LD a LE se průměrná koncentrace pohybovala okolo 0,2 mg/l. Možným vysvětlením této zvýšené koncentrace oproti LA, je loužení z filtračního Provodínského písku, kterým bylo obsypáno zaústění hadičky ve sběrné nádobě nebo z neznámého důvodu větší loužení z vegetačního spadu (zastoupení v sušině vegetace 0,01-0,1 hm% (Tanaka a kol., 1997).

Vzorky z půdního lyzimetru LB obsahovaly rozpuštěný hliník o průměrné koncentraci 2,5 mg/l, ve vzorcích z LC byly patrně díky vyššímu pH (viz kapitola 7.4.6.) a přítomnosti Ca naměřené koncentrace hliníku mírně nižší - 1,4 mg/l.

Velmi vysoké koncentrace Al byly zjištěny ve skapových vodách a to především ze skapu K3, kde při některých měřeních přesáhly 20 mg/l. Vůbec nejvyšší koncentrace byla naměřena ve vzorku z ledna 2010 a měla hodnotu 35 mg/l, roli zde však hrálo mrznutí vody vyvěrající rozptýleně z pískovce a tekoucí po jeho povrchu do místa skapu a tím nakoncentrování roztoku ve zbývající (vzorkované) vodě. Naměřené koncentrace lze vzhledem k zastoupení bazických kationtů K, Ca a Mg ve skapech považovat za silně fyto toxické (Pannatier, 2004), přesto však flora v zájmovém území nejevila známky chřadnutí a pod skapy K2 a K3 dokonce rostlo kapradí, borůvčí a další běžná vegetace. Naskytla se proto otázka, zda se stanovený hliník ve vzorkované vodě skutečně vyskytuje ve formě kationtu Al^{3+} . Alternativou výskytu by mohly být větší koagulované shluky atomů s neutrálním nábojem, bez toxických účinků (Kráš J., ústní sdělení). Od ledna 2010 byly tedy odebrané vzorky analyzovány i metodou PCV (viz kapitola 5.2.), která zaručuje stanovení pouze atomárně rozpuštěného hliníku. Z takřka shodných výsledků je však zřejmé, že všude hliník přítomný ve vodě je skutečně přítomen v rozpuštěném atomárním stavu ve formě kationtu Al^{3+} .

Původ vysokých koncentrací rozpuštěného hliníku lze předpokládat díky nízkému pH a nedostatku bazických minerálů z loužení jílových minerálů a z živců obsažených v půdě i v pískovcové matrix.

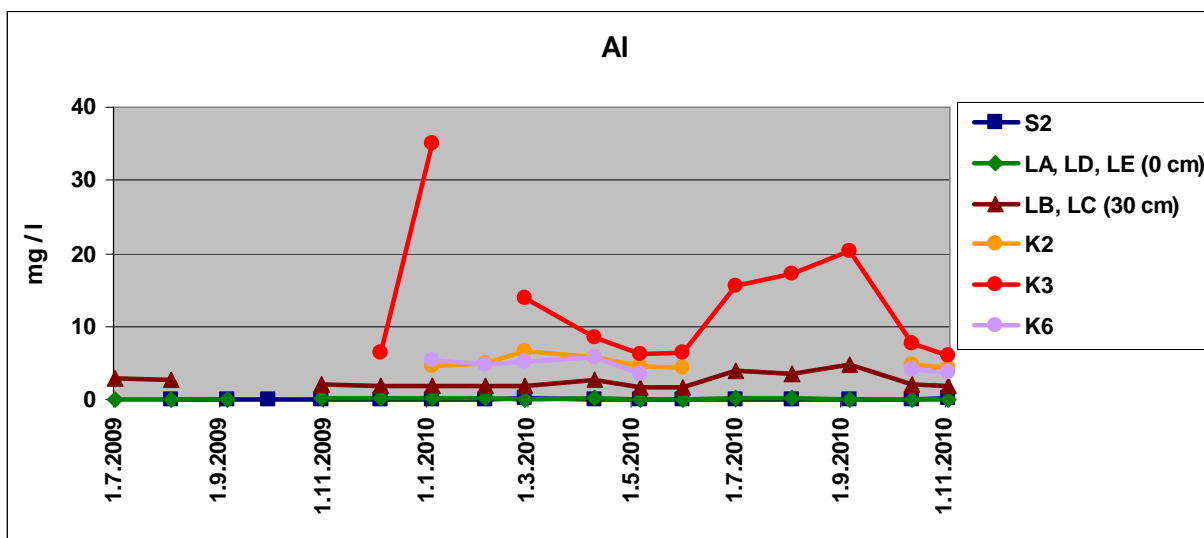
Vysoké koncentrace Al^{3+} okolo 3,5 mg/l zjistil při výzkumu v Klokočských skalách také Bruthans (Bruthans, 2009a), který v roce vzorkoval mimo jiné i skapy K2, K3 a K6 (u skapy K3 udává průměrnou naměřenou hodnotu ze 4 měření v roce 2008 dokonce 5,9 mg/l).

Hmotnostní toky skapů jsou po uvážení dopočetných průtoků z chloridové bilance následující: K2 – 3,10 g/m²/rok, K3 – 2,50 g/m²/rok, K6 – 1,27 g/m²/rok. Ze skapů tedy odtéká nejméně 30-80x více hliníku, než je dotace ze srážek.

Tabulka 7.17.: Analyzované koncentrace hliníku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. Zvýrazněné hodnoty označují obzvlášť vysoké koncentrace v půdní vodě.

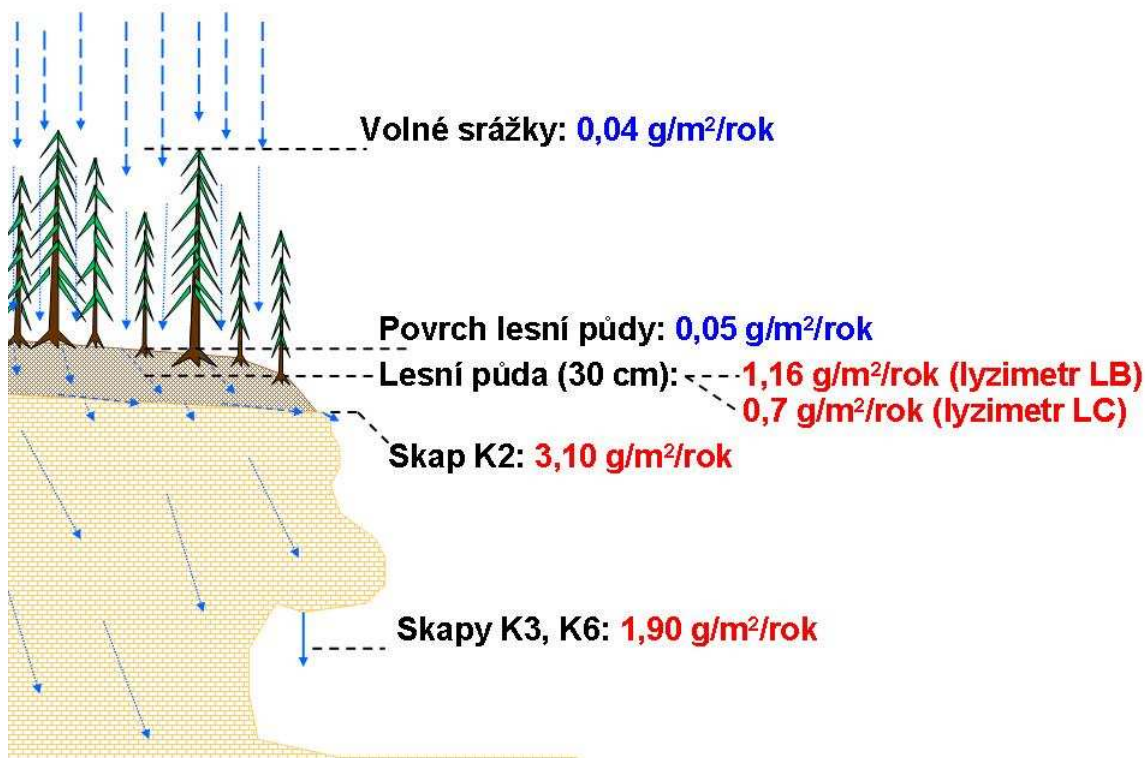
X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

AI	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.2009	x	0,09	x	x	2,8	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	<0,05	<0,05	x	x	2,78	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	<0,05	0,06	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,06	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	<0,05	<0,05	0,2	0,28	2,04	0,64	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	<0,05	0,08	0,17	0,42	1,89	0,81	n.a.	6,5	n.a.
4.1.2010	<0,05	<0,05	0,09	0,22	1,86	1,33	4,5	35	5,33
4.2.2010	0,09	0,04	0,09	0,23	1,89	n.a.	5,06	n.a.	4,77
27.2.2010	0,25	<0,05	0,05	0,08	1,87	1,33	6,57	13,79	5,26
9.4.2010	<0,05	<0,05	0,14	0,16	2,62	1,8	5,79	8,42	5,78
6.5.2010	<0,05	<0,05	0,16	x	1,68	n.a.	4,5	6,3	3,44
31.5.2010	<0,05	<0,05	0,14	x	1,7	n.a.	4,45	6,35	n.a.
1.7.2010	<0,05	0,12	0,41	x	3,86	n.a.	n.a.	15,5	n.a.
3.8.2010	0,05	0,07	0,37	x	3,49	n.a.	n.a.	17,1	n.a.
6.9.2010	<0,05	<0,05	x	x	4,69	1,7	n.a.	20,3	n.a.
12.10.2010	<0,05	<0,05	x	x	2,11	2,14	4,83	7,69	4,14
3.11.2010	0,15	0,04	x	x	1,93	2,03	4,38	6,04	3,81
průměr	0,05	0,05	0,18	0,23	2,5	1,4	5	11,1	4,7



Obr. 7.24.: Graf analyzovaných koncentrací hliníku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok Al [g/m²/rok]



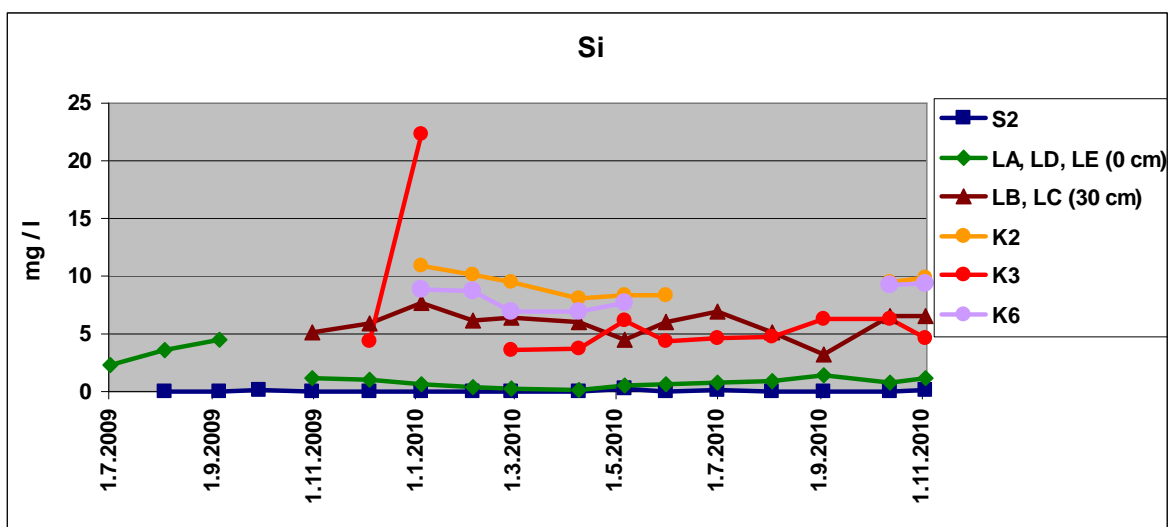
Obr. 7.25.: Průměrné hmotnostní toky hliníku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

7.4.10. Křemík

Analyzované hodnoty koncentrací rozpuštěného křemíku jsou shrnuty v tabulce 7.18., na obrázku 7.26. následuje graf jejich vývoje v čase a na obrázku 7.27. diagram jejich hmotnostního toku.

Rozpuštěný křemík byl v prostých srážkových vodách obsažen často na hranici detekčního limitu, průměrná koncentrace činila 0,07 mg/l. Tato koncentrace se v povrchových lesních srážkách zvýšila na 1,27 mg/l. To je velmi pravděpodobně efekt způsobený loužením křemičitého písku na dně sběrné nádoby, který byl přidán pro filtraci nečistot. Na vzorkované úrovni půdních lyzimetrů v hloubce 30 cm dochází k zvýšení koncentrace v mg/l díky dalšímu loužení. Koncentrace naměřené ve vzorcích půdní vody se pohybují ve stejném řádu jako koncentrace ve skapech, kvůli rozdílnému celkovému množství proteklé vody však směrem do hloubky dochází ke zmenšování hmotnostního toku křemíku. Usuzuji tedy na srážení křemíku patrně ve formě opálu na místech, kde je z pískovce voda odebírána (odpařování z povrchu skal, odběr vody z prostředí kořeny stromů) pozorovaný v oblasti Besedických skal, (např. Bruthans a Schweigstillová 2009). Sezónní kolísání koncentrací křemíku jsem v odebíraných vzorcích nezaznamenal.

Hmotnostní tok srážek dosahuje 0,05 g/m²/rok. V půdě v úrovni lyzimetrů tento tok roste na 3,4 g/m²/rok a ve skapu K2 na bázi půdy dosahuje tok křemíku 5,7 g/m²/rok. To jsou toky 70-110x vyšší, než tok ze srážek. Pozoruhodný je výrazný pokles toku křemíku ve skapech K3 a K6 (1,4 g/m²/rok), který je zřejmě způsoben vysrážením SiO₂ v pískovci díky tepelným změnám během roku a dalším procesům.

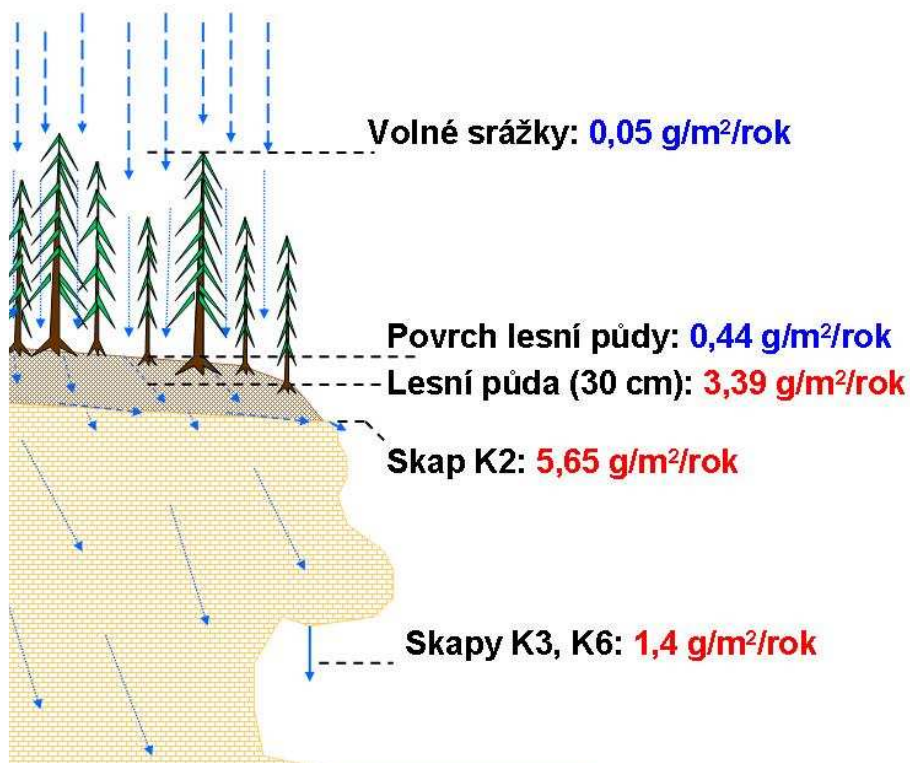


Obr. 7.26.: Graf analyzovaných koncentrací křemíku a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Tabulka 7.18.: Analyzované koncentrace křemíku ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku

Si	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.09	x	2,36	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	0,03	3,57	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,03	4,52	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,11	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,05	2,98	0,09	0,35	7,14	3,17	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,04	2,85	0,03	0,27	6,49	5,22	n.a.	4,3	n.a.
4.1.2010	0,05	1,56	0,05	0,29	6,81	8,5	10,95	22,33	8,81
4.2.2010	0,06	0,84	0,06	0,4	6,14	n.a.	10,1	n.a.	8,68
27.2.2010	0,05	0,72	0,05	0,05	6,62	6,28	9,48	3,65	6,92
9.4.2010	0,05	0,44	0,05	0,05	5,11	7,04	8,05	3,77	6,9
6.5.2010	0,2	0,92	0,18	x	4,43	n.a.	8,34	6,16	7,64
31.5.2010	0,05	1,22	0,05	x	6,04	n.a.	8,36	4,36	n.a.
1.7.2010	0,11	1,34	0,22	x	6,89	n.a.	n.a.	4,61	n.a.
3.8.2010	0,06	1,38	0,3	x	5,13	n.a.	n.a.	4,7	n.a.
3.9.2010	0,04	1,36	x	x	4,26	2,04	n.a.	6,28	n.a.
12.10.2010	0,05	0,77	x	x	5,23	7,86	9,53	6,22	9,19
3.11.2010	0,16	1,18	x	x	4,93	8,14	9,82	4,59	9,37
průměr	0,07	1,75	0,11	0,24	5,79	6,03	9,33	6,45	8,22

Hmotnostní tok Si [g/m²/rok]



Obr. 7.27.: Průměrné hmotnostní toky křemíku v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

7.4.11. Železo

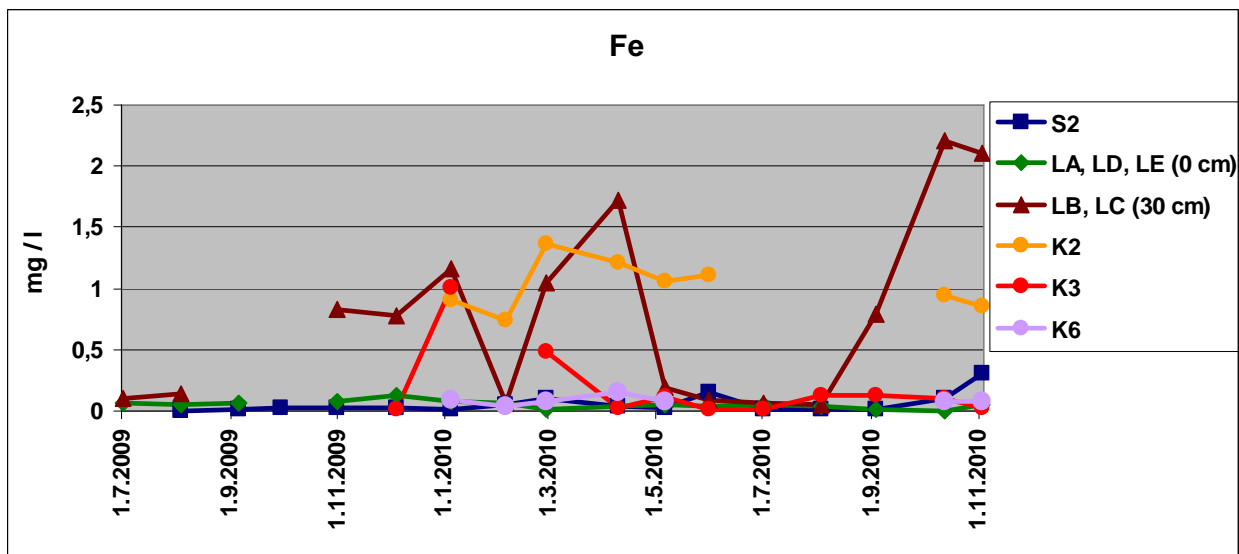
Analyzované hodnoty koncentrací rozpuštěného železa jsou shrnuty v tabulce 7.19., na obrázku 7.28. následuje graf jejich vývoje v čase a na obrázku 7.29. diagram jejich hmotnostního toku.

Ve volných srážkách, stejně jako v povrchových lesních srážkách si byly koncentrace rozpuštěného Fe poměrně blízké (volné srážky 0,06 mg/l, povrchové lesní srážky 0,053 mg/l), z čehož po přepočtení na hmotnostní tok vyplývá, že na povrch lesní půdy se dostane jen přibližně poloviční množství železa než na povrch volného terénu. To si lze vysvětlit nedostatečnou přesností měření (naměřené hodnoty se často blížily detekčnímu limitu 0,005 mg/l). Obsah železa v sušině vegetace je pouze 0,01 hm% (Tanaka a kol., 1997)

Nejvyšší koncentrace i hmotnostní toky byly zjištěny v půdní vodě a to jak v půdních lyzimetrech (především LC), tak ve skapu K2 (hmotnostní toky zde byly takřka řádově vyšší [0,67 g/m²/rok] než u prostých a povrchových lesních srážek, ale i hlubších skapů). Tyto zvýšené koncentrace jsou zřejmě způsobeny vysokým obsahem huminových látek v těchto vodách a vhodným redoxním stavem pro transport železa. Velmi nízký hmotnostní tok železa u hlubších skapů (0,03 g/m²/rok) je patrně ještě umocněn srážením Fe oxihydroxidů v místech, kde se z pískovce odpařuje voda.

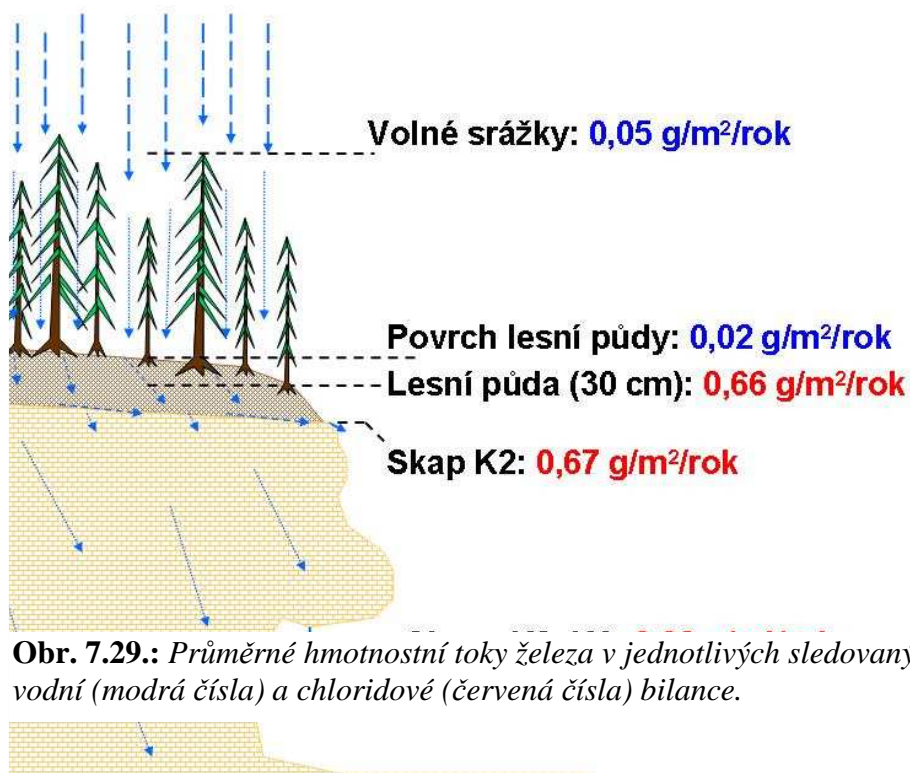
Tabulka 7.19.: Analyzované koncentrace železa ve vzorcích odebraných z jednotlivých objektů. X = objekt nebyl v provozu, N.a. = nebylo analyzováno z důvodu nedostatku vzorku.

Fe	S2	LA(0cm)	LD(0cm)	LE(0cm)	LB(30cm)	LC(35cm)	K2	K3	K6
datum	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
1.7.09	x	0,06	x	x	0,1	x	n.a.	n.a.	n.a.
3.8.2009	0,005	0,054	x	x	0,134	x	n.a.	n.a.	n.a.
5.9.2009	0,014	0,058	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
29.9.2009	0,022	n.a.	x	x	n.a.	x	n.a.	n.a.	n.a.
31.10.09	0,023	0,022	0,077	0,132	0,076	1,587	n.a.	n.a.	n.a.
4.12.2009	0,026	0,041	0,09	0,256	0,054	1,505	n.a.	0,014	n.a.
4.1.2010	0,019	0,007	0,032	0,175	0,07	2,247	0,911	1,009	0,091
4.2.2010	0,05	0,02	0,04	0,15	0,07	n.a.	0,74	n.a.	0,04
27.2.2010	0,1	0,005	0,01	0,03	0,06	2,02	1,36	0,48	0,08
9.4.2010	0,04	0	0,06	0,07	0,36	3,09	1,21	0,02	0,15
6.5.2010	0,026	0,02	0,076	x	0,197	n.a.	1,054	0,114	0,076
31.5.2010	0,153	0,015	0,074	x	0,094	n.a.	1,105	0,016	n.a.
1.7.2010	0,017	0,033	0,074	x	0,058	n.a.	n.a.	0,007	n.a.
3.8.2010	0,011	0,022	0,058	x	0,05	n.a.	n.a.	0,131	n.a.
3.9.2010	0,009	0,014	x	x	0,125	1,45	n.a.	0,126	n.a.
12.10.2010	0,106	0,005	x	x	0,159	4,26	0,942	0,098	0,082
3.11.2010	0,31	0,05	x	x	0,11	4,1	0,85	0,03	0,08
průměr	0,06	0,03	0,06	0,14	0,11	2,53	1,02	0,19	0,09



Obr. 7.28.: Graf analyzovaných koncentrací železa a jejich vývoj v čase. (Povrchové lyzimetry LA, LD a LE jsou zastoupeny jednou společnou čarou, půdní lyzimetry LB a LC také)

Hmotnostní tok Fe [g/m²/rok]



Obr. 7.29.: Průměrné hmotnostní toky železa v jednotlivých sledovaných úrovních, dle vodní (modrá čísla) a chloridové (červená čísla) bilance.

8. Závěr

Ve své diplomové práci jsem se snažil především pomocí terénních měření a následných laboratorních metod zjistit maximum informací o vodním režimu, dobách zdržení, chemických tocích a charakteru proudění v pokryvných půdách a nenasycené zóně pískovců. Terénní výzkum probíhal celkově 17 měsíců s četností odběru vzorků a dalšími měřeními 1x měsíčně. Zde shrnuji nejzásadnější zjištěná fakta.

Vodní režim byl zjišťován dvěma metodami – přímým měřením (odběr v lyzimetrech, sledování průtoků ve skapech) a nepřímo chemickou bilancí chloridů. Z těchto dvou metod vycházely vlivem nepřesnosti každé z nich poměrně odlišné hodnoty, reprezentující ve výsledku dva krajní případy proudění, přičemž skutečný stav se pohyboval mezi těmito modely. Pomocí přímého měření zachycených množství vody bylo zjištěno, že z celkových volných srážek v území (805 mm/rok; 100%) se na povrch lesní půdy dostane v průměru 73% (560 mm/rok) a do úrovně 35 cm pod povrchem pak jen 12,5% (101 mm/rok). Výsledky z půdy jsou v hrubém rozporu s měřeními Macáka, který doložil, že cca 35% srážek v prostoru Drábovny (stejně pískovce, mírně vyšší nadmořská výška) dorazí až na hladinu podzemní vody. Výsledky v hloubce 35 cm jsou tak jednoznačně podceněné, důvodem je obtékání gravitačního lyzimetru kapilární vodou, kterému není možné s dostupnou technikou zabránit. Tyto výsledky lze proto považovat za spodní hranici. Metodou chemické bilance chloridů (za předpokladu konzervativního chování a tedy konstantního hmotnostního toku) bylo zjištěno, že na povrch lesní půdy doteče 66% volných srážek, do úrovně 35 cm pod terénem doteče 63% (507 mm/rok) všech srážek, na bázi půdy (ve skapu K2 cca 0,5 m pod terénem) bylo však dopočteno až 73% srážek (560 mm/rok). Stejně *zdánlivé* zachycené množství vody ze srážek na povrchu půdy i v hloubce 35 cm (cca 65% z volných srážek) vypočtené z chloridové bilance je způsobené cyklickou migrací chloridů mezi půdou - vegetací – půdou, která vyrovnává hodnoty v celém půdním profilu kam zasahují kořeny. Skutečné procentuální zastoupení vody ze srážek na povrchu půdy bude proto vyšší než 65% a naopak pod půdou bude nižší než 65%. Do hlubších partií pískovce ve kterých byla voda vzorkována ze skapů by se mělo podle chloridové bilance dostat 26% (209 mm/rok), což je blízké i měření Macáka (1956) ; 35%. Chloridová bilance tedy poměrně dobře odpovídá regionální vodní bilanci.

Střední doby zdržení vody v prostředí byly zkoumány pomocí izotopového rozboru odebíraných vzorků vody a následného modelování v programu PCFLOW. Ta ukázala, že střední doba zdržení vody mezi povrchem a sledovanou úrovní 35 cm pod povrchem je 2-

4 měsíce (75% zastoupení) a zbývajících 25% vody je starší než 4 roky. U vzorkovaných skapů bylo zjištěné stáří vody poměrně nízké, v případě skapu K3 s 15-ti metrovým nadložím dokonce pouhé dva měsíce (bez významnější příměsi staré vody), které lze v masivu vysvětlit pouze preferenčním prouděním. Voda za této situace proudí pouhým 1% objemu pískovce, což odpovídá pouze asi 5-10% objemu pórového prostoru! Protože přirozená vlhkost pískovce dosahuje nejméně 5% (cca 20-25% pórového prostoru), je většina vody obsažená v pískovci stagnující. V zimních měsících byl naopak izotopový signál skapu K3 takřka konstantní, ukazující na přítomnost vody s dobou zdržení v řádu několika let, z čehož jsem usoudil na zamrzání infiltračních zón a jejich vyřazení z činnosti a tím dotaci skapu pouze starší promíšenou vodou z masivu. Izotopové složení skapu K2 s relativně mělkým, ale plošně rozsáhlým nadložím, naproti tomu vypovídalo o mírně vyšších dobách zdržení i vyšší příměsi starších vod (50% vody s dobou zdržení 3-5 měsíců a zbývajících voda s dobou zdržení nad 4 roky).

Nejzastoupenějším aniontem v půdní vodě nenasycené zóny pískovců byly sírany, s průměrnou koncentrací v hloubce 35 cm 8,6 mg/l a hmotnostním tokem 4,35 g/m²/rok. Hluběji, ve skapech s nadložím o mocnosti 4, resp. 15 m (K6, K3) jejich průměrná koncentrace vzrostla na 27,2 mg/l, hmotnostní tok však zůstal rámcově na stejné úrovni. Dalším významným aniontem byly dusičnany, jejichž koncentrace i hmotnostní toky patrně vlivem pohlcování vegetací směrem do podloží klesaly (Prosté srážky: 4,1 mg/l, půdní voda 0,83 mg/l, Skapy: 1,4 mg/l). Chloridy dosahovaly v půdních vodách koncentrací 2,3 mg/l a hmotnostního toku 1,2 g/m²/rok, ve skapech 4,8 mg/l (hmotnostní tok je z definice chloridové bilance ve všech úrovních stejný).

Zjištěné koncentrace hliníku byly abnormálně vysoké. Zatímco v běžné srážkové vodě bylo průměrně rozpuštěno 0,05 mg/l, v půdních vodách to již bylo cca 2 mg/l a ve skapech dokonce až 6,3 mg/l (max. jednorázová hodnota 35 mg/l !), přesto zjevně k úhynu vegetace ve zkoumané oblasti nedochází, z čehož je zjevné, že samotná přítomnost Al³⁺ ani ve zjištěných koncentracích přes 30 mg/l není pro místní vegetaci kritická.

Koncentrace draslíku v souladu s očekáváním jevíly jasnou sezónní cykličnost v závislosti na vegetačním cyklu, kdy na podzim byly v důsledku vymývání z tlejících částí rostlin koncentrace v povrchových lesních srážkách zvýšeny takřka čtyřnásobně (až 20 mg/l). V hlubší úrovni (skapy, půdní lyzimetry) k výkyvům prakticky nedocházelo, což svědčí o schopnosti kořenového systému rostlin opětovně ztracený draslík zachytit a vstřebat.

Z analyzovaných hodnot rozpuštěného křemíku jsem usoudil na loužení tohoto prvku do půdní vody (zvýšené koncentrace v úrovni 35 cm), přičemž však na místech, kde se může voda vypařovat, dochází pravděpodobně ke srážení opálových sintrů a tím ke snižování koncentrací i hmotnostního toku směrem k níže umístěným skapům.

Vápník dosahoval v povrchových lesních srážkách, půdní vodě i ve skapech poměrně vyrovnaných koncentrací v rozmezí 0,5 – 2,5 mg/l. Výjimkou byl půdní lyzimetr LC, který opakovaně měřil velmi vysoké hodnoty rozpuštěného vápníku a průměrná koncentrace u vzorků z tohoto objektu tak přesáhla 26 mg/l.

Látkové toky K, Mg, Ca ze srážek jsou velmi blízké toku ve skapech. Jejich zdrojem je tedy převážně atmosférická depozice. To souhlasí s výsledky Schultze (1989). Sířany, sodík a především Si a Al je z prostředí vyplavován do skapů v množství daleko vyšším, než je vstup ze srážek. Naopak dusičnany v prostředí mizí a jsou zřejmě konvertovány na jiné formy dusíku.

9. Literatura

- Adamovič, J. (1992): Sedimentologie pískovců lužické a jizerské oblasti české křídové pánve. Úvod do problematiky., MS Archiv Čes. Geol úst., 1992, Praha
- Bruthans J, Jenč P. Churáčková Z. a Schweigstilllová J (2009b): Vykroužené dutiny Českého ráje: jak a kdy vznikaly? Speleofórum 28: 101-105
- Bruthans J., Schweigstilllová J. (2009a): Hliníkem bohaté vody z nenasycené zóny pískovců: atmosférickou depozicí nejvíce acidifikované prostředí v ČR? 43-46. N. Rapantová A. Grmela Eds. Voda – strategická surovina pro 21. století. 10. Československý mezinárodní hydrogeologický kongres. Ostrava
- Bruthans J., Zeman O. a Vysoká H. (2001): Geologie a hydrogeologie Bartošovy pece a okolí.-Speleofórum 2001, s. 39-44. Praha.
- Cabicar J. (1983): Stabilní izotopy. Praha : Academia, 300 s.
- Císlerová M., Šimůnek J., Vogel T. (1988): Changes of steady-state infiltration rates in recurrent ponding infiltration experiments. Journal of Hydrology 104, 1 – 16
- Clark I. D., Fritz P. (1997): Environmental isotopes in hydrogeology, Boca Raton, CRC Press/Lewis Publisher, 328 s
- Claassen H. C. a Halm D. R. (1996): Estimates of evapotranspiration or effective moisture in Rocky Mountain watersheds from chloride ion concentrations in stream baseflow. Water resources research 32, 2, 363-372
- Coubal, M. (1998): Geologická mapa ČR 1:50 000, 03-32 – Jablonec nad Nisou, ČGS, 1998 Praha
- Čech, S. - Klein, V. - Kříž, J. - Valečka, J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. - Věst. Ústř. Úst. geol., s. 55, 5, 277-296. Praha
- Čihák, S., Žitný, L. (2001): Vliv závrtu Hrubý rohozec na vodní zdroj Dolánky; Projektová dokumentace ke stavbě silnice E65, 2001, Vodní zdroje, Praha
- Dingman, S.L.(1994): Physical hydrology, Macmillan College Publishing Company, 575 s., USA
- Dub, O., Němec, J., a kol. (1969): Hydrologie 378p SNTL Brno
- Fridrich, J. (1982): Středopaleolitické osídlení Čech. (s. 108-110), Praha.
- Genty D., Deflandre G., 1(998): Drip flow variations under a stalactite of the Père Noël cave, Belgium. Evidence of seasonal variations and air pressure constraints. J. Hydrol. 211, 208–232.

- Guam H., Love A. J., Simmons C. T., Hutson J. a Ding Z. (2010): Catchment conceptualisation for examining applicability of chloride mass balance method in an area with historical forest clearance.- *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 1233-1245.
- Hjelm O., Johansson M. B., Oberg-Asplund G. (1995): Organically bound halogens in coniferous forest soil.-*Chemosphere* 30, 12, 2353-2364.
- Kaas A., Valečka J., Nakládal V., Herčík F. (1987): Hydrogeologická syntéza české křídové pánve, Bilanční celek 2, oddíl geologie, s.18-24, Praha
- Krásný J., Kněžek M., Šubová A., Daňková H., Matuška M., Hanzel V. (1982): Mapa odtoku podzemní vody ČSSR. – Český hydrometeorologický ústav, Praha 52str.
- Kůhn, P. (2006): Geologické zajímavosti Libereckého kraje, Liberecký kraj 2006, s. 20. Liberec
- Laterns F. a Matucha M. (2008): Chloride - a precursor in the formation of volatile organochlorides by forest plants? *Journal of Environmental Radioactivity* 99, 119-125.
- Macák P. (1956): Hydrogeologické poměry na Drábovně u Malé Skály. – 1-38. Diplomová práce PřFUK. Praha.
- Mackovčín P., Sedláček M. a Kuncová J. (2002): Chráněná území ČR - Liberecko, Svazek III. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, Praha, 331 s.
- Maloszewski P. (1996): LP models for the interpretation of environmental tracer data. In: *Manual On Mathematical Models in Isotope Hydrology, IAEA-TECDOC 910.* Viena. Austria 9-58.
- Matucha M., Clarke N., Lachmanová Z., Forczek S.T., Fuksová K., Gryndler M. (2010): *Plant soil environment* 56, 8, 357-367.
- Mertlík J., Horáček D. (2011):Kříženec Beskyd a Týnčanského krasu severně od Turnova – jeskyně pod Chlévištěm. *Speleofórum* 2011, 30: 35–39. Praha
- Oberg G. M. (2003): The Biochemistry of Chlorine in Soil.-*The Handbook of Environmental Chemistry* 3, 43-62
- Pannatier E., Walthert L., Laser P. (2004): Solution chemistry in acid forest soils: Are the BC: Al ratios as critical as expected in Switzerland? *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 2004; 167 (2):160-168.
- Patzelt Z. (2007): Groundwater chemistry of the Bohemian Switzerland National Park (Czech Republic). In: Härtel H, Cílek V, Herben T, Jackson A, Williams R (eds.): *Sandstone Landscapes. Administration of the Bohemian Switzerland National Park and Academia, Prague, s. 93-96*
- Peša, V. (2006): Využívání skalních dutin v Českém ráji v mladší době bronzové až halštatské. In: Navrátil, I. – Šoltysová, L. (eds.): *50 let CHKO Český ráj (Z Českého ráje a Podkrkonoší – supplementum 11), s.:107-120, Turnov*

- Petrů (1978): Závěrečné vyhodnocení vodního zdroje J2 na lokalitě Jenišovice. Agroprojekt Liberec. Geofond V78963
- Schulze E. D. (1989): Air Pollution and Forest Decline in a Spruce (*Picea abies*) ForestScience 244, 776-783
- Stejskal V. (2011): Střední doba zdržení vody v nenasycené zóně pískovců. Bakalářská práce PřF UK. 45 str
- Šeda, S. (1987): Turnov – Nudvojovice (závěrečná zpráva), Vodní zdroje, n.p. Praha, závod 02 Bylany, 1987, Chrudim
- Tanaka J., Nishimura K., Akaboshi M., Marsubara T., Katayama Y. (1997): Element content in a number a plant leaves and accumulation of some elements in typical plant species: A case study of Okayama Prefecture. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry 217, 1 65-70.
- Vařilová Z., Navrátil T., Dobešová I. (2011): Recent Atmospheric Deposition and its Effects on Sandstone Cliffs in Bohemian Switzerland National Park, Czech Republic. Water, Air, & Soil Pollution (2011), pp. 1-14. doi:10.1007/s11270-010-0739-8
- Vítek, J. (1981): Morfogenetická typizace pseudokrasu v Československu. Sborník ČSZ, roč. 81, č.3, sv. 86, s.: 153 – 165.
- Vítek J. (1987): Pseudokrasové tvary v pískovcích Klokočských skal. – Československý kras, 38: 71–85. Praha
- Walker G.R., Jolley I. D., a Cppk P.G. (1991): A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. Journal of Hydrology 128, 49-67.
- White P. J. a Broadley M. R. (2001): Chloride in Soils and its Uptake and Movement within the plant: A Review. Anals of Botany 88, 967-988.
- Xu G., Magenm H., Tarchitzky J. a Kafkani U. (2000): Advances in chloride nutrition of plants. Advances in Agronomy 68.97-149