

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Aplikovaná Geologie



Bc. Alžběta Studencová

**Porovnání hydraulických vlastností kavernózně zvětralých
hornin do tvarů tafoni a voštin**

**Comparison of hydraulic characteristics of cavernous
weathering rocks forming tafoni and honeycombs**

Diplomová práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2017

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně a uvedla jsem všechny použité prameny a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

Poděkování

Děkuji svému školiteli doc. Jiřímu Bruthansovi za vedení diplomové práce, dále Martinu Slavíkovi a Tomáši Weissovi za odborné konzultace a pomoc při laboratorních měřeních. Tento výzkum byl podpořen grantovou agenturou ČR (16-19459S).

Abstrakt

Formy kavernózního zvětrávání – tafoni a voštiny – patří k dlouhodobě zkoumaným a diskutovaným jevům v geologických disciplínách. Příčinou rozdílu mezi centimetrovými voštinami a až několikametrovými tafoni se však ještě nikdo důkladně nezabýval. V rámci mé diplomové práce se zaměřuji na porovnávání hydraulických vlastností hornin s vyvinutými voštinami a tafoni. Výzkum se skládal z terénních měření (měření sacích tlaků a kapilární nasákavosti pomocí Karsten tube) a laboratorních měření na vzorcích tafoni a voštin (měření retenčních křivek, kapilární nasákavosti, rychlosti difuze vodních par a nasycené hydraulické vodivosti). Zkoumala jsem voštiny z různých lokalit v české křídové pánvi a tafoni z karbonských arkóz u Kralup nad Vltavou, kambrických pískovců z Jordánské Petry a tufů z pohoří Crystal Peak v Utahu. Z provedených měření vyplynulo, že hodnoty sacích tlaků uvnitř tafoni jsou daleko vyšší než uvnitř voštin. Tento poznatek koresponduje s rozdílnými retenčními křivkami (strmější retenční křivka pro voštinové křemenné pískovce než pro jemnozrnné arkózovité pískovce až arkózy s vyvinutými tafoni). Další část výzkumu se soustředila na porovnávání vlastností hydrofobních krust, které se vytváří na površích hornin s tafoni i voštinami. Hydrofobní účinky se nejvíce projeví snížením kapilární nasákavosti vzorku. Zjistila jsem, že účinné hydrofobní krusty vznikají především vně tafoni, zatímco u voštin byly extrémně účinné krusty snižující kapilární nasákavost na méně než 1% původní rychlosti nalezeny jak vně, tak uvnitř důlků. Rozdílnými retenčními křivkami nebo vyvinutím silných krust omezujících další zvětrávání jsem se pokusila vysvětlit rozdíly ve velikosti tafoni a voštin. Pro potvrzení uvedených hypotéz bude potřeba další komplexnější studium.

Abstract

Forms of cavernous weathering - tafoni and honeycombs - belong to long-term investigated and discussed phenomena in geology. The reason for the difference in size between few centimetres-long honeycombs and the several-metres-long tafoni has not been yet studied. In my master thesis I compared the hydraulic properties of rocks with developed honeycombs and tafoni. The research consists of field measurements (measurement of suction pressures and capillary water absorption using Karsten tube) and laboratory measurements on tafoni and honeycomb samples (retention curve measurement, capillary water absorption, water vapour diffusion rate and saturated hydraulic conductivity). I have been studying honeycombs from various sites in the Bohemian Cretaceous Basin and tafoni from three different sites: Carbon Arkoses near Kralupy nad Vltavou, Cambrian Sandstone in Petra (Jordan) and Tunnel Spring Tuff in Crystal Peak (Utah). The measurements showed that values of suction pressure are far higher inside tafoni than inside honeycombs. This observation corresponds to different retention curves of studied rocks: steeper retention curve for honeycomb's quartz sandstone than for fine-grained arkosic sandstones to arkoses with tafoni. In the other part of my research I have compared the properties of hydrophobic crusts that are forming on rock surfaces with both tafoni and honeycombs. Hydrophobic effects were significant mainly by reducing the capillary water absorption of the sample. I have found that effective hydrophobic crusts is forming primarily outside the tafoni, whereas in both inside and outside of honeycombs. (In the pits of honeycombs I have found some extremely effective crusts reducing capillary absorption to less than 1% of the original rate inside the rock). Finally I tried to explain differences in the size of tafoni and honeycombs by the differences in retention curves or by developing strong crusts limiting further weathering. More complex study will be required to confirm these hypotheses.

Obsah

1	Úvod	4
1.1	Současné teorie pro vznik a vývoj tafoni a voštin	4
1.2	Přehled terénních a laboratorních měření prováděných na tafoni a voštinách	5
1.2.1	Mechanické a hydraulické vlastnosti tafoni, voštin a jejich okolí	5
1.3	Cíle práce	6
2	Hydraulické vlastnosti hornin a jejich vliv na zvětrávání skalního povrchu	7
2.1	Retenční křivky	9
2.1.1	Metody měření retenčních křivek	11
2.2	Kapilární nasákavost	12
2.3	Difuze vodní páry	14
2.4	Hydrofobní účinky krust na povrchu hornin	16
3	Zkoumané lokality	18
3.1	Tafoni	19
3.1.1	Kr1 a Kr2: Dvořákova stezka, Kralupy nad Vltavou	19
3.1.2	Jor1 a Jor2: Petra (Jordánsko)	20
3.1.3	CP – Crystal Peak, Utah (USA)	20
3.1.4	Hel – Helper, Utah (USA)	21
3.2	Voštiny	21
3.2.1	Český ráj, okolí Mladějova	21
3.2.2	Český ráj, Příhradzské skály a okolí	22
3.2.3	Kokořínsko	23
4	Metodika	23
4.1	Terénní měření	23
4.1.1	Měření výparu z volné hladiny	23
4.1.2	Měření hloubky výparové fronty pod povrchem	23
4.1.3	Měření sacích tlaků	24
4.1.4	Měření kapilární nasákavosti pomocí Karsten Tube	25
4.1.5	Měření teploty a relativní vlhkosti na lokalitách Kr2 a Čr1	25
4.2	Laboratorní měření	26
4.2.1	Měření objemové hmotnosti a výpočet pórovitosti	26
4.2.2	Měření retenčních křivek	26
4.2.3	Měření nasycené hydraulické vodivosti	28
4.2.4	Měření kapilární nasákavosti	28

4.2.5	Měření propustnosti pro vodní páru	31
5	Výsledky	4
5.1	Vlhkost, sací tlak a retenční křivky povrchů tafoni a voštin	33
5.1.1	Porovnání klimatických poměrů na lokalitách Kr2 a Čr1	33
5.1.2	Výsledky terénních měření u Kralup nad Vltavou.....	35
5.1.3	Porovnání měření sacích tlaků u tafoni a voštin.....	38
5.1.4	Retenční křivky pro zkoumané lokality.....	40
5.1.5	Vlhkost studovaných lokalit	44
5.2	Hydraulické vlastnosti zpevněného povrchu tafoni a voštin	44
5.2.1	Naměřené charakteristiky zkoumaných lokalit	44
5.2.2	Vztahy mezi měřenými veličinami.....	47
5.2.3	Porovnání vlastností krusty uvnitř a vně tafoni a voštin.....	49
6	Diskuze.....	53
6.1	Rozdíly ve vlhkosti na profilu tafone.....	53
6.2	Retenční křivky.....	53
6.3	Hydraulické vlastnosti zpevněného povrchu hornin.....	53
6.4	Omezení vyplývající z použité metodiky	54
7	Závěr	54
8	Literatura	56

Seznam nejpoužívanějších symbolů

veličina	jednotka	název
t	s	čas
T	°C	teplota
RH	%	relativní vlhkost vzduchu
p	Pa	tlak, sací tlak
p_p	Pa	parciální tlak vodní páry
h	m	výška, tlaková výška
h_c	m	výška vody v kapiláře
r	m	poloměr
V	m ³	objem
ρ	kg/m ³	objemová hmotnost (hustota)
n	%	porozita
θ	%	vlhkost (objemová)
θ_r, θ_s	%	reziduální a saturovaná vlhkost
α, m, n	-	další parametry retenční křivky
K	m/s	hydraulická vodivost
S	m/ \sqrt{s}	sorptivita
w	kg/m ² / $\sqrt{\text{hod}}$	kapilární nasákavost
$T_{20}, T_{50}, T_{80-50}$	g/m ² /s	rychlost kapilárního nasákávání
X_{20}, X_{50}	%	poměry mezi nasákavostí přes krustu a přes podloží
δ	s	součinitel difúzní vodivosti
D_v	m ² /s	součinitel difuze vodní páry
μ	-	faktor difúzního odporu

1 Úvod

Poprvé termín tafoni (singular = tafone) použil J. Bourcart v roce 1930 při popisu vertikálních kaveren sférického tvaru v granitických horninách na Korsice. Dnes se v širším slova smyslu pojem tafoni používá pro dutiny ve skalních stěnách, které jsou produktem kavernózního zvětrávání hornin. Termín není standardizován, takže se v literatuře setkáváme s pojmy alveoli, voštiny (honeycombs), kaverny, jamky (pits), dutinky (hollows) a tafoni pro velmi podobné útvary. Od 80. let 20. století převládá pojem tafoni (Groom a kol. 2015). Ačkoliv se někteří vědci slovo tafoni používají pro všechny typy zmiňovaných kaveren a připadá jim nesmyslné útvary nějak terminologicky odlišovat (Groom a kol. 2005), v řadě publikací převládá rozdělení na základě velikosti. Menší dutinky o rozměrech v řádu centimetrů se nazývají alveoli nebo honeycombs (česky voštiny), velké dutiny o rozměrech v řádu metrů se pak nazývají tafoni (McBride a Picard 2000, André a Hall 2005, Alvarez 2007, Twidale a Bourne 2008).

McBride a Picard (2000) vysvětlují rozdíl mezi voštinami a tafoni následovně. Voštiny jsou centimetrové až decimetrové jamky kruhového až protáhlého tvaru oddělené dobře vyvinutými přepážkami – hřbítky. Obvykle se vyskytují ve shlucích na mnoha čtverečních metrech skalní stěny. Nejčastěji se formují v pískovcích. Tafoni jsou oproti tomu výklenky metrových rozměrů protažené do převisů (vizorů), které chrání prohlubně proti dešti. Vyskytují se jak samostatně tak ve shlucích v různých typech hornin, nejčastěji v granitech a v pyroklastikách, ale i v pískovcích a dalších horninách.

S voštinami a tafoni se nejčastěji setkáváme v pouštních, polopouštních a pobřežních oblastech, ale byly popsány ve všech klimatických pásech na Zemi včetně vlhkých oblastí (Mustoe 1982).

V této diplomové práci označuji pojmem voština dutinky o velikosti v řádu centimetrů až prvních decimetrů. Mají nepravidelný tvar a jsou oddělené dobře vyvinutými hřbítky. Dešťová voda se dostává i dovnitř dutin. Termínem tafoni označuji dutiny o velikosti v řádu decimetrů až několika metrů, které mají vyvinuté převislé vizory. Dešťová voda stéká po vizoru a dovnitř dutin se nedostává. Termín kavernózní zvětrávání pak zahrnuje oba tyto tvary.

1.1 Současné teorie pro vznik a vývoj tafoni a voštin

Existuje mnoho teorií vysvětlujících procesy vzniku a růstu tafoni a voštin. Někteří autoři se snaží vysvětlit původ dutin změnami v rychlosti větru (Rodriguez-Navarro a kol. 1999), jiní tepelným namáháním v důsledku extrémních teplotních rozdílů (Hall a André, 2006) nebo častěji solným zvětráváním (Mustoe 1980, Brandmeier a kol. 2011). Protože zvětrávání horniny probíhá selektivně (na některých místech vznikají dutinky, které se dále prohlubují), musí existovat mechanismus, který prohlubování dutin řídí. Mezi nejrozšířenější teorie patří jednak hydraulická hypotéza pracující s rozdíly ve vlhkosti a pozici výparové fronty v hornině (Huining a kol. 2004) a dále hypotéza tzv. case hardening představující vznik pár cm mocné vrstvy na povrchu tafoni o větší tvrdosti a odolnosti proti zvětrávání (Conca a Rossman, 1982). Mellor a kol. (1997) sice zjistili přítomnost zpevněné krusty (case hardening) na vizoru a vnějším povrchu tafone, zatímco změkčení a navětrání povrchu (core softening) na stěnách a stropech tafoni, za řídicí proces při prohlubování dutiny však považují rozdíly ve vlhkosti uvnitř a vně tafoni. Huining a kol. (2004) navrhli matematický model růstu tafoni. Model je založený na vysušování horniny a krystalizaci solí. Klíčovým parametrem je délka klimatického cyklu. Pokud dochází k rychlému střídání vlhkých a suchých období, doba vysychání je příliš krátká a

výparová fronta neztratí kontakt s povrchem skály. Sůl krystalizuje na výčnělcích skály, což vede k jejich zvětrávání a k vyhlazování povrchu. Pokud je naopak doba vysychání dostatečně dlouhá, všechny výčnělky vyschnou a voda se udržuje v kontaktu s povrchem pouze v dutinkách – v místech s nejnižším výparem, kde krystalizují soli a jamky se prohlubují. Bruthans a kol. (2017, v přípravě) tento model úspěšně ověřili prostřednictvím terénních měření a fyzikálních experimentů na vzorcích voštin z české křídové pánve.

1.2 Přehled terénních a laboratorních měření prováděných na tafoni a voštinách

Pro detailní porozumění procesu vzniku a vývoje kavernózního zvětrání je nutné podstoupit podrobný terénní a laboratorní výzkum jejich vlastností. V existujících studiích je největší pozornost soustředěna na morfologický popis tvarů voštin a tafone.

Měřením rozměrů tafoni – výšky, šířky a hloubky se zabývali například: Mellor a kol. (1996), Matsukura a Tanaka (2000), McBride a Picard (2000 a 2004), André a Hall (2005), Strini a kol. (2008), Brandmeier a kol. (2011), Modianaki a kol. (2011). Kromě popisu geometrie tafone se autoři zabývají i popisem dalších viditelných jevů, zejména pak přítomností převislého vizoru, odlupování skalní kůry, přítomností solných výkvětů a lišejníků (Mellor a kol. 1996, André a Hall 2005, Brandmeier a kol. 2011, Modianaki a kol. 2011). Detailním mikroskopickým popisem horninového materiálu tafoni a voštin se zabývali například Mellor a kol. (1996), McBride a Picard (2004), Brandmeier a kol. (2011) a Modianaki a kol. (2011).

Některé výzkumy se zabývají popisem mikroklimatu tafoni nebo voštin – dlouhodobým měřením teploty (Hall a André 2006, Strini a kol. 2008, Brandmeier a kol. 2011, Mol a Viles 2012, Mol 2013) a relativní vlhkosti vzduchu (Hall a André 2006, Brandmeier a kol. 2011) pomocí dataloggerů, případně měřením rychlosti větru (Strini a kol. 2008).

Řada autorů se snaží kvantifikovat odolnost proti zvětrávání tafoni. Mellor a kol. (1996), Matsukura a Tanaka (2000), Viles a Goudie (2003) a Roqué a kol. (2013) stanovovali pomocí měření pevnosti v tlaku Schmidtovým kladivem stupeň zvětrání hornin v různých částech tafone nebo voštin, Mol a Viles (2012) a Mol (2013) použili místo Schmidtova kladiva menší a citlivější Equotip.

V laboratoři někteří autoři stanovovali zrnitost materiálů (Mellor a kol. 1996, André a Hall 2005), a prováděli chemické nebo mineralogické analýzy odebraných vzorků (Mustoe 1982, Mellor a kol. 1996, McBride a Picard 2000 a 2004, Viles a Goudie 2003, Brandmeier a kol. 2011). Souza-Egipsy a kol. (2004) provedl laboratorní výzkum hlavních biologických komponent krusty na povrchu tafoni. Brandmeier a kol. (2011) se pokusili stanovit stáří povrchů tafoni pomocí kosmogenních izotopů beryllia.

1.2.1 Mechanické a hydraulické vlastnosti tafoni, voštin a jejich okolí

Ačkoliv se mnoho výzkumů zabývá popisem tvarů tafoni a voštin, jen několik málo studií se zabývá měřením mechanických a hydraulických vlastností, které by mohli podpořit či vyvrátit teorie jejich vzniku a vývoje – hydraulickou hypotézu nebo hypotézu tzv. case hardening. V této kapitole uvádím závěry studií, které se věnovaly měření mechanických a hydraulických vlastností (především pevnosti a vlhkosti horniny) na tafoni a voštinách a v jejich nejbližším okolí.

Mellor a kol. (1996) se zabývali tafoni ve vápencích v Andalusii v jižním Španělsku, Viles a Goudie 2003) zkoumali tafoni na pískovcích v Al-Quwayra v Jordánsku. Obě studie uvádějí, že na základě hodnot naměřených Schmidtovým kladivem, je pevnost vizoru tafone mírně vyšší než pevnost prohlubně. Roqué a kol. (2013) měřili pevnost granitu Schmidtovým kladivem na profilu tafone v severovýchodním Španělsku, rozdíl v pevnosti horniny uvnitř a vně tafone nenalezli. Matsukura a Tanaka (2000) zkoumali tafoni v Korejském granitu a zjišťovali rozdíl ve vlhkosti (naměřené kapesním vlhkoměrem JE100) a pevnosti horniny (naměřené Schmidtovým kladivem) v prohlubni tafone, na vizoru tafone a na vertikální stěně bez tafone. Provedli dva sady měření (po suchém a mokřím období) a jasně ukazují, že prohlubeň tafone je vlhčí než okolí. Rozdíly v pevnosti horniny se jim dokázat nepodařilo. McBride a Picard (2004) se zabývali výzkumem voštin na Toskánském pobřeží v Itálii. Na odebraných vzorcích ze stěn a důlků voštin měřili porositu a permeabilitu pro vzduch. Prokazatelný rozdíl mezi důlky, stěnami voštin a okolím v porositě ani v permeabilitě však nenalezli. Mol (2013) se zabývá výzkumem tafoni na pískovcích v jižní Africe. Z geofyzikálních měření metodou ERT na profilech tafoni vyplývá, že prohlubeň tafoni má nižší elektrické odpory než její okraj. Nižší odpory mohou být způsobeny zvětralým povrchem nebo zvýšenou vlhkostí v prohlubních tafoni. Podle doplňkových měření vlhkosti Protimetrem a pevnosti horniny Equotipem mohou být snížené odpory způsobené oběma faktory, přičemž vliv zvětralého/zpevněného povrchu je v této studii prezentován jako hlavní. Bruthans a kol. (2017, v přípravě) se zabývají voštinami v pískovcích české křídové pánve. Jako charakteristiky pevnosti povrchu horniny měřili pevnost v tahu (odtrhová měření) a odpor vůči vrtání (drilling resistance). Pro zjištění vlhkosti hornin měřili hloubku výparové fronty pomocí aplikace fluoresceinu a sací tlak pomocí tenzometrů T5x. Rozdíl v pevnosti horniny na hřebítku a v důlku voštiny nebyl prokázán. Zato prokazatelný rozdíl byl zjištěn v hloubce výparové fronty pod povrchem a v sacím tlaku. Výparová fronta se nachází blíže pod povrchem důlku než hřebítku voštiny a tlaky naměřené na hřebíčcích voštiny dosahují více záporných hodnot než tlaky v důlcích. Důlky voštin jsou tedy vlhčí než hřebítky.

Z uvedených studií vyplývá, že povrch prohlubně tafone má ve srovnání s povrchem vizoru tafone obvykle menší pevnost (Mellor a kol. 1996, Viles a Goudie 2003, Mol 2013) a větší vlhkost (Matsukura a Tanaka 2000, Mol 2013). Důlek voštiny má také v porovnání s hřebítkem voštiny vyšší vlhkost (Svobodová 2015, Bruthans a kol. 2017, v přípravě).

1.3 Cíle práce

McBride a Picard (2000) rozlišili voštiny a tafoni na základě velikosti a přítomnosti převislého vizoru, který chrání prohlubeň tafone proti dešti. Nevyřešenou otázkou zůstává, proč se v některých horninách vytváří pouze malé voštiny, zatímco jinde vznikají tafoni řádově větších rozměrů. Současné teorie pro růst tafoni – hydraulická hypotéza nebo case hardening – rozdíly v rozměrech dutin nevysvětlují. Bruthans a kol. (2017, v přípravě) ověřili na voštinách z české křídové pánve matematický model růstu tafoni Huininka a kol. (2004). Zároveň Mellor a kol. (1996), Viles a Goudie (2003) a Mol (2013) ověřili přítomnost zpevňování skalní kůry (case hardening) na vizoru tafoni. Studium hydraulických vlastností skalní kůry na povrchu voštin a tafoni a vlhkostního potenciálu v jejich mateřských horninách může přispět k objasnění vývoje rozdílných forem kavernozního zvětrávání. Měřeními a porovnáváním hydraulických vlastností horniny zvětralých do forem tafoni a voštin se podle dostupných informací ještě nikdo nezabýval.

Cílem mé diplomové práce bylo:

- a) Změřit hydraulické vlastnosti – zejména retenční křivky, rychlost kapilárního nasákávání a faktor difúzního odporu – na vzorcích tafoni a voštin
- b) Zjistit, zda je rozdíl v hydraulických vlastnostech mezi materiály s vyvinutými voštinami a materiály s vyvinutými tafoni
- c) Formulovat možné příčiny, proč se tafoni a voštiny velikostně liší

2 Hydraulické vlastnosti hornin a jejich vliv na zvětrávání skalního povrchu

Ze studií zmiňovaných v kapitole 1 vyplývá, že transport vody v přípovrchové nenasycené zóně hornin je klíčovým parametrem ovlivňující zvětrávání skalního povrchu. V této kapitole se zabývám fyzikálními principy pohybu vody v nenasycené zóně, základními hydraulickými charakteristikami hornin a metodami pro jejich stanovení.

V nenasycené zóně se v pórech vyskytuje současně kapalná i plynná fáze. Objemová vlhkost (θ) udává objem vody ku celkovému objemu pórů. Voda se v nenasycené zóně udržuje zejména díky kapilárním a adsorpčním procesům.

Kapilární tlak je definován Young-Laplacovou rovnicí:

$$P = -\frac{2\gamma}{R} \quad (1)$$

kde γ je povrchové napětí a R je poloměr křivosti kapilárního menisku. Kapilární tlak nabývá záporných hodnot, protože má opačný směr než gravitační tlak. Pro rozhraní každé pevné fáze a kapaliny existuje charakteristický kontaktní úhel φ , tak že $R = r/\cos \varphi$, kde r je poloměr kapiláry. Výška vody v kapiláře je tedy definována:

$$h_c = -\frac{2\gamma \cos\varphi}{\rho g r} \quad (2)$$

Výška vody v kapiláře (h_c) udává pro porézní prostředí limitní výšku nad hladinou podzemní vody, kam může vystoupit kapilární voda v trubicovitém póru o daném poloměru. Proto čím výše se nacházíme nad hladinou podzemní vody, tím se kapilární voda udržuje stále v menších a menších pórech.

Tlaková výška (h) v nenasycené zóně udává potenciální energii kapilární vody a nabývá záporných hodnot. Sací tlak (p) je inverzní hodnota kapilárního tlaku a udává, o kolik je snížen tlak vody v pórech oproti atmosférickému tlaku. Vstupní hodnota vzduchu udává tlak, za kterého se do pórů o dané velikosti dostane vzduch a odpovídá tedy hodnotě h_c . Kapilární procesy se uplatňují nad hladinou podzemní vody do tlakových výšek odpovídajících h_c nejužších pórů. Za vysokých sacích tlaků pak začínají převažovat adsorpční procesy.

Adsorpční procesy zahrnují hydrataci kationtů, hydrataci vnitřních vrstev (u expanzivních jíílů) a hydrataci povrchu částic (Lu 2016). V neexpanzivních zeminách a horninách je nejvýznamnějším adsorpčním procesem hydratace na povrchu zrn způsobená London – van der Waalsovými silami (Tindall a kol. 1999). Na povrchu zrn se vytváří tenký pohyblivý povlak vody.

Tzv. matric potential je pak výslednicí kapilárních i adsorpčních procesů (Tindall a kol 1999). V rozšířeném slova smyslu tedy tlaková výška (h) udává potenciální energii kapilární i absorbované vody.

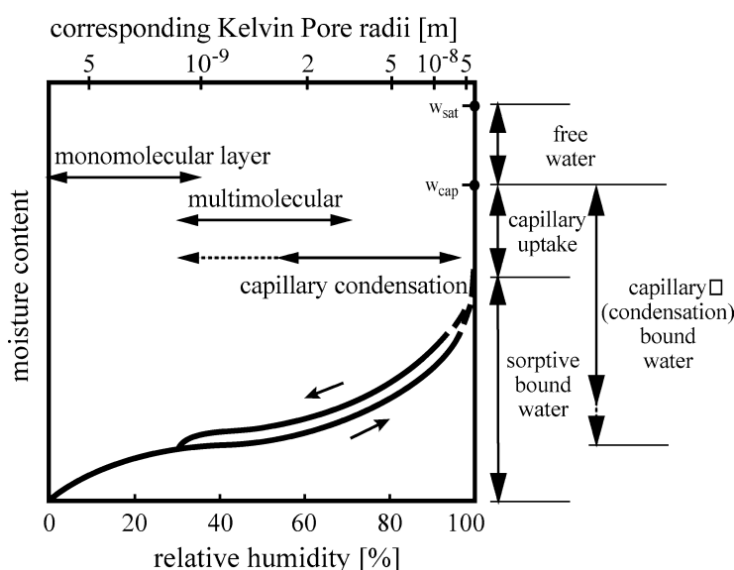
Vztah objemové vlhkosti horniny a tlakové výšky udává retenční křivka, která je charakteristická pro každý typ horniny. Retenční křivka je definovaná za ustáleného proudění při stálé vlhkosti vzduchu. Detailněji se retenčním křivkám budu věnovat v kapitole 2.1.

Vlhkost v přípovrchové vrstvě horniny se dostává do rovnováhy s relativní vlhkostí vzduchu (RH) a (Siegesmund a Dürrast 2011). Adsorpci vody vysušenou horninou popisuje adsorpční izoterma (obrázek 1). Hornina vodu nejprve adsorbuje na molekulární úrovni, od cca 30 – 50% RH (Siegesmund a Dürrast 2011) začíná kapilární kondenzace, která vyplní nejužší štěrbin, následovaná povrchovou difuzí adsorbované vody v pórech. Při hodnotě cca 90 – 99% RH (Krus a Kiessl 1998) adsorpční izoterma vykazuje velmi strmý nárůst vlhkosti související s kapilárním zaplňováním pórů (obrázek 1). Podle měření uvedených v článku Franzen a Mirwald (2004) začíná kapilární vztlínání (capillary uptake) u pískovců přibližně mezi 0,5% a 2% hmotnostní vlhkosti a pokračuje až do kapilárního nasycení při 100% RH.

Stejně jako v saturované zóně charakterizované Darcyho zákonem, i v nesaturované zóně platí, že rychlost proudění podzemní vody je přímo úměrná hydraulické vodivosti a gradientu hydraulické výšky. Hydraulická vodivost je zde ale závislá na vlhkosti prostředí a zároveň na tlakové výšce – při vysušování prostředí prudce klesá hydraulická vodivost. Proudění podzemní vody v nenasyčené zóně popisuje Richardsova rovnice (1931). Pro 3D proudění ji můžeme zapsat ve tvaru:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (3)$$

kde h je tlaková výška, $K(h)$ je nenasyčená hydraulická vodivost.



Obrázek 1: Typická adsorpční izoterma pro porézní materiál (podle Kiessl, 1983)

2.1 Retenční křivky

Retenční křivka udává vztah vlhkosti horniny na sacím tlaku (tlakové výšce), předpokládá tedy existenci spojitě kapilární cesty v pórech. Protože však kapilární i adsorpční procesy mohou probíhat současně – zatímco malé póry jsou ještě kapilárně propojeny, ve větších již zůstává jen tenký povlak adsorbované vody, je retenční křivka výslednicí obou procesů. Přesný matematický popis retenční křivky je proto velmi obtížné stanovit. V praxi se používají různé empirické vztahy, z nichž nejužívanější je van Genuchtenova rovnice (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m}, \quad (4)$$

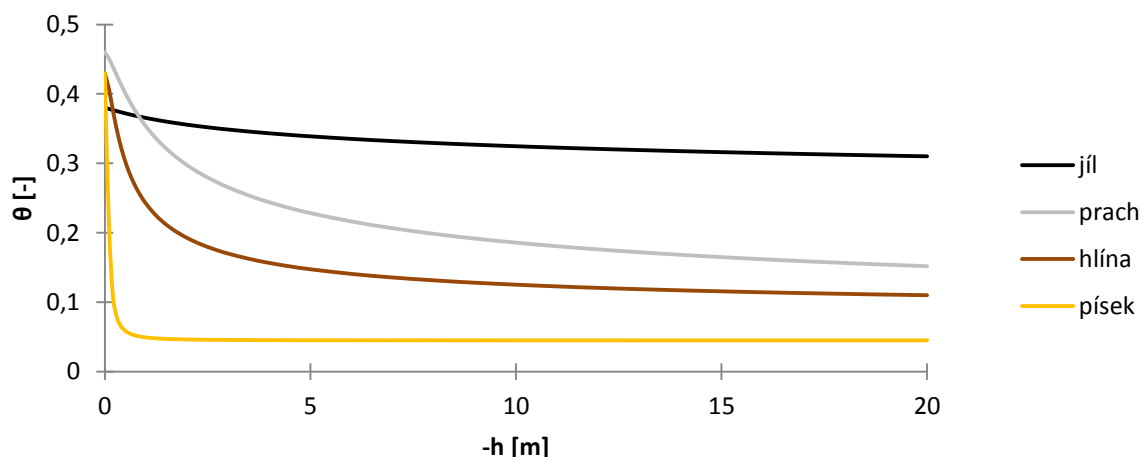
kde θ je objemová vlhkost horniny, θ_r a θ_s jsou reziduální a nasycená vlhkost, h je tlaková výška (zde bereme kladnou hodnotu) a α , m a n jsou empirické konstanty. Fyzikální význam konstant α , m a n není jasně definován a v praxi se používají jako fitovací parametry modelu. S využitím Mualemova modelu (1976) je:

$$m = 1 - \frac{1}{n}. \quad (5)$$

Carsel a Parrish (1988) vytvořili na základě velkého množství měření přehled typických parametrů retenční křivky pro různé typy půd. V tabulce 1 uvádím hodnoty pro čtyři základní typy zemin. Tyto hodnoty jsem použila, když jsem porovnávala stanovené retenční křivky s typickými hodnotami pro písek, prach a jíl. Obrázek 2 pak ukazuje retenční křivky těchto zemin. Čím je zemina jemnozrnější, tím více vody se v ní za vysokých sacích tlaků udržuje.

Tabulka 1: Typické hodnoty parametrů retenční křivky pro vybrané zeminy podle Carsel a Parrish (1988)

	θ_r [-]	θ_s [-]	α [1/m]	n [-]	K_s [m/s]
Písek	0,045	0,43	14,5	2,68	$8,25 \times 10^{-5}$
Hlína	0,078	0,43	3,6	1,56	$2,89 \times 10^{-6}$
Prach	0,034	0,46	1,6	1,37	$6,94 \times 10^{-7}$
Jíl	0,068	0,38	0,8	1,09	$5,56 \times 10^{-7}$



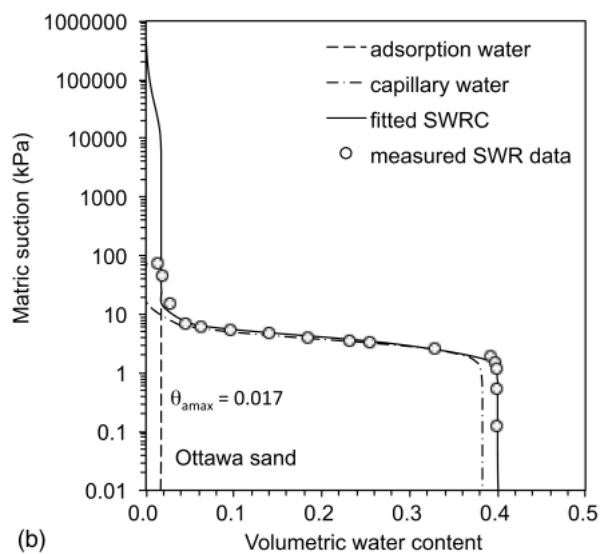
Obrázek 2 Retenční křivky podle modelu van Genuchten – Mualem a typických hodnot parametrů pro vybrané zeminy podle Carsel a Parrish (1988)

Pro výpočet nenasyčené hydraulické vodivosti ze známé retenční křivky bylo odvozeno mnoho empirických vztahů, z nichž nejpoužívanější je Mualemův. Zde uvádím přepracovanou verzi pro hydraulickou vodivost K v závislosti na tlakové výšce h podle Van Genuchtena (1980):

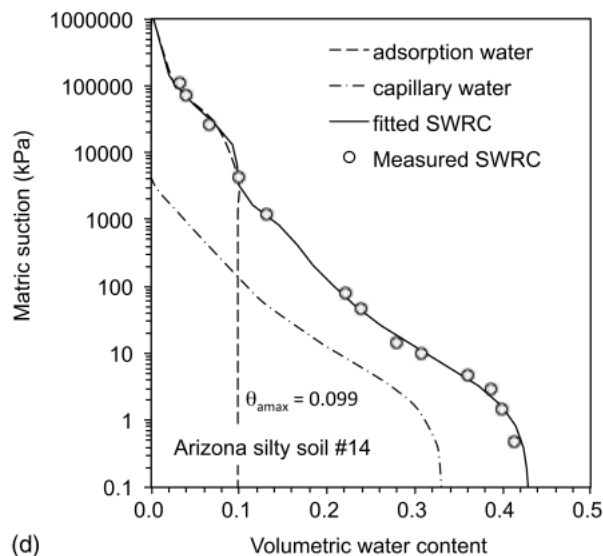
$$K(h) = K_s \frac{\{1 - (\alpha h)^{n-1} [1 + (\alpha h)^n]^{-m}\}^2}{[1 + (\alpha h)^n]^{\frac{m}{2}}}, \quad (6)$$

kde K_s je nasycená hydraulická vodivost, α , m a n jsou empirické konstanty. Zde je $m = 1 - \frac{1}{n}$.

O fyzikální popis tvaru retenční křivky vycházející se součtu kapilárních a adsorpčních procesů se pokoušeli například Tuller a kol. (1999), Revil a Lu (2013) nebo Lu (2016). Tuller a kol. (1999) počítají s idealizovanou geometrií pórů – předpokládají hranaté póry. Revil a Lu (2013) upřesňují Van Genuchtenovu rovnici tak, že na místo reziduální vlhkosti dosazují adsorbovanou vlhkost $\theta_a(h)$. Adsorbovaná vlhkost je v článku Lu (2016) definována pomocí Freundlichovy adsorpční izotermy a Kelvinovy rovnice. Retenční křivka je pak v tomto modelu definována pomocí sedmi fyzikálních parametrů. Obrázky 3 a 4 ukazují retenční křivku ottawského písku a arizonské prachovité půdy s rozlišením adsorpčních a kapilárních procesů. Je vidět, že s přibývajícím množstvím jemnozrnných částic hrají adsorpční procesy větší roli.



Obrázek 3: Retenční křivka ottavského písku. Naměřená data v porovnání s modelem podle Lu (2016).



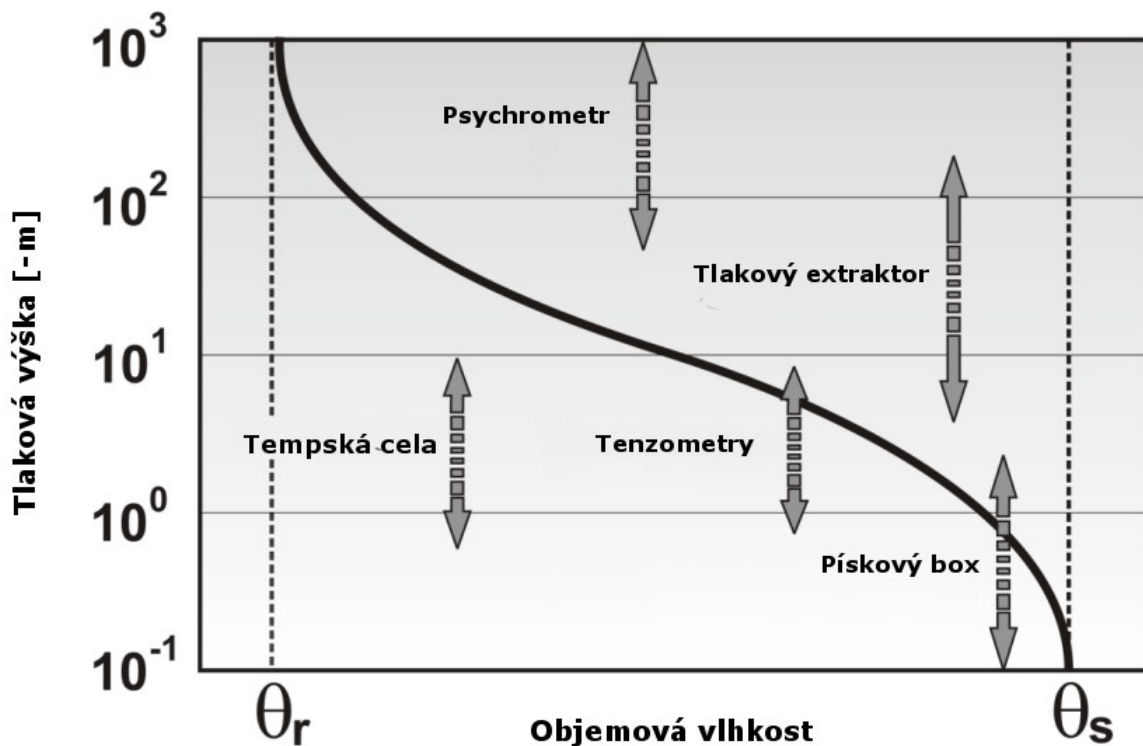
Obrázek 4: Retenční křivka arizonské prachovité půdy. Naměřená data v porovnání s modelem podle Lu (2016).

2.1.1 Metody měření retenčních křivek

Pro měření retenční křivky je zapotřebí získat vždy dvojice tlakových a vlhkostních měření. Existují metody pro terénní a laboratorní měření. Při terénních měřeních se používají tenzometry pro stanovení sacího tlaku a přístroj TDR (pulzní reflektometrie) nebo neutronové sondy pro stanovení vlhkosti (Tuller a Or 2003). Laboratorní metody se dělí na podtlakové a přetlakové. Rozhodujícím faktorem při výběru metody je její tlakový rozsah (obrázek 5) Mezi podtlakové metody patří kolonový experiment se vzorkem na porézní desce nebo pískový box (pískový tank). Uspořádání sacího experimentu (suction table apparatus) popisují například Romano a kol. (2002). Těmito metodami lze změřit retenční křivku jen do tlakové výšky jednotek metrů. Tzv. tempská cela kombinuje podtlaková a přetlaková měření, její dosah je do cca 10 m podobně jako u tenzometrů. Tradiční tlakový extraktor (pressure plate) umožňuje měření do prvních stovek metrů, měření za extrémních tlakových výšek (do 1000 m) je pak možné za použití psychrometrů. Bittali a Flury (2009) porovnávají měření tlakovým extraktorem s měřičem rosného bodu (dew point meter WP4-T). Vlhkost je při experimentech zjišťována nejčastěji gravimetricky, případně radiometricky (Pires a kol. 2005). Všechny zmíněné laboratorní metody jsou aplikovatelné na zeminy, ale aplikování těchto metod na horniny je velmi obtížné.

Pro měření retenčních křivek v horninách lze použít terénní metody (tenzometry a TDR) za předpokladu vyvrtání otvorů do skály pro umístění přístroje nebo laboratorní metody například pomocí přístroje HYPROP (Ekotechnika spol. s.r.o.) – vzorek je umístěn na váze za stálého měření sacího tlaku dvěma mikrotenziometry. Princip této metody (bez použití speciálního přístroje HYPROP) využili Angerer a Birlle (2016). Vysoušecí větev retenční křivky měřili po dlouhodobé saturaci vzorku. Provedli vážení a měření sacího tlaku tenzometry, a poté vypařovali na další krok. Před každým měřením nechávali vzorky homogenizovat 2 až 5 dní v klimakomoře nastavené na 20°C a 60% relativní vlhkosti. Zvlhčovací větev retenční křivky měřili obdobně, po důkladném vysušení vzorku postupně přidávali vodu, nechávali

homogenizovat 2 – 7 dní a posléze vzorek vážili a měřili sací tlak. Tuto metodu (mírně modifikovanou) jsem využila pro laboratorní měření retenčních křivek na pískovcích.



Obrázek 5: Rozsah měření jednotlivých metod při stanovování retenčních křivek. Upraveno podle Tuller a Or (2003).

2.2 Kapilární nasákavost

Na začátku kapitoly 2 jsem se věnovala kapilaritě, kapilárnímu tlaku a kapilární výšce. V této kapitole se zabývám speciálně kapilární nasákavostí.

Kapilární nasákavost (vzlínavost) neboli sorptivita, v anglické literatuře nazývaná sorptivity nebo capillary water absorption je veličina udávající míru schopnosti prostředí absorbovat či desorbovat kapalinu prostřednictvím kapilárních procesů (Philip 1957). Sorptivita je definovaná Philipovou rovnicí (1957) pro kumulativní 1D infiltraci (I):

$$I = S\sqrt{t} + At \quad (7)$$

kde S je sorptivita [m/\sqrt{s}] a A je druhý parametr, který se podle dalších výzkumů (Zhang 1997, Dohnal a kol. 2010) vztahuje k nenasycené hydraulické vodivosti. Pro horizontální infiltraci je $A = 0$.

Mnoho autorů se pokoušelo odvodit vztah pro nenasycenou hydraulickou vodivost definovanou Richardsovou rovnicí na základě dat z infiltrometrů (White a Sully 1987, Haverkamp a kol. 1994, Zhang 1997, Dohnal a kol. 2010). Zhang (1997) uvádí následující vztah pro nenasycenou hydraulickou vodivost:

$$K(h) = \frac{A}{A_2(h)} \quad (8)$$

kde A je koeficient definovaný Philipovou rovnicí a $A_2(h)$ je empirická funkce definovaná pomocí Van Genuchtenových parametrů z rovnice retenční křivky (n a α) a poloměru infiltrometru.

Při určení míry nasákavosti v horninách a stavebních materiálech se nejčastěji používá koeficient CWA (capillary water absorption), též C_w nebo w -value [$\text{kg}/\text{m}^2/\sqrt{\text{hod}}$]. Koeficient w je definovaný ze zjednodušené Philipovy rovnice po vydělení hustotou vody. Obvykle se stanovuje na základě laboratorního experimentu se vzorkem horniny (Siegesmund a Dürrast 2011). Kapilární nasákavost se tedy vypočítá:

$$w = \frac{M}{\sqrt{t}} \quad (9)$$

kde M je hmotnost absorbované vody vztažená na kontaktní plochu vzorku [kg/m^2] a t je čas od začátku nasákávání [hod]. Rovnice předpokládá lineární vztah mezi hmotností absorbované vody a odmocninou z času. Slavík a kol. (2017) zjistili, že v mnoha případech tento lineární vztah neplatí a křivky nárůstu hmotnosti v závislosti na odmocnině času jsou buď konkávní, nebo konvexní. Rychlost kapilárního nasákávání proto stanovil pomocí rychlostí nasákávání T_x .

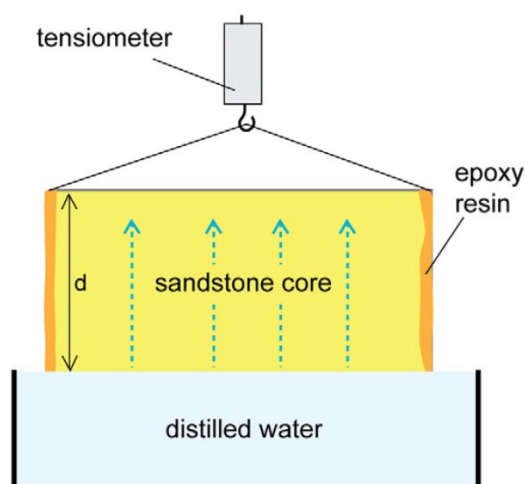
$$T_x = \frac{M_x}{t_x} \quad (10)$$

kde T_x [$\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$] je průměrná rychlost nasákávání do bodu $X\%$ saturace (byly použité hodnoty T_{20} , T_{50} , T_{80} a T_{100}), M_x [g/m^2] je hmotnost absorbované vody vztažená na kontaktní plochu v čase t_x [s] – v čase dosažení $X\%$ saturace.

Kapilární nasákavost (sorptivita) se stanovuje v zeminách pomocí infiltrometrů (Zhang 1997), v horninách pomocí Karsten tube (Hendrickx 2013) nebo v laboratoři na pravidelných vzorcích hornin zavěšených na váze (Siegesmund a Dürrast 2011). Měření pomocí Karsten tube spočívá v připevnění skleněné trubičky s rozšířeným náustkem k povrchu skály (obrázek 6). Připevnění Karsten Tube se provádí pomocí lepicí gumy. Trubička se naplní destilovanou vodou a měří se pokles vody v trubičce v čase. Při vyhodnocování bereme v potaz průměrnou rychlost poklesu vody v trubičce, vliv změny hydraulické výšky se neuvažuje. Měření v laboratoři se provádí na pravidelném (kvádrovém nebo válcovém) vzorku horniny. Jeho spodní podstava je v kontaktu s destilovanou vodou v nádobě (obrázek 7). Měří se změna hmotnosti v čase.



Obrázek 6: Použití Karsten tube pro měření rychlosti infiltrace v hornině nebo kameni. Podle Hendrickx (2013)



Obrázek 7: Schéma laboratorního experimentu pro stanovení rychlosti kapilárního nasákávání. Převzato z Slavík a kol. (2017)

Benavente a kol. (2007) stanovovali koeficient w pomocí laboratorních metod na 18 vzorcích různých typů pískovců. Hodnoty w se pohybovaly od 0,86 do 8,40 kg/m²/√hod. Pavlík a kol. (2008) měřili tuto rychlost na pískovci v okolí Mšené – Lázně (perucko-korycanské souvrství české křídové pánve, stáří cenoman). Sledovali závislost koeficientu w na obsahu soli v roztoku (NaCl). Pro čistý roztok naměřili rychlost 84 kg/m²/√hod a závislost na obsahu soli nebyla prokázána. Ruedrich a kol. (2011) prováděli tato měření na sedmi typech německých pískovců stáří karbonu až křídly. Rychlosti se pohybovaly od 0,3 kg/m²/√hod pro silně zpevněný Karlshafenský pískovec do 23,5 kg/m²/√hod pro málo zpevněný křemenný Uderský pískovec. Cobanoglu (2015) tuto rychlost měřil na 212 vzorcích travertinu a naměřil hodnoty od 0,43 do 27,5 kg/m²/√hod. Výsledky měření terénní metodou pomocí Karsten Tube prezentují například Török (2003) nebo Mol a Viles (2012). Mol a Viles (2012) uvádí hodnoty koeficientu w pro Clarenský pískovec v rozmezí 1,4 – 2,6 kg/m²/√hod. Slavík a kol. (2017b) porovnávají výsledky laboratorního měření rychlosti kapilárního nasákávání a terénního měření pomocí Karsten tube na střeleckém pískovci pokrytém biogenní skalní kůrou. Zároveň porovnávají kapilární nasákavost přes tuto skalní kůru a přes podložní horninu. Kapilární nasákavost přes biogenní skalní kůru jim vyšla 38 g/m²/s pomocí laboratorních experimentů a 48 g/m²/s pomocí Karsten tube. Nasákavost přes podloží jim vyšla 214 g/m²/s pomocí laboratorních experimentů a 260 g/m²/s pomocí Karsten tube.

2.3 Difuze vodní páry

Difuze vodní páry skrze horninové prostředí je proces probíhající díky rozdílu v parciálních tlacích vodní páry v atmosféře a v půdním (horninovém) vzduchu definovaná 1. Fickovým zákonem, který uvádím v modifikované podobě pro difuzi vodních par (Janz 1997):

$$gv = -\delta \text{ grad } p_p \quad (11)$$

kde gv je hustota difúzního toku vodní páry [kg/m²/s], δ [s] je součinitel difúzní vodivosti a p_p je parciální tlak plynu [Pa]. Součinitel difúzní vodivosti δ lze tedy z dat z laboratorního experimentu vypočítat následovně (Slavík a kol. 2017b):

$$\delta = \frac{\Delta m l}{S t \Delta p_p} \quad (12)$$

kde Δm je množství páry difundující vzorkem (kg), l je mocnost vzorku (m), S představuje plochu průřezu vzorku, kterou dochází k transportu vodních par (m^2), t reprezentuje čas, během kterého byla transportována vodní pára (s), a Δp_p je rozdíl parciálních tlaků vodní páry ve vzduchu pod a nad vzorkem (Pa)

Difuze vodní páry v hornině je důležitá především při vysychání, poté, co se přeruší cesty propojující póry kapilárně. Cílem je nastolení rovnováhy vlhkosti horniny s okolím - například nastolení rovnováhy mezi vlhkostí v hornině a relativní vlhkostí vzduchu. Zjišťované parametry paropropustnosti jsou dle Pavlíka a kol. (2008) tyto: součinitel difúze vodní páry (D_v) a faktor difúzního odporu (μ).

Součinitel difúze vodní páry [m^2/s] je roven:

$$D_v = \frac{\delta R T}{M} \quad (13)$$

kde δ je součinitel difúzní vodivosti, R je univerzální plynová konstanta [$\text{J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1}$], T odpovídá termodynamické teplotě [K], za které byl pokus prováděn a M značí molární hmotnost vody.

Faktor difúzního odporu je roven:

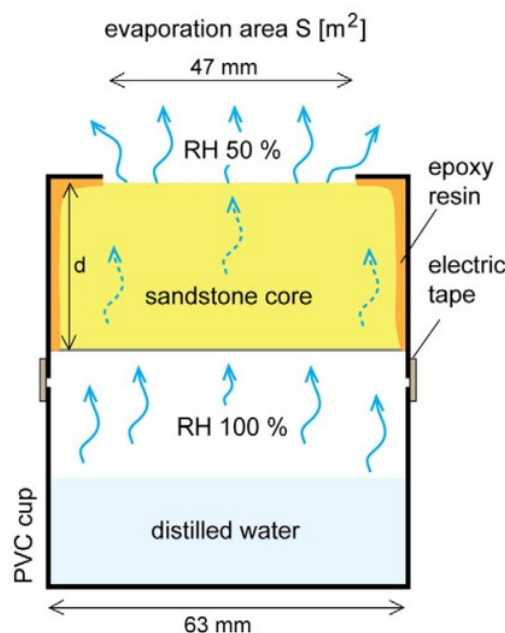
$$\mu = \frac{D_a}{D_v} \quad (14)$$

kde D_a je součinitel difuze vodní páry ve vzduchu.

Faktor difúzního odporu je bezrozměrná veličina a udává, kolikrát je difúzní odpor horniny vyšší v porovnání s odporem vzduchu o stejné tloušťce.

Faktor difúzního odporu horniny je možné laboratorně stanovovat metodou nazývanou wet cup nebo dry cup (Siegesmund a Dürrast 2011). Při metodě wet cup je vzorek posazen na šálek, ve kterém je přítomností destilované vody zaručena 100% relativní vlhkost vzduchu. V okolí vzorku je udržována nižší vlhkost vzduchu (obrázek 8). Při metodě dry cup je v šálku naopak nižší vlhkost v porovnání s okolím. Periodickým vážením vzorku získáme rychlost průniku par přes vzorek. Pavlík a kol. (2008) uvádí, že délka experimentu je přibližně 14 dní a rychlost výparu se počítá z posledních pěti měření, které vykazují lineární trend. Slavík (2014) uvádí, že pokles hmotnosti v čase má lineární trend téměř celou dobu a je proto možné proložit regresní přímkou všemi naměřenými daty.

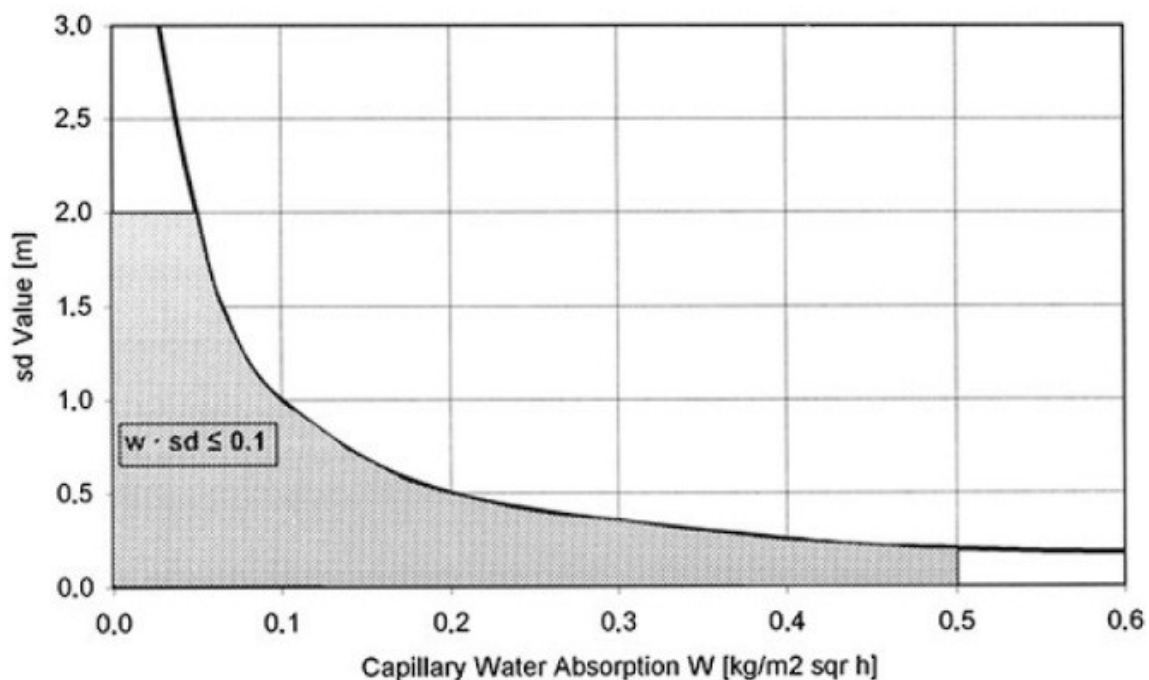
Měření faktoru difúzního odporu na sedmi různých pískovcích prováděli například Ruedrich a kol. (2011). Hodnoty se pohybovali od 12 (pro uderský pískovec) do 48 pro karlshafenský pískovec. Ačkoliv by součinitel difuze vodní páry měl být dle Fickova zákona nezávislý na nastavení vlhkostního gradientu při experimentu, dle měření Pavlíka a kol. (2008) a Slavíka (2014) se jeho hodnoty liší. Pavlík a kol. (2008) uvádějí, že součinitel difuze vodní páry dosahuje vyšších hodnot při měření metodou wet cup (gradient 97% - 25%) než při měření metodou dry cup (gradient 5% - 25% a 5% - 85%). Příčinnou může být uplatnění kapilárních procesů při vysoké relativní vlhkosti (nad 95%).



Obrázek 8: Schéma uspořádání experimentu při měření rychlosti difuze vodních par metodou wet cup (převzato z Slavík a kol. 2017)

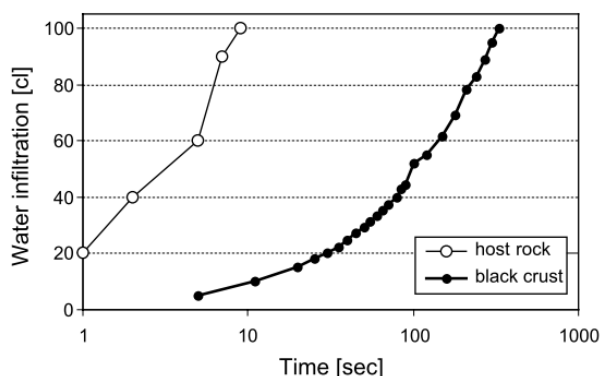
2.4 Hydrofobní účinky krust na povrchu hornin

Některé krusty na povrchu hornin obsahují mnoho organických látek a chovají se hydrofobně - kontaktní úhel mezi vodou a organickými látkami je větší než 90° a kapky vody nevstupují do kapilárních pórů (Tindall a kol. 1999). Snethlage (2011) upozorňuje, že efekt hydrofobní vrstvy na povrchu kamene se projeví především na snížení rychlosti kapilárního nasákávání. Aplikace hydrofobních vrstev se využívá například v restaurátorství, aby se omezilo zvětrávání uměleckých děl namalovaných na kamenech. Aby byla malba dostatečně odolná vůči zvětrávání, je třeba, aby se voda, která se do ní za deště vsákne, stihla vypařit před příchodem dalších srážek. Proto se barvy používané v malířství snaží dosáhnout co nejnižší rychlosti kapilárního nasákávání a co nejvyšší rychlosti difuze vodních par. Snethlage (2011) uvádí, že aby bylo použité hydrofobní činidlo efektivní, mělo by snížit rychlost nasákávání pod $0,1 \text{ kg/m}^2/\sqrt{\text{hod}}$. Přesněji se nejedná jen o rychlost kapilárního nasákávání, ale o Künzelovo číslo udávající součin této rychlosti a faktoru difúzního odporu vynásobeného mocností vrstvy (*sd value*) viz obrázek 9.

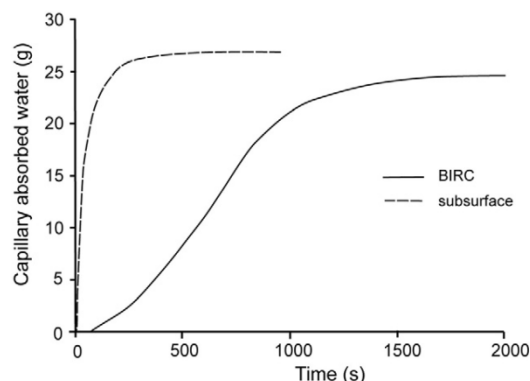


Obrázek 9: Přípustné rozmezí Künzelova čísla při výpočtu odolnosti fasády (malby) proti zvětrávání podle Snethlage (2011)

Cappelletti a kol. (2015) testují účinnost 2 hydrofobních činidel detailněji – sledují rozdíly v kapilární nasákavosti, propustnosti pro vodní páru, porositě a koncentraci sulfátů. Ačkoliv ve všech zkoumaných ukazatelích se činnost hydrofobního činidla projevila, nejvýraznější rozdíl byl u rychlosti kapilárního nasákávání, která klesla přibližně na 1% původní rychlosti. Török (2003) a Slavík a kol. (2017) zkoumali hydrofobní účinky přirozeně vzniklé krusty na povrchu hornin. Török (2003) se zabýval vznikajícími krustami na povrchu vápencových kamenů na budovách v Budapešti. Srovnává mineralogii a mechanické vlastnosti těchto krust s vlastnostmi původní horniny. Kapilární nasákavost měřil pomocí Karsten Tube a potvrdil snížení rychlosti nasákávání při tvorbě krusty (obrázek 10). Slavík a kol. (2017) se zabývali vlastnostmi novotvořené krusty na povrchu pískovce vzniklé činností mikroorganismů (BIRC). Neprokázali, že přítomnost BIRC snižuje rychlost difuze vodní páry (ačkoliv prokazatelné snížení bylo na jedné z pěti lokalit), ale prokázali, že snižuje rychlost kapilárního nasákávání. Rychlost nasákávání T_{20} přes BIRC dosahuje jen 3 – 50% rychlosti nasákávání přes její podloží. Přítomnost BIRC má též vliv na tvar křivky nasákavosti, při nasákávání přes BIRC je křivka výrazně konvexní (obrázek 11).



Obrázek 10: Zpomalení rychlosti kapilárního nasákávání vlivem přítomnosti černé krusty. Měřeno pomocí Karsten tube. (Podle Török 2003)



Obrázek 11: Zpomalení rychlosti kapilárního nasákávání vlivem přítomnosti BIRC (recentně vznikající biokrusty). Měřeno v laboratoři. (Podle Slavík a kol. 2017)

3 Zkoumané lokality

V rámci mé diplomové práce jsem měřila hydraulické charakteristiky na vzorcích tafoni a voštin z následujících sedmi lokalit. Tabulka v příloze 1 uvádí přehled všech zkoumaných vzorků a míst jejich odběru. Tabulka 2 uvádí základní geografické a geologické charakteristiky uvedených lokalit.

Tabulka 2: Základní geografické a geologické charakteristiky zkoumaných lokalit

	Lokalita	Sym-bol	Lokalita - detail	GPS	Stratigrafie	Litologie
Tafoni	Kralupy n. Vltavou	Kr1	Dvořákova stezka, u semaforu	50.25395N, 14.30193E	Svrchní karbon, kladenské souvrství, nýřanské vrstvy	jemnozrnná až hrubozrnná arkóza
		Kr2	Dvořákova stezka, u T5 tafoni	50.2516586N, 14.3021017E	Svrchní karbon, kladenské souvrství, nýřanské vrstvy	jemnozrnná až hrubozrnná arkóza
	Jordánsko, Petra	Jor1	bloky vyhozené z antického lomu	30.3452833N, 35.45255E	Svrchní kambrium, Umm Ishrin formation	jemnozrnný křemenný pískovec až arkóza
		Jor2	Tafoni a okolí	30.347379N, 35.451926E	Svrchní kambrium, Umm Ishrin formation	jemnozrnný křemenný pískovec až arkóza
	USA, Crystal Peak	CP	Tunnel Spring Tuf, tafoni	38.796468N, 113.595019W	Oligocén (35,4 MA), Tunnel Spring Tuff	ryolitový tuf
	USA, Helper	Hel	Tafoni	39.727134N, 110.868292W	Svrchní křída, Castlegate Sandstones	střednozrnný křemenný pískovec
Voštiny	Český ráj, okolí Mladějova	Čr1	Mladějov 1	50.4895075N, 15.2439211E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	střednozrnný křemenný pískovec
		Čr2	Mladějov 2	50.4913725N, 15.2315656E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	střednozrnný křemenný pískovec
		Čr3	Radvánovice	50.5480436N, 15.2293833E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	střednozrnný křemenný pískovec
	Český ráj, Příhrázské skály	Čr4	Malobratřice	50.4795539N, 15.0795647E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	hrubozrnný křemenný pískovec
		Čr5	Srbsko	50.5189728N, 15.0770458E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	střednozrnný křemenný pískovec
		Čr6	Zřícená věž Pinta	50.52915N, 15.033233E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	hrubozrnný křemenný pískovec
		Čr7	Řícení Stará Hrada	50.530817N, 15.06741666E	Svrchní křída, turon až coniak, teplické souvrství ČKP, CON1	hrubozrnný křemenný pískovec
	Kokořínsko	Ko1	Okna	50.5230167N, 14.6951500E	Svrchní křída, turon, jizerské souvrství TUR4	střednozrnný křemenný pískovec
		Ko2	Jestřebice	50.4621575N, 14.5627086E	Svrchní křída, turon, jizerské souvrství TUR4	střednozrnný křemenný pískovec

3.1 Tafoni

Vzorky tafoni byly odebrány ze čtyř lokalit: Dvořákova stezka u Kralup nad Vltavou (Kr1) viz obrázek 12, Petra v Jordánsku (Jor1 a Jor2) viz obrázek 13, Crystal Peak v USA (CP) viz obrázek 14 a Helper v USA (Hel) viz obrázek 15.



Obrázek 12: Kr2 – Kralupy nad Vltavou, Dvořákova stezka



Obrázek 13: Jor2 – Petra, Jordánsko (foto J. Bruthans)



Obrázek 14: CP – Crystal Peak, USA (foto J. Bruthans)



Obrázek 15: Hel – Helper, USA (foto J. Bruthans)

3.1.1 Kr1 a Kr2: Dvořákova stezka, Kralupy nad Vltavou

Na lokalitě Dvořákova stezka u Kralup nad Vltavou se nacházejí výchozy karbonských arkóz s tenčími polohami slepenců. Stratigraficky je zařazujeme do nýřanských vrstev kladenského souvrství svrchního karbonu. Jedná se o fluviální sedimenty uložené subhorizontálně s generelním sklonem 5 – 10°k severu až severozápadu (Chlupáč, 2002). Opluštil a kol. (2005) na dvou profilech (Hostibejk a Lobeč) u Kralup nad Vltavou rozlišili střídání šesti faciálních typů: laminovaný pískovec až prachovec, horizontálně zvrstvený jemnozrný pískovec, šikmo zvrstvený pískovec, masivní slepenec, šikmo zvrstvený slepenec s podpůrnou stavbou matrix a šikmo zvrstvený slepenec s podpůrnou stavbou zrn. Místy se zde vyskytují drobné uhelné slajky (Chlupáč, 2002).

Tafoni jsou vyvinuty na východně orientovaném cca 20 m vysokém skalním defilé podél železniční trati z Kralup nad Vltavou do Nelahozevsi, především pak v úseku, kde železnice prochází 250 m dlouhým tunelem. Vyskytují se v různých litofaciálních typech, zrnitost odpovídá především pískovcům. Tafoni zde tvoří nepravidelné dutiny a jeskynní výklenky s řadou převisů. Zvláštností jsou kupolovité až válcové deprese o průměru až 1 m ve stropěch jeskyní. Na více

místech jsou vyvinuty světlé až tmavé železité skalní kůry a solné výkvěty (Adamovič a kol. 2010).

Na lokalitě Kr1 bylo odvrtáno 6 vzorků horniny o průměru 75 a 2 vzorky o průměru 63 mm. Vzorky byly odvrtány z recentně vznikajících drobnějších tafoni – 4 vzorky pochází z prohlubně tafone a 4 vzorky z vizoru tafone. Na lokalitě Kr2 byly měřeny sací tlaky pomocí tenzometrů T5x.

3.1.2 Jor1 a Jor2: Petra (Jordánsko)

Historické a archeologické město Petra v Jordánsku zapsané do světového dědictví UNESCO se nachází na východním okraji riftového systému podél zlomu Wadi Araba v nadmořských výškách 900 – 1100 m. n. m. Horniny monumentu jsou tvořeny kambroordovickými pískovci stratigraficky zařazené do souvrství Umm Ishrin (svrchní kambrium) a Disi (spodní ordovik). Jedná se přibližně 500 m mocné těleso aluviálního vějíře (Caranza 2010). Pískovce souvrství Umm Ishrin jsou nejčastěji jemnozrnné až střednězrnné křemenné pískovce s vložkami písčitých prachovců (Wedekind a Ruedrich 2006, Heinrichs 2008, Paradise 2013). Barva pískovců je pestrá – od rezavě hnědé a žlutohnědé po šedou a bílou (Heinrichs 2008). Z mineralogického hlediska jsou tvořeny převážně křemennými a podřadně živcovými zrny a křemenným, popřípadě jílovým tmelem (Wedekind a Ruedrich 2006). Pískovce souvrství Disi jsou více homogenní křemenné střednězrnné pískovce převážně bílé barvy.

Heinrichs (2008) měřil mechanické a hydraulické vlastnosti pískovců tvořících stěny monumentu. Pro petrografickou třídu III (jemnozrnný pískovec různých barev ze střední části souvrství Umm Ishrin) zjistil velikost zrn 0,063 – 0,2 mm, celkovou pórovitost 15 – 20%, střední velikost pórů 10 – 100 μm , rychlost kapilárního nasákávání 1 – 10 $\text{kg/m}^2/\sqrt{\text{h}}$ a faktor difúzního odporu < 50.

Pískovce v Petře včetně historických památek podléhají kavernóznímu zvětvování. Nejčastějšími formami jsou tafoni. Paradise (2013) měřil velikosti tafoni v rámci Djinn Block a sledoval, jak se mění rozměry a vzhled tafoni vzhledem k jejich orientaci vůči světovým stranám. Výška tafoni nabývá na tomto monumentu starém cca 2000 let hodnot do 60 cm, šířka do 40 cm a hloubka do 50 cm. Především severně orientované tafoni bývají částečně pokryty lišejníky.

Z lokality Petra v Jordánsku jsem měřila 22 odebraných pískovcových jader o průměru 63 mm. 14 jader bylo z bloků vyhozených z antického lomu (Jor1). Tyto vzorky byly rozděleny na základě barvy, červený pískovec nese označení 620/R, bílý pískovec 620/W a páskovaný pískovec 620/T. 8 jader bylo odebráno z přirozených výchozů tafoni (Jor2) – vzorky označené 18/X a 25/X. 5 jader pochází z prohlubně tafone a 3 jádra z vizoru nebo bezprostředního okolí tafone.

3.1.3 CP – Crystal Peak, Utah (USA)

Masiv Crystal Peak (2153 m. n. m.) se nachází v jihozápadním Utahu. Na zvrásněný paleozoický podklad zde nasedá až 300 m mocné těleso ryolitového tufu a popela (Tunnel Spring Tuff) oligocenního stáří (35,4 mil. let) dosahující nadmořské výšky 2010 m n. m. Hornina obsahuje xenolity podložních paleozoických hornin a krystaly křemene (Hintze a Davis 2002). McBride a Picard (2000) uvádějí, že porozita horniny překračuje 30%.

Tafoni vyvinuté v tufové hornině dosahují výšky 10–90 cm, šířky 15–2000 cm a hloubky 10–180 cm (McBride a Picard 2000).

Z lokality Crystal Peak v USA jsem měřila 4 odebraná pískovcová jádra o průměru 75 mm. Jednalo se o 1 vzorek z prohlubně tafone, 2 vzorky z vizoru tafone a 1 vzorek z blízkého okolí tafone.

3.1.4 Hel – Helper, Utah (USA)

Lokalita se nachází cca 4 km severně od města Helper v centrálním Utahu (USA), v údolí Price River v nadmořské výšce cca 1880 m. n. m. Křídové uloženiny jsou zde tvořeny mocným sledem nejprve břidlic (Mancos Shale), na ně nasedá 300 – 500 m mocné souvrství BlackHawk tvořené pískovci s vložkami uhlí, dále 50 – 90 m mocná vrstva Castlegate sandstones a 80 – 350 m mocné souvrství Price River následované souvrstvím North Horn (Hintze 1988). Souvrství BlackHawk a Castlegate sandstones se vyvíjeli v deltovém až fluviálním prostředí.

Na lokalitě jsou vyvinuty tafoni o rozměrech až několika metrů. Odebraný vzorek (D1) je přímo z jedné tafone, pravděpodobně z křemenných pískovců vrstvy Castlegate sandstones.

3.2 Voštiny

Zkoumané vzorky voštín byly odebrány z různých lokalit v české křídové pánvi, které jsem seskupila do následujících 3 skupin:

- Český ráj, okolí Mladějova – lokality Čr1 – Čr3 (obrázek 16),
- Český ráj, Příhrazské skály a okolí – lokality Čr4 – Čr7
- Kokořínsko – lokality Ko1 a Ko2 (obrázek 17)

Ačkoliv se na všech zkoumaných lokalitách v Českém ráji vyskytují stratigraficky totožné horniny (tzv. hruboskalský pískovec), vyčleňuji 2 skupiny vzhledem k rozdílům v litologii, které ovlivňují hodnoty měřených veličin.



Obrázek 16: Český ráj, lokalita Čr2 – Mladějov 2, (foto J. Bruthans)



Obrázek 17: Kokořínsko, lokalita Ko2 – zřícená Jestřebická jehla (foto J. Bruthans)

3.2.1 Český ráj, okolí Mladějova

V Českém ráji vystupují kvádrové křemenné pískovce teplického souvrství české křídové pánve stáří svrchního turonu až coniacu vytvářející těleso Hruboskalského pískovce. Čech a kol. (2011) vyčleňuje z Hruboskalského pískovce starší těleso pískovce Boreckých skal (svrchní turon), vyskytující se na Drábovně, v Klokočských a Besednických skalách. Hruboskalský pískovec tedy vystupuje převážně v Příhrazských skalách, Hruboskalském skalním městě a Prachovských

skalách. Jedná se o jemně až hrubě zrnitý křemenný pískovec s kaolinickým tmelem. Uličný (2001) zde na základě měření úhlu šikmého zvrstvení odlišil tělesa 3 mělkovodních delt a 1 těleso hlubokomořské delty. Jednotlivé delty se liší i litologicky – mělkovodní delty jsou méně vytržité a obsahují větší množství valounů. V okolí Mladějova, na lokalitách Mladějov 1 a Mladějov 2 byla při mapování Čecha a kol. (2013) popsána litologie: žluté, zrnitostně gradované, jemně až hrubě zrnité křemenné pískovce stáří coniacu – Hruboskalský pískovec. U Radvánovic byla popsána litologie: jemně až hrubě zrnité křemenné pískovce stáří turonu – pískovec Boreckých skal.

Čr1 (Mladějov 1)

Jedná se o pískovcové stěny v okolí lomu Střeleč, cca 1 km JZ od vrátnice lomu a 900 m SV od obce Mladějov, nadmořská výška výchozů je cca 280 m. n. m. Nacházejí se zde výchozy s voštinami orientované k JZ, místy s výkvěty solí (Svobodová, 2015). Nacházejí se zde také otevřené pukliny. Lokalita je v lese, zastíněná stromy (Slavík, 2014).

Z lokality Mladějov 1 jsem měřila celkem 5 vzorků o průměru 30 mm a 1 vzorek o průměru 75 mm. 5 vzorků bylo přímo z voštin, 1 vzorek z puklinové plochy. Data byla vyhodnocována společně s měřeními Slavíka (2014) na téže lokalitě.

Čr2 (Mladějov 2)

Lokalita je vzdálena cca 850 m SZ směrem od lokality Mladějov 1, nadmořská výška výchozů je cca 281 m. n. m. Je zde stěna s voštinami orientovaná k JV i hladká stěna bez voštin s orientací k JZ (Svobodová, 2015). Tato oblast byla v nedávné minulosti vykácena, čímž vznikla rozsáhlá mýtina, což mělo za následek odumírání mechů a lišejníků, kterými byl dříve pokryt povrch pískovce (Slavík, 2014). Z lokality Mladějov 2 jsem měřila pouze 1 vzorek o průměru 75 mm. Jednalo se o jádro z přirozeného skalního povrchu bez voštin.

Čr3 (Radvánovice)

Lokalita se nachází mezi obcemi Radvánovice a Štěpánovice, cca 600 m JV od centra obce Radvánovice v nadmořské výšce cca 295 m. n. m. Na rozdíl od Mladějova se zde vyskytuje borecký pískovec turonského stáří (Čech a kol., 2013). Na skalním povrchu se hojně vyvíjejí různorodé voštiny, často pokryté solemi nebo lišejníky. Z lokality jsem měřila 2 vzorky o průměru 30 mm. Jednalo se o vzorky z téže voštiny – jejího hřebítku a důlku.

3.2.2 Český ráj, Příhrazské skály a okolí

Dle dostupných informací se v Příhrazských skalách a okolí vyskytuje stratigraficky tentýž a litologicky velmi podobný pískovec jako v okolí Mladějova. Těleso hruboskalského pískovce je zde popsáno jako bělošedé křemenné pískovce, šikmo planárně zvrstvené stáří coniacu (Valečka a kol., 2013). Adamovič a kol. (2010) podotýká, že cca 100 m mocné výchozy po obvodu Mužského jsou tvořené středně zrnitými kaolinickými pískovci, nejvyšší čtvrtinu vrstevního sledu však tvoří nahoru hrubnoucí cykly tvořené středně až hrubě zrnitým pískovcem a zakončené slepencovými polohami.

Čr4 (Malobratřice)

Lokalita Malobratřice se nachází cca 500 m severně od obce Malobratřice, v nadmořské výšce přibližně 285-290 m. n. m. Litologicky se jedná o hrubozrnitý pískovec. Na výchozech se hojně vyskytují voštiny. Z této lokality jsem zkoumala jeden vzorek o průměru cca 58 mm. Pískovec je velmi náchylný k drolení a opadávání.

Čr5 až Čr7 (Srbsko, Zřícená věž Pinta a řízení Stará Hrada)

Všechny 3 lokality se nacházejí v přírodní rezervaci Příhrazské skály. Lokalita Čr5 se nachází cca 700 m severně od obce Zakopaná na červené turistické značce. Jedná se o přirozený skalní výchoz s voštinami, z kterého se na podzim 2016 zřítíl blok o objemu cca 1 m³. Lokalita Čr6 je odpadlý skalní blok cca 250 m JJV od zříceniny skalního hradu Drábské světničky. Lokalita Čr7 je odpadlý skalní blok cca 190 m VJV od zbytků skalního hradu Staré Hradu. Z každé lokality jsem měřila po jednom vzorku.

3.2.3 Kokořínsko

Na Kokořínsku vystupují středně zrnité křemenné pískovce jizerského souvrství české křídové pánve stáří turonu.

Ko1 (Okna)

Lokalita Ko1 se nachází uprostřed lesa cca 1,5 km VJV od železniční stanice Okna v nadmořské výšce cca 315 m. n. m. Vyskytují se zde výchozy voštin, opadávající erodabilní povrchy i novotvořené skalní kůry. Z lokality jsem měřila pouze 1 vzorek odebraný z voštiny o průměru 30 mm. Na této lokalitě jsem prováděla terénní měření rychlosti kapilárního nasákávání pomocí Karsten tube.

Ko2 (Jestřebice)

Lokalita Ko2 se nachází v Šemanovickém dole, cca 600 m západně od centra obce Jestřebice, v nadmořské výšce cca 275 m. n. m. Jedná se o zřícenou skalní věž Jestřebická jehla, na které byly též vyvinuty voštiny. Vzorky voštin byly odebrány z bloků o objemu několika m³ cca 14 dní po pádu věže. Z této lokality jsem měřila 6 vzorků o průměru 75 mm.

4 Metodika

V této kapitole se zabývám metodikou měření a postupem při vyhodnocování naměřených dat.

4.1 Terénní měření

Většinu terénních měření jsem prováděla na lokalitě Kr2 a v okolí. Jednalo se o měření výparu z volné hladiny, měření hloubky kapilární fronty pod povrchem, sacích tlaků a rychlosti infiltrace pomocí Karsten tube.

4.1.1 Měření výparu z volné hladiny

U tafoni na Dvořákově stezce jsem umístila několik PVC víček o průměru 58 mm naplněných destilovanou vodou. Víčka jsem umístila buď do jeskyní, do prohlubní tafoni nebo do dutin, aby byla chráněná proti dešťové vodě. V průběhu měření se několik víček ztratilo nebo převrhlo, proto vyhodnocuji jen 2 lokality – jeskyni a prohlubeň tafone (obrázek 18). Víčka jsem přikryla drátěnou sítovinou, abych zamezila úbytku vody v důsledku napájení hmyzu a jiných zvířat. Od května 2016 do října 2016 jsem pak měřila úbytek vody ve víčkách. Víčka jsem vážila na malé váze Voltcraft s kapacitou 500 g a rozlišením 0,05 g.

4.1.2 Měření hloubky výparové fronty pod povrchem

Dne 10. 4. 2016 jsem krátce po odvrtání vzorků z tafoni u Kralup nad Vltavou v nově vytvořených dutinách změřila hloubku výparové fronty pod povrchem pomocí rozprášení

fluoresceinu ve formě jemného červeného prachu. Zvlhčený prach fluoresceinu mění barvy z červené (suché) přes oranžovou a žlutou až do zelené (ve vodě). Oranžové zbarvení tedy signalizuje vlhký povrch, kdežto červené zbarvení suchý povrch (Bruthans a kol. 2017, v přípravě). Změřila jsem tedy pravítkem od povrchu skály hloubku rozhraní oranžově a červeně zbarveného fluoresceinu (obrázek 19).



Obrázek 18: Měření výparu z volné hladiny, lokality uvnitř tafone pomocí PVC víček.



Obrázek 19: Měření hloubky výparové fronty pomocí fluoresceinu. (oranžovou barvou kapilární zóna, červeně suchý pískovec, výparová zóna modrou čarou)

4.1.3 Měření sacích tlaků

Měření sacího tlaku jsem prováděla pomocí mikrotenzometrů T5x se čtecím zařízením INFIELD7 od firmy UMS (Německo). Tenzometr se skládá z těla sondy a 11 cm dlouhé šachtičky (shaft) ukončené porézním keramickým hrotem. Průměr šachtičky a keramického hrotu je 5 mm, aktivní povrch tenzometru je 0,5 cm². Přesnost měření udávaná výrobcem pro tenzometry T5 je $\pm 0,5$ kPa. Přesnost měření stanovená na základě opakovaných měření v terénu a v laboratoři vyšla průměrně $\pm 1,3$ kPa. Speciální verze tenzometrů T5x má keramický hrot s menšími póry a za předpokladu dokonalého odvodu sondy má garantovaný rozsah měření od -160 ka do +200 kPa. Podle výrobce může dosáhnout až -250 kPa, výjimečně až -450 kPa, než dojde k zavzdušnění. Dle zkušeností je rozsah měření v terénu do cca -100 kPa, při laboratorních měřeních sonda reagovala až do cca -180 kPa. Sonda T5x má pomalejší odezvu než standardní sonda T5, kde postačí doba měření 5 sekund. U sond T5x je doba měření pohybuje v řádu minut, od cca 1^ominuty do 10 minut. Za vysokých záporných tlaků (od cca -80 kPa do -180 kPa) jsem měřila déle tak aby došlo k ustálení hodnot.

Pro měření sacích tlaku v terénu byly do výchozů vyvrtány otvory o průměru keramického hrotu sondy (5 mm) a hloubce 0,5 až 10 cm. Otvory hluboké 0,5 až 2 cm značím jako mělké díry (M), otvory hluboké 10 cm jako hluboké díry (H). Měření jsem prováděla na profilu tafone na lokalitě Kr2. Na profilu jsem měřila 5 otvorů označených M1 (vizor tafone), H1 (vizor tafone), M4 (vnitřní stěna tafone), H2 (vnitřní stěna tafone), M5 (prohlubeň tafone). Obrázek 20 ukazuje umístění otvorů v tafone. V časovém období jednoho roku (květen 2016 až květen 2017) jsem provedla 13 měření tohoto profilu. Měření sacích tlaků na tafoni v Kralupech nad Vltavou jsem porovnávala s měřeními sacích tlaků na voštinách z české křídové pánve (konkrétně Mladějova) provedených Svobodovou (2015).



Obrázek 20: Měření sacího tlaku na profilu tafone na lokalitě Kr2. Situace měřených hlubokých (H) a mělkých (M) otvorů.

4.1.4 Měření kapilární nasákavosti pomocí Karsten Tube

Pro měření pomocí Karsten tube jsem upravila metodiku popsanou v článku Hendrickx (2013). Použila jsem skleněné trubičky s rozšířením pro měření vertikálních profilů o kontaktní ploše 5,7 cm². Poněvadž se rychlost vsakování vody v trubičce na lokalitách značně odlišovala, nemohla jsem použít konvenční postup – zaznamenávání objemu vody v trubičce každých 5 minut (Hendrickx 2013), ale přizpůsobovala jsem krok měření podle situace. Při měření vysoce propustných pískovců na lokalitě Okna jsem 3x až 5x naplnila celou trubičku a měřila jsem čas poklesu vždy o 1 ml. Při měření málo propustných karbonských arkóz bylo při délce měření 15–30 minut dosaženo poklesu o pouhý 1 ml. Přesnost měření byla v některých případech snížena z důvodu odlepení Karsten tube od skály po určité době, měření tudíž probíhala nedostatečně dlouhý čas. Naměřenými daty jsem proložila regresní přímku v zobrazení V vs. \sqrt{t} a vypočítala jsem koeficient rychlosti nasákávání w , abych mohla porovnávat terénní měření s laboratorními experimenty. Pokud jsem neměla dostatek dat pro proložení regresní přímky, spočítala jsem koeficient w jednotlivě, pro každou zaznamenanou hodnotu:

$$w = \frac{V\rho_w}{S\sqrt{t}} \quad (15)$$

kde V [m³] je objem vsáklé vody, ρ_w hustota vody [kg/m³], t čas trvání experimentu [hod] a S kontaktní plocha trubičky [m²].

4.1.5 Měření teploty a relativní vlhkosti na lokalitách Kr2 a Čr1

Na lokalitě Mladějov 1 (Čr1) a Kralupy nad Vltavou (Kr2) byla měřena teplota a relativní vlhkost vzduchu (RH) pomocí automatických čidel se záznamem po třiceti minutách. Na lokalitě Čr1 bylo

zaznamenáno období od 9. 6. 2015 do 12. 2. 2017. Čidlo zde bylo umístěno ve voštinách u krmelce. Na lokalitě Kr2 bylo zaznamenáno období od 9. 6. 2015 do 8. 5. 2016 a od 11. 7. 2016 do 9. 6. 2017. Čidlo bylo umístěno uvnitř mělké tafoni pod převisem.

Z naměřených dat jsem vyhodnocovala časově se překrývající úseky, abych mohla porovnat klimatické podmínky obou lokalit. Spočítala jsem měsíční průměry, směrodatné odchylky, a maxima a minima teploty a RH na obou lokalitách. Dále jsem ze všech naměřených překrývajících se dat spočítala průměrný rozdíl teplot a RH na lokalitách, odchylku průměrů a dosažená maxima a minima.

4.2 Laboratorní měření

4.2.1 Měření objemové hmotnosti a výpočet pórovitosti

Měření objemové hmotnosti jsem prováděla podle metodiky popsané v bakalářské práci Sommerové (2014), jedná se o zjednodušenou metodiku z normy ČSN 72 1010. Zkoumaný vzorek jsem sušila v peci po dobu minimálně 24 hodin na 105 °C a zaznamenala jsem suchou hmotnost (m_s). Poté jsem vzorek obalila nepropustnou vrstvou parafínu a zaznamenala jeho hmotnost (m_1). Následně jsem vzorek ponořila a zvažila ho ve vodě (m_2). Menší vzorky o průměru 58 mm byly váženy zavěšené na stojanu popsaném v práci Sommerové (2014) s přesností 0,01 g, velké vzorky o průměru 75 mm svou hmotností přesahovaly kapacitu váhy i únosnost zařízení, proto jsem je zvažila pod vodou na přístroji Sauter AFH s kapacitou 50 N (viz níže) s přesností 1 g. Na základě Archimedova zákona jsem vypočítala objem vzorku:

$$V = \frac{m_1 - m_2}{\rho_w} - \frac{m_1 - m_s}{\rho_p} \quad (16)$$

kde ρ_w je hustota vody a ρ_p hustota parafínu. Poté jsem vypočítala objemovou hmotnost (hustotu) vzorku:

$$\rho = \frac{m_s}{V} \quad (17)$$

Pórovitost vzorku jsem vypočítala podle vzorce:

$$n = \frac{(m_{sat} - m_s)}{\rho_w} \frac{\rho}{m_{sat}} \quad (18)$$

kde m_{sat} je hmotnost vzorku saturovaného destilovanou vodou ve vakuu. Tuto hmotnost jsem zjišťovala v rámci měření retenčních křivek, které je popsáno níže. Pórovitost jsem též vypočítala druhým způsobem, na základě předpokladu, že hustota pevné fáze (ρ_s) ve vzorku je 2,65 g/cm³:

$$n = \frac{V - \frac{m_s}{\rho_s}}{V} \quad (19)$$

4.2.2 Měření retenčních křivek

Pro měření retenčních křivek jsem upravila metodu popsanou v článku Angerer a Birle (2016). Vlhkost jsem měřila gravimetricky (vážení s přesností 0,1 g a směrodatnou odchylkou 0,05 g) a

tlak pomocí tenzometrů T5x. Měření jsem prováděla na pískovcových jádrech o průměru 75 mm z Kralup nad Vltavou a Jestřebic a na jádrech o průměru 58 mm z Jordánské Petry. Do nich jsem vyvrtala otvory hluboké cca 2 cm pro měření sacích tlaků, v případě větších jader o průměru 75 mm, byly vždy vyvrtány vedle sebe 2 otvory (obrázek 21) a hodnotu sacího tlaku jsem brala jako průměrnou hodnotu těchto dvou měření. Vzorky jsem před začátkem měření zvážila a nasýtila vodou ve vakuu. Poté jsem vzorek opět zvážila a změřila jsem tlak tenzometrem (obrázek 22). Připravila jsem si plán hmotností, za jakých budu měřit tlak. Následně jsem vzorek nechala vypařovat na další zjišťovanou hodnotu hmotnosti. Po dosažení požadované hmotnosti jsem vzorek uzavřela mezi dvě plastová víčka, zalepila elektrikářskou páskou a nechala 1 až 3 dny homogenizovat (obrázek 24). Těsnící vlastnosti elektrikářské pásky ověřil Slavík (2014). Následně byl vzorek připraven na další krok měření. Když hodnota naměřených tlaků klesla pod cca -180 kPa, nebylo již možné v měření tenzometry dále pokračovat, proto jsem ukončila experiment. Vzorek jsem sušila v peci na 105 °C po dobu 24 hodin a změřila jsem suchou hmotnost. Objemovou vlhkost (θ) jsem pak vypočítala podle vzorce:

$$\theta = \frac{\rho}{\rho_w} \cdot \frac{m}{m_s} \quad (20)$$

kde ρ je naměřená objemová hmotnost vzorku, ρ_w je objemová hmotnost vody, m je naměřená hmotnost vzorku a m_s je hmotnost suchého vzorku.

Tlakovou výšku h jsem vypočítala z naměřených tlaků tenzometrem:

$$h = \frac{p}{\rho_w g} \quad (21)$$

kde p je naměřený tlak a g je gravitační zrychlení.

Takto stanovené body retenční křivky jsem proložila modelem Van Genuchtena – Mualema. Pro výpočet parametrů retenční křivky metodou nelineární regrese jsem použila program RETC, který potřebné parametry v několika iteračních krocích vypočítal. Parametr θ_s (nasycená vlhkost) jsem zadávala jako hodnotu z prvního měření vlhkosti (po nasycení ve vakuu). Ostatní parametry (θ_r, α, n) jsem nechala program numericky vypočítat. Se zjištěnými parametry jsem vykreslila retenční křivku a zkontrolovala její průběh s naměřenými hodnotami.



Obrázek 21: Jádra na měření retenčních křivek: dva vyvrtané otvory pro měření tenzometry.



Obrázek 24: Měření retenčních křivek: homogenizace vzorků v PVC víčkách mezi jednotlivými kroky měření.



Obrázek 22: Měření tlaku tenzometrem T5x v laboratoři



Obrázek 23: Propustoměr pro měření hydraulické vodivosti

4.2.3 Měření nasycené hydraulické vodivosti

Měření nasycené hydraulické vodivosti jsem prováděla na pískovcových jádrech zalepených epoxidem v PVC víčkách. Postup přípravy vzorků je popsán v mé bakalářské práci (Kobřlová, 2014). Protože očekávaná hydraulická vodivost pískovců v Kralupech nad Vltavou a v Jordánské Petře byla nízká (v řádu 10^{-7} m/s) zvolila jsem jako metodu měření propustoměr s klesající hladinou. Nejprve jsem vzorek saturovala ve vakuu a poté umístila na propustoměr (obrázek 23). Měřila jsem pokles hladiny v hadičce v čase. Experiment jsem opakovala 2x až 3x. Pokud se rychlost zpomalovala, brala jsem v úvahu poslední měření. Důvodem patrně bylo nedokonalé saturování vzorku. Hydraulickou vodivost K jsem spočítala podle vzorce:

$$K = -\frac{sl}{S\Delta t} \ln \frac{h_0}{h_1} \quad (22)$$

kde s je plocha průřezu hadičky [m^2], l je mocnost vzorku [m], S je měrná plocha vzorku [m^2], Δt je měřený časový úsek [s], h_0 je výška vody v hadičce na začátku experimentu [m], h_1 je výška vody v hadičce na konci experimentu [m]. Experimenty jsem prováděla za stálé laboratorní teploty $20^\circ C$, čemuž odpovídá kinematická viskozita 1.10^{-6} m^2/s . Hydraulická vodivost přepočítaná přes koeficient propustnosti proto vychází číselně stejně jako naměřená hydraulická vodivost.

4.2.4 Měření kapilární nasákavosti

Kapilární nasákavost jsem měřila v laboratoři na 45 válcových vzorcích z lokalit tafoni (Jor1 a Jor2, Kr1, CP a Hel) a z voštinových pískovců v české křídové pánvi (Čr1 – Čr7, Ko1). Do vyhodnocování jsem zařadila ještě 2 vzorky, které změřil Slavík (2014). Terénní měření pomocí Karsten tube jsem uskutečnila na dvou lokalitách – Kr2 a Ko1.

Příprava vzorků a průběh experimentu

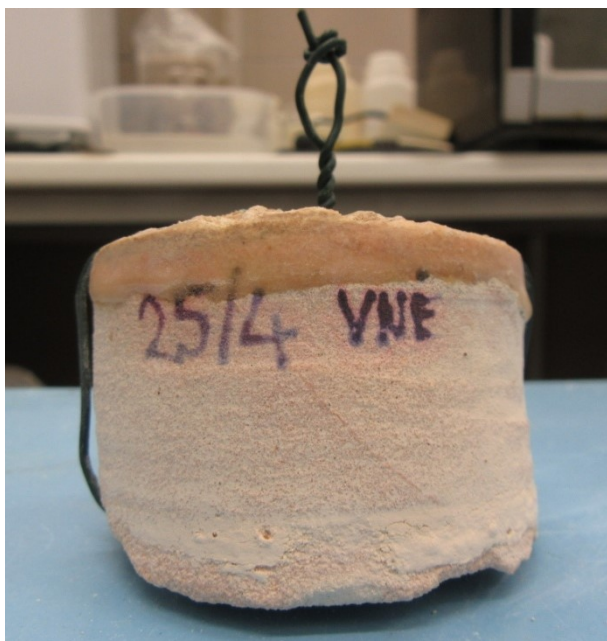
Odvrtaná pískovcová jádra o průměru 30 mm, 58 mm a 75 mm a výšce od 25 mm do 80 mm jsem vysušila, zvážila a vypočítala plochy jejich podstav. Označila jsem plochu vzorku z povrchu pískovce OUT a plochu z vnitřku masivu IN. Plášť vzorku okolo povrchové plochy jsem zalepila epoxidem (UHU 5 min), aby se při experimentu voda nasákávala pouze přes tuto povrchovou vrstvu, kde se může vyskytovat krusta (obrázek 25).

Nasákavost byla měřena pomocí přístroje Sauter AFH 50N. Jedná se o digitální siloměr s přesností 0,01 N a kapacitou 50 N. Siloměr je propojen s počítačem a s nastavitelným krokem měření se zaznamenává síla (F) a čas (t). Zvolila jsem kroky měření 1 s a 10 s podle délky měření a velikosti vzorku. Nejmenší jádra (o průměru 30 mm) jsem měřila na siloměru s přesností 0,001 a kapacitou 5 N. Měření na tomto siloměru byla zaznamenávána ručně s proměnlivým krokem měření (dle rychlosti nasákávání).

Vzorek jsem obmotala a vyvážila vázacím drátem a uchytila ho na háček siloměru. Vzorek je nutné vyvážit tak, aby spodní podstava (přes kterou se vzorek nasákává) byla rovnoběžně s hladinou vody. Takto připravený vzorek jsem zvážila a zaznamenala původní sílu na siloměru.

Pod siloměr jsem umístila misku s vodou. Miska musí mít co největší plochu hladiny, aby změna hladiny v misce při nasákávání byla zanedbatelná. Misku a vzorek jsem přikryla plastovou krabičkou, abych minimalizovala výpar z volné hladiny i ze vzorku. U vzorků o průměru 75 mm nebylo možné vzhledem k rozměrům přístroje zakrýt krabičkou vzorek i misku, proto jsem přikryla alespoň 75 % hladiny a vzorek zabalila do PE sáčku. Vzorky o průměru 30 mm jsem nepřikrývala, protože jsem změnu síly zaznamenávala ručně a délka pokusu byla omezená.

Po spuštění experimentu jsem pohybovala siloměrem tak, aby se celá plocha vzorku dostala do kontaktu s hladinou, aniž by došlo k ponoření vzorku (obrázek 26). Zaznamenala jsem čas kontaktu a případně sílu při ponoření (pokud se změnila). Doba měření se pohybovala od 1 hodiny do 3 dnů. Délka experimentu byla taková, aby došlo k ustálení a síla (F) se již v čase neměnila. Síla při ustálení odpovídá maximální saturaci vzorku při kapilárním nasákávání. Zaznamenala jsem konečnou sílu, ukončila pokus a sundala a zvážila vzorek. Ačkoliv jsem se snažila minimalizovat všechny vnější vlivy ovlivňující zatížení siloměru (pokles hladiny při nasákávání, pokles hladiny kvůli výparu, výpar ze vzorku, opadávání vzorku), u dlouhých pokusů dochází k nenulové chybě projevující se zdánlivým nasákáváním již plně saturovaného vzorku. Tato chyba se dá popsat lineární funkcí a změřila jsem ji několikrát při dlouhém měření již plně saturovaného vzorku. Chybová funkce dosahovala rychlostí okolo $3e-7$ N/s pro vzorky o průměru 75 mm a $7e-8$ N/s pro vzorky o průměru 58 mm. Pokud byla délka experimentu delší než 12 hodin (respektive 22 hodin pro menší vzorky), velikost chyby překročila 0,01 N. Proto jsem v těchto případech opravovala data odečtením chybové funkce.



Obrázek 25: Připravené jádro na měření kapilární nasákavosti: skalní povrch oblepený podél válcové hranice epoxidem, jádro obmotáno drátem pro zavěšení na siloměr.



Obrázek 26: Kapilární nasákávání, uspořádání experimentu. Zavěšený vzorek má spodní plochu v kontaktu s vodou.

Vzorky byly měřeny minimálně 2x: jednou se saturoval přes podloží (in) a jednou přes povrch (out). Protože jsem vylepšovala metodiku v průběhu provádění experimentů, byly některé vzorky změřeny i vícekrát. Při měření na vzorcích tafoni z Petry jsem zjistila, že s každým dalším nasákáváním vzorku se rychlost často zvyšuje. Důvodem je nejspíše vysoký obsah solí, které se postupně vymývají. Ačkoliv jsem tedy postupně zlepšovala metodiku, při vyhodnocování jsem brala v úvahu přednostně první pár měření na každém vzorku.

Vyhodnocování dat a stanovované veličiny

Cílem měření nasákavosti bylo určení rychlosti nasákávání jednotlivých vzorků pro porovnání:

- a) lokalit mezi sebou
- b) prohlubní tafone s vizory a okolím, případně voštiny s jejich okolím
- c) skalního povrchu a podloží

Abych dokázala postihnout rozdíly mezi zmíněnými kategoriemi, zvolila jsem 2 metody stanovení rychlosti nasákávání – koeficient w a rychlosti T_x (viz kapitola 2.2).

Z naměřeného vývoje síly v čase ($F(t)$) jsem po odečtení původní síly (F_0) vypočítala hmotnost vody v čase. Tuto hmotnost jsem vydělila plochou vzorku (S), abych dostala hmotnost na jednotku plochy ($M(t)$).

$$M(t) = \frac{F(t) - F_0}{g * S} \quad (23)$$

Z času měření jsem odečetla čas kontaktu vzorku s vodou.

Maximální dosaženou hmotnost m_{max} jsem vypočítala z rozdílu sil na konci experimentu (v ustáleném stavu) a na začátku.

$$m_{max} = \frac{(F_{max} - F_0)}{g} \quad (24)$$

Stanovení m_{max} je nepřesné, pokud bylo měření ukončeno před dosažením plné saturace (nepřesné stanovení F_{max}) nebo pokud po kontaktu vzorku s hladinou vody došlo k ponoření vzorku (nepřesné stanovení F_0).

Z těchto dat jsem spočítala kapilární nasákavost w ($w = M/\sqrt{t}$) sečné rychlosti T_{20} , T_{50} , T_{50-20} a T_{80-50} . Pro stanovení rychlostí T_{20} , T_{50} , T_{50-20} a T_{80-50} jsem upravila vzorec Slavíka a kol. (2017) popsany v kapitole 2.2 do tvaru:

$$T_{x-y} = \frac{M_x}{t_x} - \frac{M_y}{t_y} \quad (25)$$

Jedná se tedy o průměrnou rychlost nasákávání mezi časy t_x a t_y – časy dosažení X% a Y% saturace. Nevýhodou využití těchto rychlostí je nepřesnost ve stanovení saturované hmotnosti a t_x a t_y .

Předpoklad, že křivka bude v zobrazení M vs. \sqrt{t} vykazovat lineární trend až do okamžiku saturace byl splněn jen u několika měření. Ve většině případů byla křivka buď konkávní, nebo konvexní, nebo se její průběh v různých časových úsecích měnil. Koeficient w jsem proto počítala z reprezentativního lineárního úseku ve střední části křivky. Tento lineární úsek se nejčastěji vyskytoval v intervalu mezi 50% a 80% saturace. Pokud ani v tomto intervalu nebyla křivka lineární nelze w spolehlivě stanovit, stanovila jsem průměrnou rychlost a uvádím ji v příloze 4 červenou barvou. Pro porovnání jednotlivých lokalit a prohlubní tafoni a voštin s jejich okolím využívám místo ní sečnou rychlost T_{80-50} . Rychlosti T_{80-50} lze u křivek lineárních v úseku od 50% do 80% saturace snadno přepočítat na koeficient w a opačně.

Stanovení sečných rychlostí (T_{20} , T_{50} , T_{50-20} a T_{80-50}) slouží primárně k porovnání vývoje kapilární nasákavosti v čase. Jsou vhodné pro určení přítomnosti zpevněné krusty na skalním povrchu. Při vyhodnocování jsem zobrazila křivky v grafu M na ose y a \sqrt{t} na ose x . Toto zobrazení bylo výhodné, protože jsem mohla křivky rozdělit na úseky, kterými se dalo spolehlivě proložit lineární nebo kvadratický regresní trend. Trendy nemusí mít fyzikální podstatu, cílem bylo určení času t_{20} , t_{50} , a t_{80} . Při ručně zaznamenávaných experimentech na citlivějším siloměru jsem časy t_{20} , t_{50} , a t_{80} stanovila rovnou z průběhu křivky bez použití regresních metod. Čas t_{20} u vzorků malých průměrů bylo možné určit jen ojediněle.

Pro porovnání účinnosti zpevněné krusty na povrchu pískovce (X_x) na různých lokalitách jsem zjišťovala, kolik procent tvoří rychlost kapilárního nasákávání přes povrch vzorku (out) z rychlosti nasákávání přes podloží (in).

$$X_x = \frac{T_x(out)}{T_x(in)} * 100\% \quad (26)$$

4.2.5 Měření propustnosti pro vodní páru

Měření charakteristik propustnosti pro vodní páru jsem prováděla podle metodiky detailně popsané v práci Slavíka (2014) metodou wet cup. Měření jsem prováděla na 14 vzorcích z Petry

v Jordánsku, Kralup nad Vltavou, Crystal Peak v USA a Jestřebic. Jednalo se o stejné vzorky jako při měření hydraulické vodivosti. Vzorky zalepené v PVC víčkách (viz kapitola 4.2.3), jsem elektrikářskou páskou přilepila na tytéž PVC víčka naplněná 40–60 ml destilované vody. Vzorky jsem zvažila a umístila do klimakomory nastavené na 19 °C a 60 % relativní vlhkosti. Po dobu jednoho měsíce jsem pak vzorky 2x týdně vážila. Z poklesu hmotnosti vzorku v čase jsem vypočítala rychlost výparu (v_e) formou lineární regrese. Dále jsem spočítala součinitel difúze vodní páry (D_v) a faktor difúzního odporu (μ) podle následujících vztahů (viz kapitola 2.3).

$$D_v = \frac{v_e lRT}{S p_p M} \quad (27)$$

kde v_e je rychlost výparu [kg/s], l je mocnost vzorku [m], R je univerzální plynová konstanta, T odpovídá termodynamické teplotě [K], za které byl pokus prováděn, S je měrná plocha vzorku [m²] a p_p je rozdíl parciálních tlaků vodní páry ve vzduchu pod a nad vzorkem [Pa] a M značí molární hmotnost vody. Rozdíl parciálních tlaků vodní páry byl 1170 Pa.

Faktor difúzního odporu je roven:

$$\mu = \frac{D_a}{D_v} \quad (28)$$

kde D_a je součinitel difúze vodní páry ve vzduchu ($2,3 \cdot 10^{-5}$ m²/s).

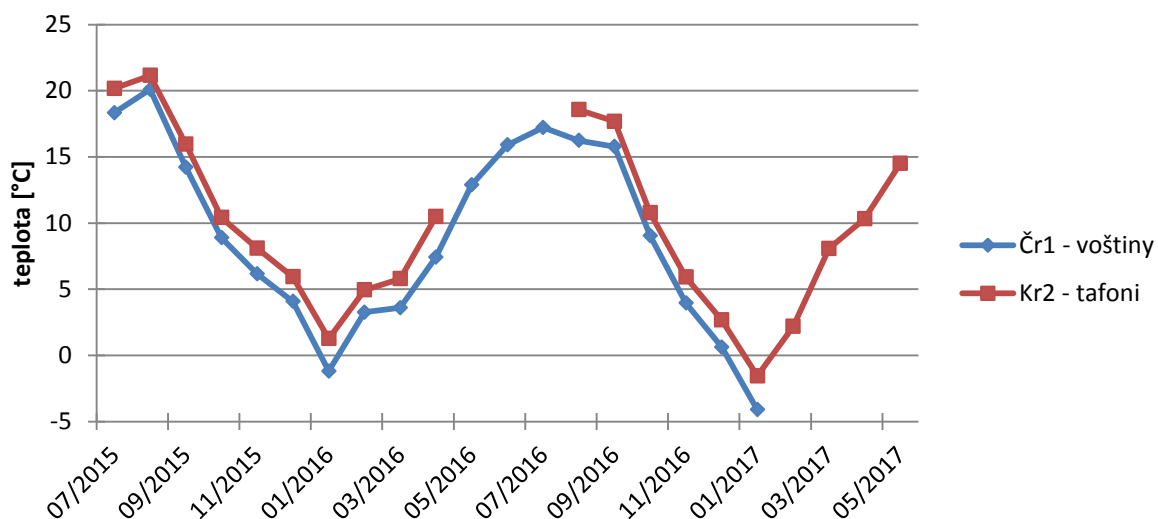
5 Výsledky

5.1 Vlhkost, sací tlak a retenční křivky povrchů tafoni a voštin

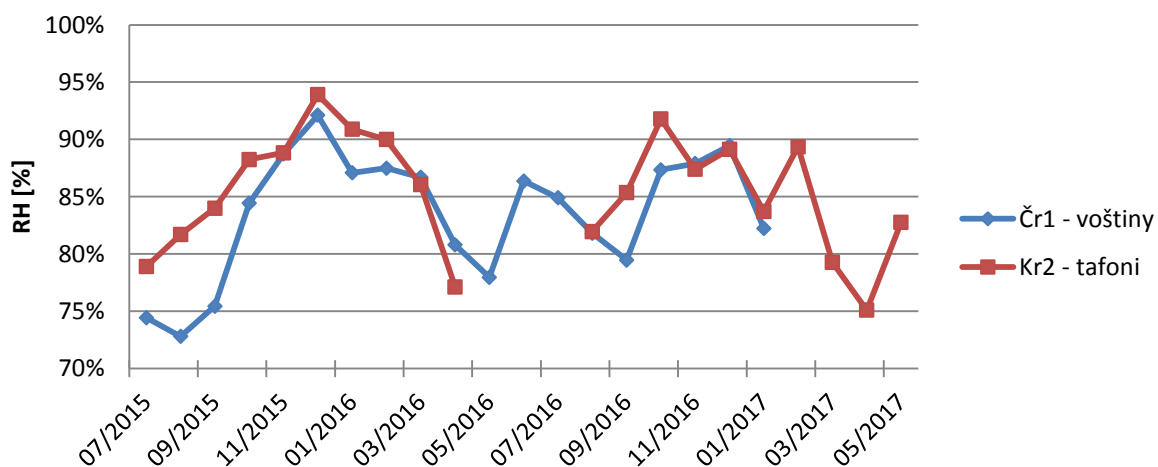
Zde uvádím výsledky terénních měření u Kralup nad Vltavou a laboratorního měření retenčních křivek.

5.1.1 Porovnání klimatických poměrů na lokalitách Kr2 a Čr1

Na lokalitě Kr2 (Kralupy) uvnitř tafone a na lokalitě Čr1 (Mladějov) uvnitř voštiny byla pomocí teplotních a vlhkostních čidel snímána teplota a relativní vlhkost vzduchu (RH). Tabulka v příloze 3 a obrázky 27 a 28 ukazují měsíční průměry teplot a RH na obou lokalitách. Nejteplejší měsíc na obou lokalitách byl srpen 2015 a nejchladnější měsíc leden 2017. Nejvlhčí měsíc byl na obou lokalitách prosinec 2015 a nejsušší byl srpen 2015 na lokalitě Čr1 a duben 2017 na lokalitě Kr2.



Obrázek 27: Průměrné měsíční teploty na lokalitách Čr1 a Kr2.



Obrázek 28: Průměrná měsíční relativní vlhkost vzduchu na lokalitách Čr1 a Kr2.

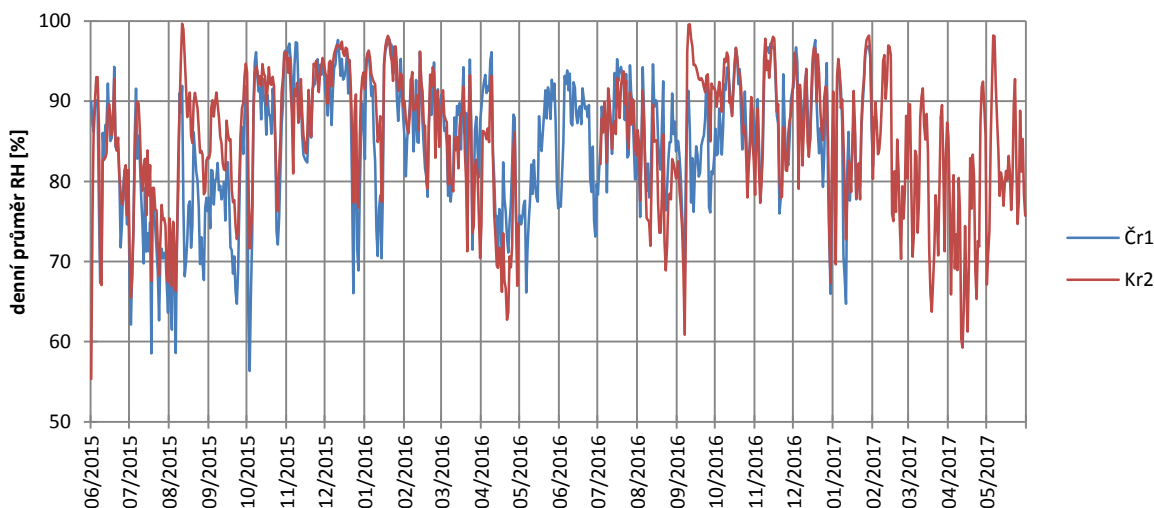
V období od 9. 6. 2015 do 8. 5. 2016 a od 11. 7. 2016 do 12. 2. 2017 jsem měla k dispozici data z obou lokalit. Tabulka 3 ukazuje extrémy v teplotě a RH pro obě lokality, průměry a směrodatné odchylky naměřených dat v překrývajícím se období.

Tabulka 3: Extrémy v teplotě (T_{\max} a T_{\min}) a RH (RH_{\max} a RH_{\min}) pro lokality Čr1 a Kr2 v období 9. 6. 2015 – 8. 5. 2016 a 11. 7. 2016 – 12. 2. 2017. Průměrná teplota a RH za toto období a jejich směrodatná odchylka (ΔT , ΔRH). Průměrný rozdíl teplot a RH mezi oběma lokalitami.

	Čr1	Kr2		Čr1	Kr2
T_{\max} [°C]	29,5	27	RH_{\max} [%]	98,6	100
T_{\min} [°C]	-12,8	-5	RH_{\min} [%]	37,7	45,2
$T_{\text{průměr}}$ [°C]	8,3	10,3	$RH_{\text{průměr}}$ [%]	83,9	86,2
ΔT [°C]	7,5	7,3	ΔRH [%]	10,2	8,6
průměrný rozdíl T	Kr2 + 2,0 °C		průměrný rozdíl RH	Kr2 + 2,3%	

Vidíme, že lokalita Kr2 (tafoni) byla v průměru o 2,0 °C teplejší než lokalita Čr1 (voštiny), a že relativní vlhkost vzduchu na lokalitě Kr2 byla v průměru o 2,2% vyšší než na lokalitě Čr1. Na lokalitě Kr2 bylo v deseti různých dnech dosaženo 100% vlhkosti, zatímco na lokalitě Čr1 byla maximální vlhkost vzduchu 98,6%.

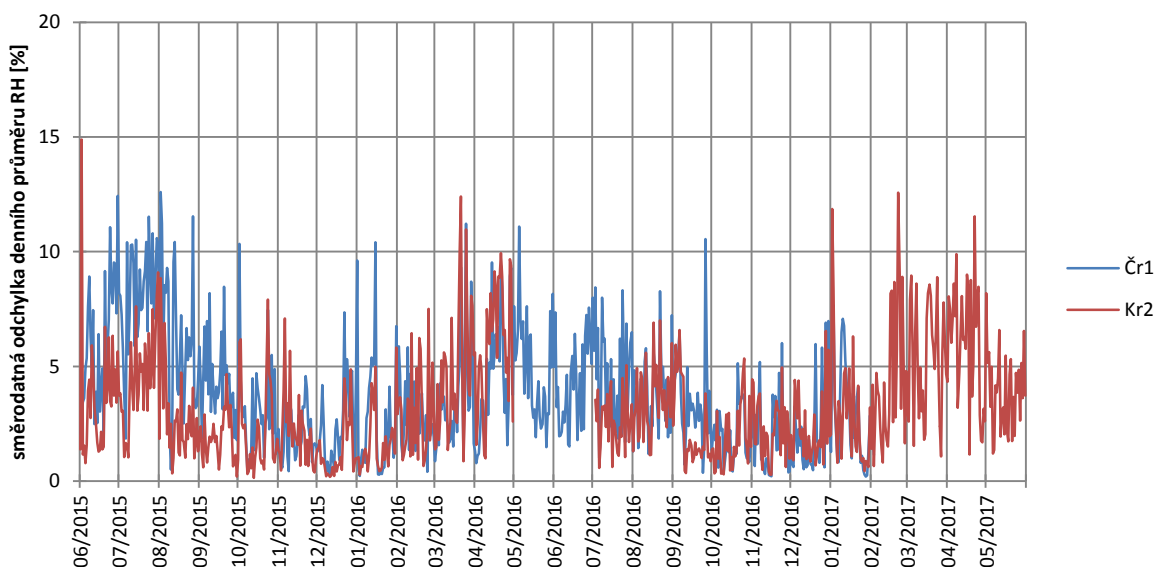
Pro vývoj tafoni a voštín je důležitá délka období vysychání (Huining a kol. 2004), proto jsem se detailněji zabývala variabilitou RH u tafoni a voštín. Obrázek 29 ukazuje denní průměry RH na obou lokalitách, obrázek 30 ukazuje směrodatnou odchylku denních průměrů RH a obrázek 31 odchylku denních průměrů RH od měsíčních průměrů RH.



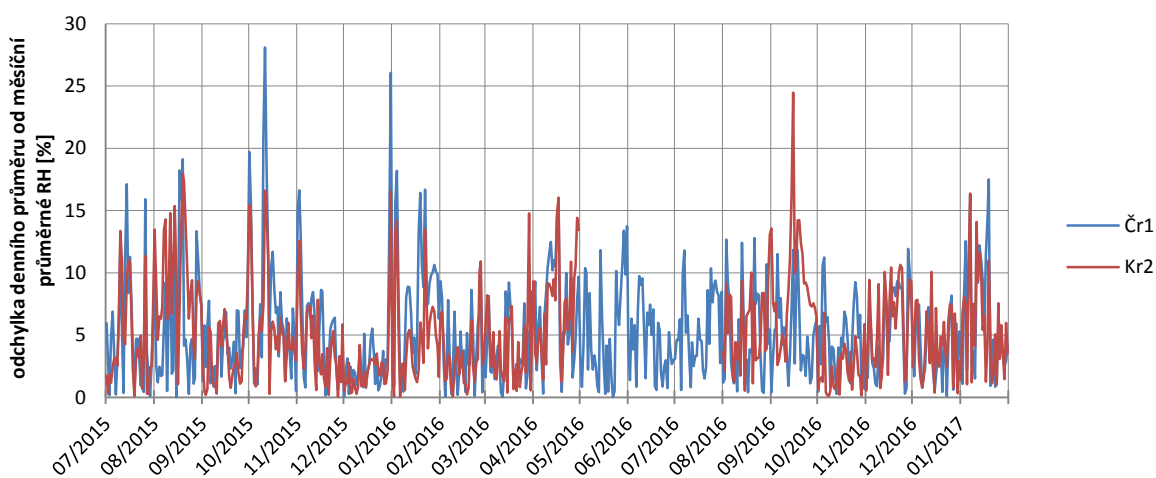
Obrázek 29: Denní průměry relativní vlhkosti vzduchu na lokalitách Čr1 (voštiny) a Kr2 (tafoni).

Z obrázku 29 vyplývá, že nejvlhčí období (RH mezi 80 a 100%) bylo na obou lokalitách během zimy – v listopadu a v prosinci 2015, v únoru 2016, v říjnu až v prosinci 2016. Nejmenší výkyvy relativní vlhkosti vzduchu (menší než 5%) byly na obou lokalitách od cca poloviny listopadu do poloviny prosince 2015 a v říjnu 2016 – tedy ve vlhkých obdobích. Na lokalitě Kr2 byly menší denní výkyvy RH (obrázek 30), výkyvy od měsíčních průměrů byly na obou lokalitách podobné (obrázek 31). Odpověď na to, jak rychle se vlhkost v hornině dostává do rovnováhy s relativní vlhkostí vzduchu, může dát měření rychlosti výparu z horniny. Rychlost výparu samozřejmě

závisí na RH i na teplotě a na počáteční vlhkosti horniny. Výpar se skládá s kapilárních procesů a difuze vodních par, přičemž při běžných hodnotách RH – okolo 80 – 90% dominují kapilární procesy (Slavík 2015). Kapilárním procesům a difuzi vodních par se budu v následujících kapitolách.



Obrázek 30: Směrodatná odchylna denního průměru relativní vlhkosti vzduchu pro lokality Čr1 (voštiny) a Kr2 (tafoni)



Obrázek 31: Odchylna denního průměru RH od měsíčního průměru RH pro lokality Čr1 (voštiny) a Kr2 (tafoni).

5.1.2 Výsledky terénních měření u Kralup nad Vltavou

Měření hloubky výparové fronty pod povrchem tafone

Dne 10. 4. 2016 jsem v místě odvrtaných vzorků tafoni naměřila pomocí rozprášení fluoresceinu hloubku výparové fronty pod povrchem horniny. Tabulka 4 a obrázky 32 a 33 ukazují, že v prohlubni tafone se nacházela v hloubkách okolo 1 cm pod povrchem, zatímco na vizoru tafone v hloubkách okolo 3 cm pod povrchem. V těchto hloubkách dochází k intenzivnímu vypařování spojeného s krystalizací solí. V prohlubni tafone se roztok vypařuje těsně pod povrchem. Krystalizace solí pak vede k dalšímu prohlubování tafone.

Tabulka 4: Měření hloubky výparové fronty pod povrchem tafone dne 10. 4. 2016 pomocí rozprášení fluoresceinu

Hloubka kapilární fronty pod povrchem [cm]		
Vizor tafone	Kr1	2,3
	Kr5	3,8
	Kr6	2,8
	průměr	3,0
Prohlubeň tafone	Kr2	1,8
	Kr3	1,2
	Kr4	0,3
	Kr8	0,8
	průměr	1,0



Obrázek 32: Hloubka výparové fronty na vizoru tafone (modře rozhraní vlhké a suché části)



Obrázek 33: Hloubka výparové fronty v prohlubni tafone

Měření rychlosti výparu z volné hladiny

Od jara 2016 do podzimu 2016 jsem měřila výpar z volné hladiny u tafoni. Měření v jeskyni se významně neliší od měření přímo uvnitř tafone (tabulka 5). Průměrná rychlost výparu během teplých měsíců byla 9,7 mm za měsíc v jeskyni a 9,8 mm za měsíc uvnitř tafone.

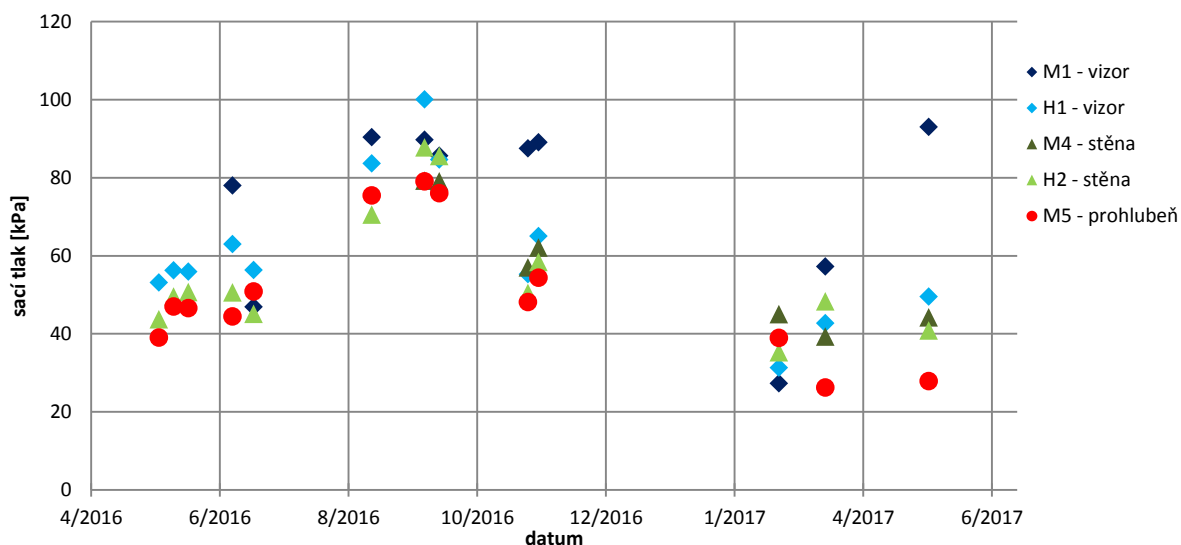
Tabulka 5: Měření rychlosti výparu z volné hladiny u Kralup nad Vltavou - v jeskyni a pod výklenkem tafone

měsíc	měřeno od	měřeno do	mm/měsíc	
			jeskyně	tafone
květen	10. 5. 2016	27. 5. 2016	11,3	12,8
červen	27. 5. 2016	17. 6. 2016	4,9	6,4
červen - srpen	17. 6. 2016	12. 8. 2016	6,1	8,2
srpen - září	12. 8. 2016	13. 9. 2016	14,6	14,9
září - říjen	13. 9. 2016	30. 10. 2016	11,6	6,7
průměr	jaro - podzim 2016		9,7	9,8

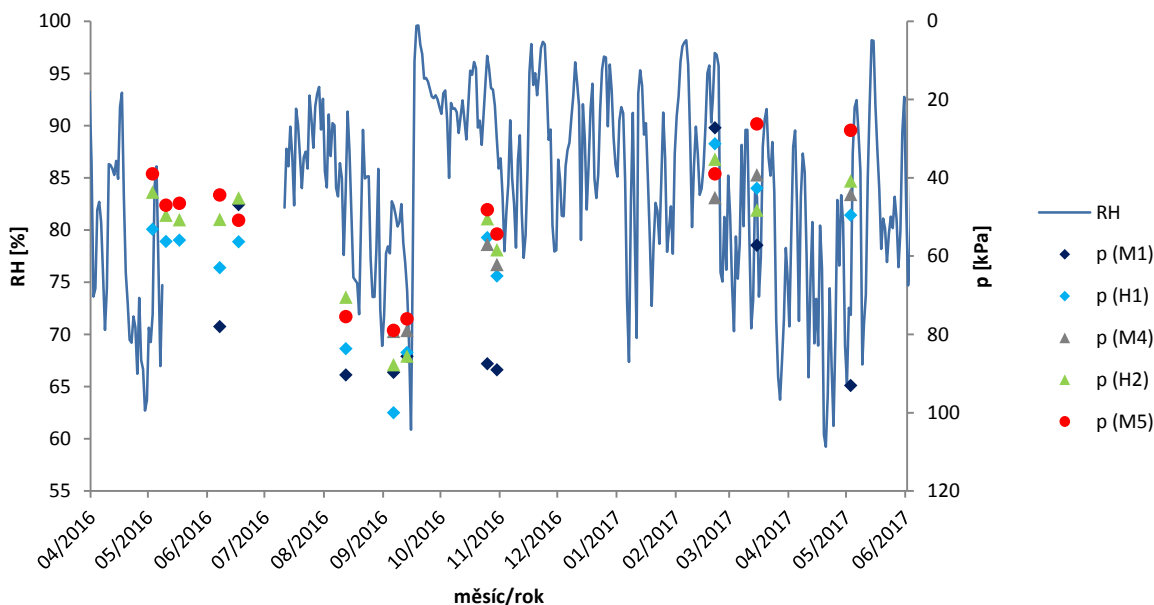
Měření ročního vývoje sacích tlaků na profilu tafone

Měření sacích tlaků na profilu tafone jsem prováděla v období od května 2016 do května 2017. Celkem jsem uskutečnila 13 měření. Měření nebylo možné provádět v zimním období (voda v tenzometrech by zmrzla). Obrázek 34 ukazuje výsledky měření sacích tlaků, konkrétní naměřené hodnoty uvádím v příloze 2. Vidíme jasný časový vývoj. Na jaře (květen – červen 2016) se sací tlaky pohybují mezi 40 a 60 kPa, během léta a září pak mezi 70 a 100 kPa, koncem října 2016 mezi 45 a 65 kPa, na jaře 2017 (únor až květen) pak mezi 20 a 50 kPa. V dokumentovaném období byly tedy nejvlhčí podmínky v pískovci od února do dubna 2017. Obrázek 35 ukazuje naměřené hodnoty sacích tlaků v souvislosti s vývojem relativní vlhkosti vzduchu na lokalitě. Upozorňuji, že ačkoliv se z grafu může zdát, neznamená, že uvedená hodnota RH nalevo odpovídá hodnotě tlaku napravo. Korelace mezi hodnotami sacích tlaků a denním průměrem relativní vlhkosti na lokalitě nebyla prokázána.

Z porovnávání hodnot sacích tlaků vzhledem k jejich pozici na profilu tafone vyplývá, že prohlubeň tafone byla v 77% měření nejvlhčí. Naopak nejsušší byl v 85% měření vizor tafone. Inverzní uspořádání (prohlubeň nejsušší a vizor nejvlhčí) bylo naměřeno jednou (21. 2. 2017) pár hodin po vydatném dešti. U mělké díry na vizoru tafone (M1) se zdá, že byla v několika případech vyschlá a hydraulicky nekomunikovala s okolním prostředím (odlehle hodnoty od ostatních měření). Při terénních měřeních tenzometry T5x již velmi pomalu reagují v oblasti sacích tlaků vyšších než 80 kPa, poté dochází k dočasnému zavzdušnění tenzometru. Měření jsem proto ukončovala při dosažení sacího tlaku 100 kPa. Naměřené hodnoty v oblasti 80–100 kPa jsou proto přibližné, skutečné sací tlaky mohly být ještě vyšší.



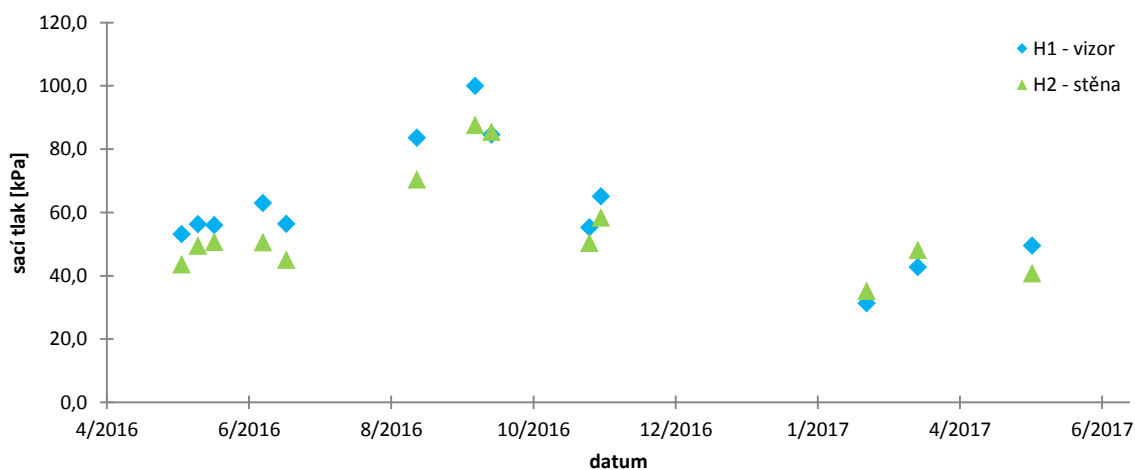
Obrázek 34: Vývoj hodnot sacích tlaků na profilu tafone u Kralup nad Vltavou



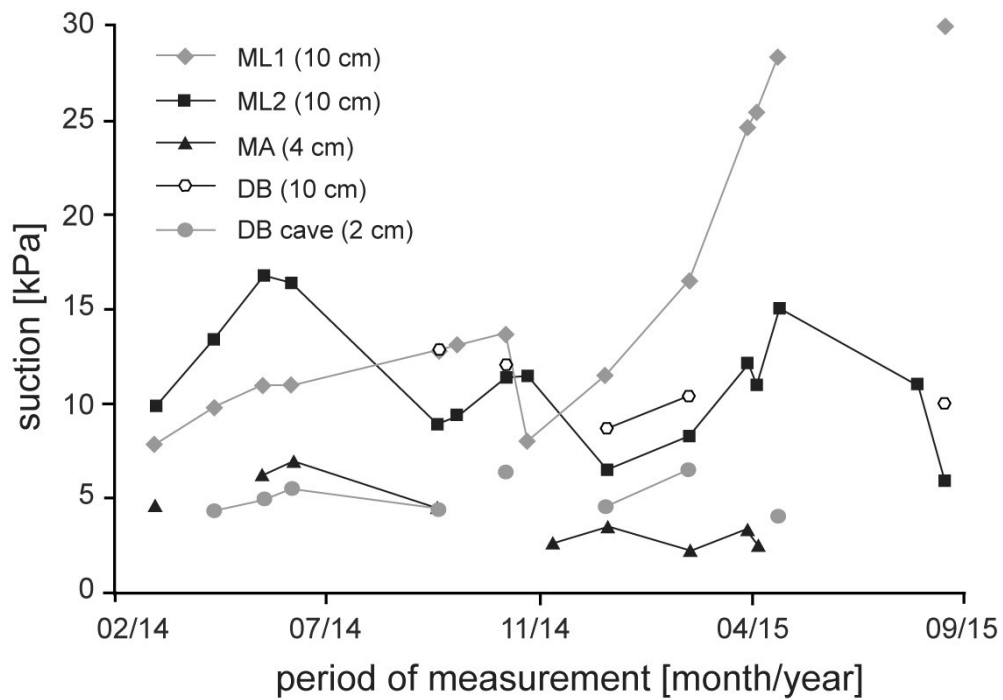
Obrázek 35: Denní průměry RH na lokalitě Kr2 a naměřené hodnoty sacích tlaků

5.1.3 Porovnání měření sacích tlaků u tafoni a voštin

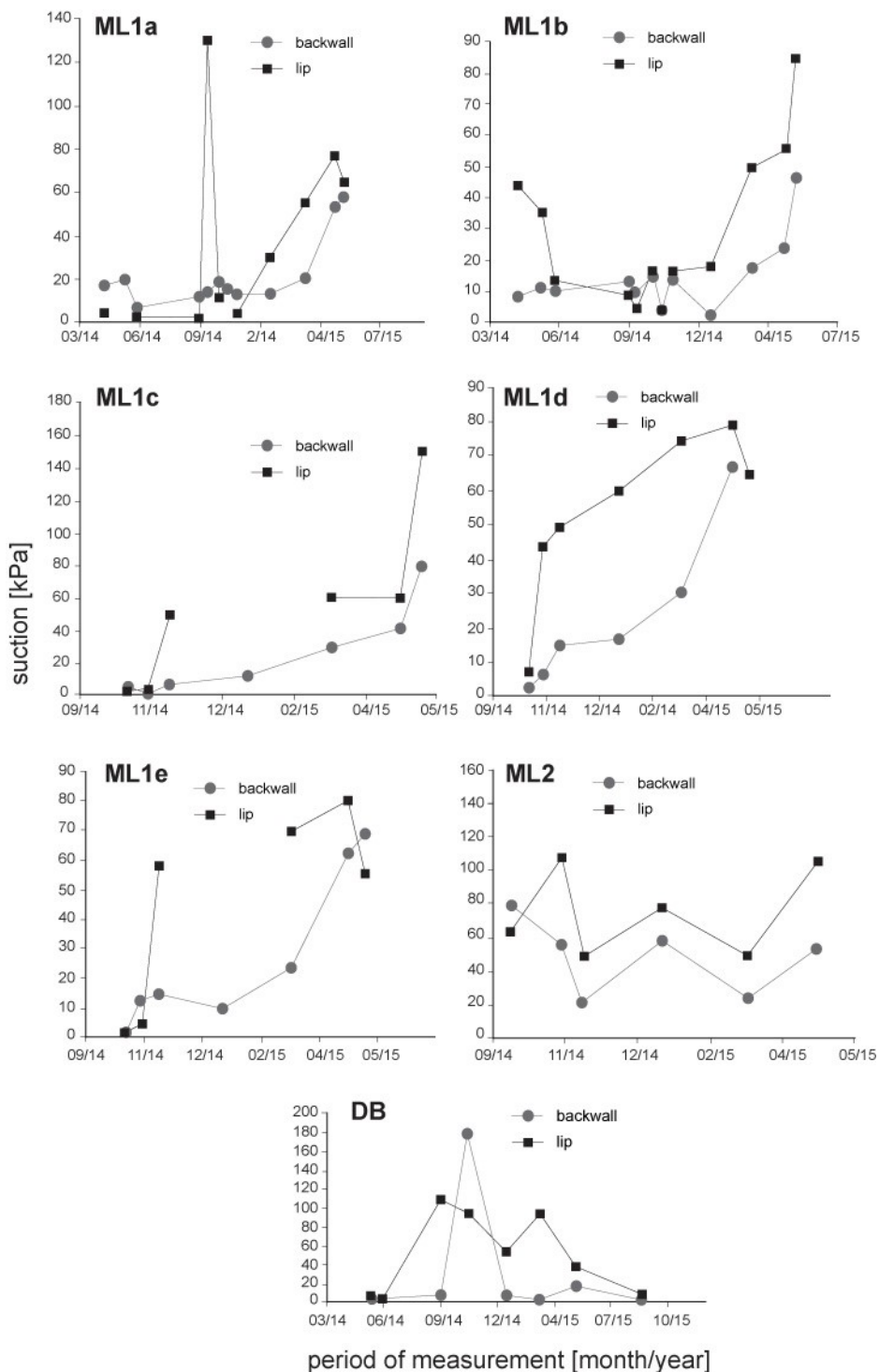
Naměřené sací tlaky jsem porovnávala s výsledky měření na voštinách prezentovaných v článku Bruthans a kol. (2017, v přípravě). Sací tlaky měřené v hloubkách 4 – 10 cm pod povrchem se u voštin pohybovaly mezi 2 a 30 kPa (obrázek 37), zatímco u tafone mezi 30 a 100 kPa (obrázek 36). Měření sacích tlaků na hřbítcích a důlcích voštin v hloubkách 0,5 – 1 cm pod povrchem pak ukazuje obrázek 38. Zde data vykazují daleko větší rozptyl – od 0 do 180 kPa. Povrch voštin patrně v teplých obdobích vysychá a ztrácí kontakt s podložím. U tafoni povrch prohlubně a stěn tafone zůstává v kontaktu s podložím, vysychá patrně pouze povrch vizoru.



Obrázek 36 Naměřené sací tlaky na tafone (měřeno v 10 cm hlubokých dírách) na lokalitě Dvořákova stezka u Kralup nad Vltavou.



Obrázek 37: Naměřené sací tlaky na voštinách v Českém ráji (lokality Mladějov, Malobratřice a Drábovna). Hloubka díry je uvedená v cm. Převzato z Bruthans a kol. 2017, v přípravě.



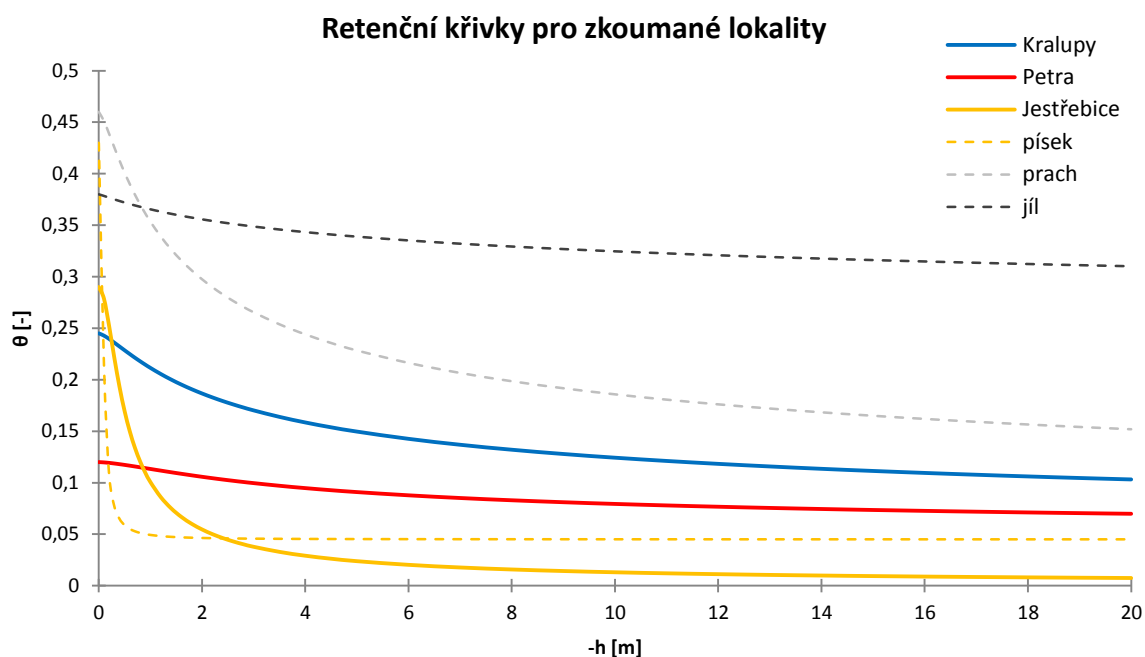
Obrázek 38: Měření sacích tlaků na voštinách v hloubkách 0,5 až 1 cm pod povrchem. Porovnání hodnot pro důlky a hřbítky voštin. Převzato z Bruthans a kol. 2017, v přípravě.

5.1.4 Retenční křivky pro zkoumané lokality

Obrázek 39 ukazuje získané retenční křivky z naměřených dat a za použití modelu Van Genuchten – Mualem. Vypočítané parametry retenčních křivek uvádím v tabulce 6. Zároveň zde ukazují porovnání s typickými retenčními křivkami pro zeminy písek, prach a jíl s parametry podle Carsel a Parrish (1988). Je zřejmé, že retenční křivka jestřebického pískovce s voštinami se podobá hrubozrnnějším písčitém zeminám, zatímco retenční křivka na tafoni z kralupského pískovce a pískovce z Petry se podobá jemnozrnnějším prachovitým zeminám.

Tabulka 6: Parametry retenčních křivek získaných modelem Van Genuchten - Mualem

	Kralupy	Petra	Jestřebice	Kr1 - vizor	Kr4 - prohlubeň	18/6 - prohlubeň	25/10 - vizor
θ_s	0,25	0,12	0,29	0,25	0,24	0,12	0,15
θ_R	0,06	0,04	0,002	0,06	0,06	0,07	0,05
α	1,43	0,47	2,86	1,08	0,43	0,25	0,82
n	1,42	1,46	1,96	1,57	1,63	2,76	2,95
m	0,29	0,31	0,49	0,36	0,39	0,64	0,66



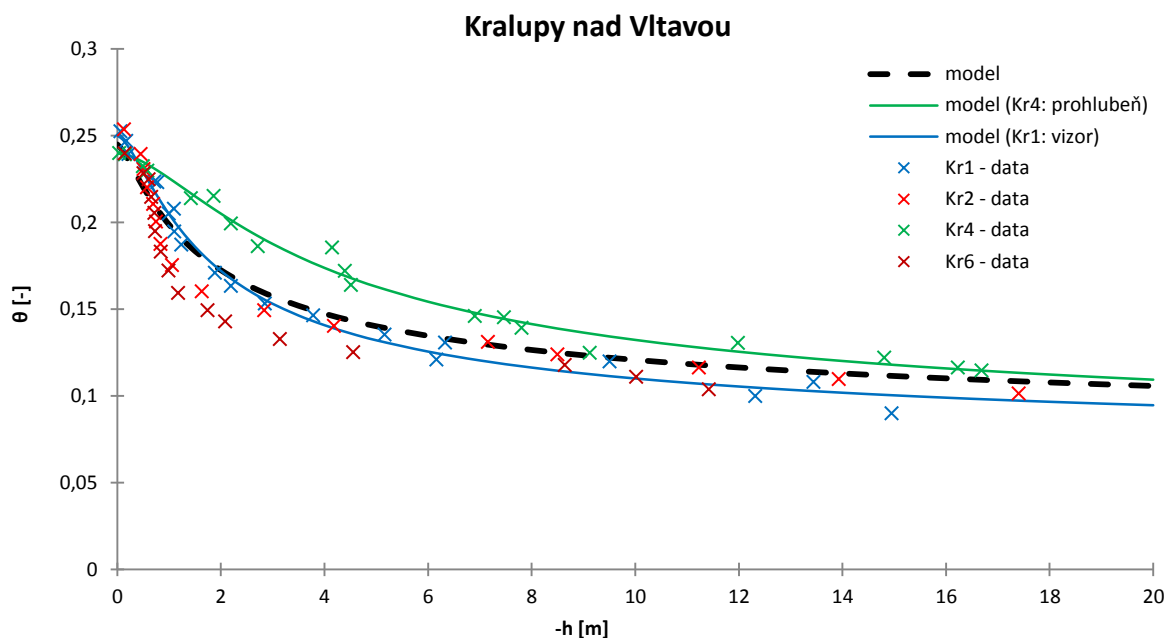
Obrázek 39: Naměřené retenční křivky v porovnání s typickými retenčními křivkami zemin.

Kralupy nad Vltavou

Obrázek 40 ukazuje naměřené dvojice hodnot (vlhkost, tlaková výška) na všech čtyřech měřených vzorcích z Kralup nad Vltavou a proložené modelové křivky. Vzhledem k omezenému počtu vzorků jsou pouze měření Kr1 a Kr4 neovlivněná. Měření Kr2 a Kr6 byla uskutečněna na již několikrát vodou promytých vzorcích během jiných experimentů. To se projevilo na výsledcích – některé jemnozrnné částice již byly ze vzorků vyplaveny a křivky mají v první fázi strmější spád. U nepromytých vzorků Kr1 a Kr4 vidíme rozdíl mezi retenční křivkou vizoru (modře) a prohlubně (zeleně). Důvodem je pravděpodobně rozdíl v porozitě prohlubně a vizoru. Dle naměřených hodnot porozity těchto vzorků (tabulka 7) je porozita vizoru mírně větší než porozita prohlubně tafone. Důvodem může být rozpukání (mikropukliny) na vizoru nebo pokročilejší zvětrávání horniny v prohlubni tafoni, a tím pádem i větší obsah prachovitých a jílovitých částic. Modelová retenční křivka proložená všemi daty více odpovídá chování horniny na vizoru.

Tabulka 7: Objemová hmotnost (ρ) a porozita (n) některých vzorků tafoni z lokalit v Jordánsku a v Kralupech nad Vltavou, n_1 = porozita vypočítaná na základě hustoty pevné fáze (2,65 g/cm³, n_2 = porozita vypočítaná z maximální hmotnosti vzorku po saturování ve vakuu.

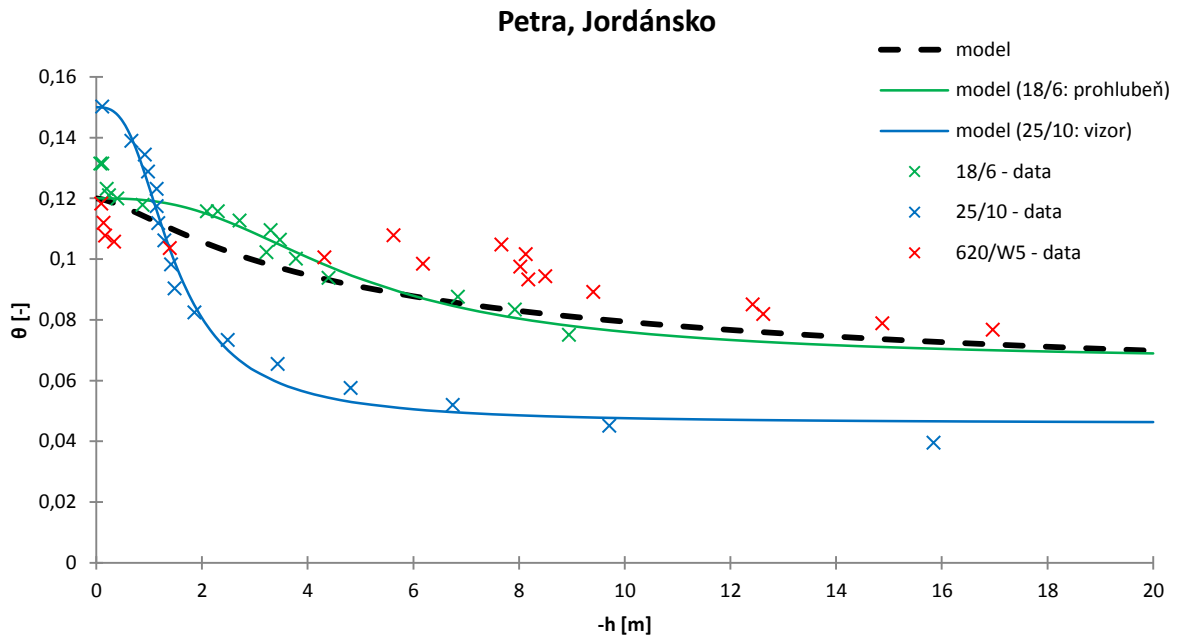
Vzorek	Lokalita	Pozice	ρ [g/cm ³]	n_1 [-]	n_2 [-]
18/6	Jor2	prohlubeň	2,33	0,12	0,13
25/10	Jor2	vizor	2,27	0,14	0,15
620/W5	Jor1	blok	2,37	0,11	0,12
620/R	Jor1	blok	2,40	0,10	
Kr2	Kr1	prohlubeň	2,04	0,23	0,25
Kr4	Kr1	prohlubeň	2,11	0,20	0,24
Kr1	Kr1	vizor	2,07	0,22	0,25
Kr6	Kr1	vizor	2,02	0,24	0,24



Obrázek 40: Retenční křivky vzorků tafoni u Kralup nad Vltavou (Kr1). Modelová křivka prokládá naměřená data ze všech čtyř vzorků.

Petra

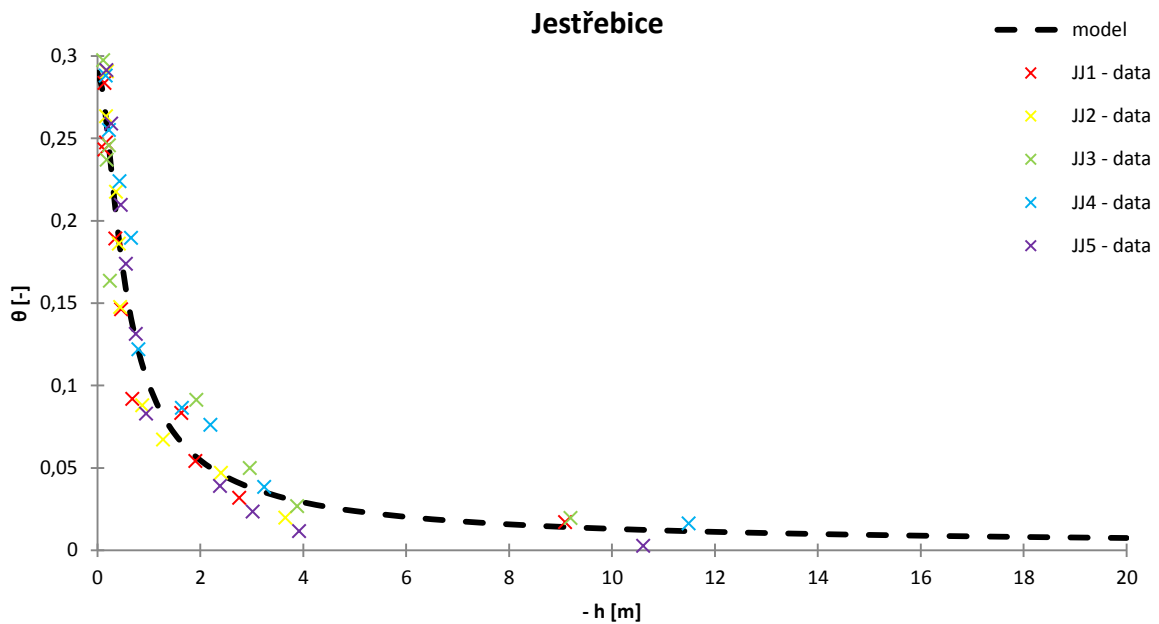
Obrázek 41 ukazuje naměřené retenční křivky na tafoni z Jordánské Petry. Ačkoliv všechny měřené vzorky byly již dříve promývány při pokusech s kapilárním nasákáváním, retenční křivky z prohlubně tafone (vzorek 18/6) a odlomeného bloku (620/W5) vykazují zpočátku mírnější spád. Důvodem může být opět rozdíl v porozitě (tabulka 7), způsobený do značné míry rozdílným zvětráním pískovců. Retenční křivka vizoru tafone (25/10) zpevněného krustou opět klesá strměji. Modelová křivka proložená všemi zobrazenými daty zde spíše odpovídá zvětralému pískovci v prohlubni tafoni.



Obrázek 41: Retenční křivky vzorků tafoni z Petry v Jordánsku (lokalita Jor1 a Jor2). Modelová křivka prokládá naměřená data ze všech tří vzorků.

Jestřebice

Z voštinového pískovce z Jestřebic bylo měřeno 5 podobných vzorků. Modelová křivka byla proložena všemi naměřenými daty (obrázek 42) a věrně charakterizuje tento pískovec. Narozdíl od retenčních křivek pískovců z tafoni (Kralupy, Petra), tato retenční křivka upadá daleko strměji k nule. Odpovídá proto hrubozrnějšímu materiálu s většími póry.



Obrázek 42: Retenční křivka vzorků voštin z Jestřebic (lokalita Ko2). Modelová křivka prokládá naměřená data z pěti vzorků.

5.1.5 Vlhkost na lokalitě Kr2

Na základě získaných parametrů retenčních křivek jsem k změřeným sacím tlakům na lokalitě Kr2 vypočítala odpovídající objemovou vlhkost horniny. Tabulka 8 ukazuje průměrné hodnoty vlhkosti na vizoru, stěně a v prohlubni měřené tafone. Hodnoty se liší podle použité retenční křivky. V případě, že použijeme pro vizor retenční křivku vizoru (Kr1) a pro prohlubeň retenční křivku prohlubně (Kr4), vidíme největší rozdíly ve vlhkostech – průměrně 12% na vizoru a 16% v prohlubni. Pokud použijeme průměrnou retenční křivku (model vše), i zde vychází prohlubeň tafone o něco vlhčí.

Tabulka 8: Vypočítané hodnoty průměrné vlhkosti tafone na lokalitě Kr2 z naměřených sacích tlaků a retenčních křivek

retenční křivka	model (vše)			model (Kr1)	model (Kr4)
	vizor	stěna	prohlubeň	vizor	prohlubeň
vlhkost [obj %]					
průměrná hodnota	13%	14%	14%	12%	16%
<i>minimum - maximum</i>	<i>12%-16%</i>	<i>12%-15%</i>	<i>13%-16%</i>	<i>11%-16%</i>	<i>14%-19%</i>

5.2 Hydraulické vlastnosti zpevněného povrchu tafoni a voštin

Pro kvantifikování účinků zpevněné krusty na povrchu tafoni a voštin vyhodnocuji společně měření pórovitosti, rychlosti kapilárního nasákávání, faktoru difúzního odporu a hydraulické vodivosti.

Tabulka v příloze 4 uvádí pro jednotlivé vzorky všechny veličiny získané z měření rychlosti kapilárního nasákávání. Tabulka v příloze 5 uvádí pro jednotlivé vzorky vybrané rychlosti kapilárního nasákávání (T_{80-50} , X_{20} , X_{50} a w), charakteristiky paropropustnosti, hydraulickou vodivost a objemovou hmotnost.

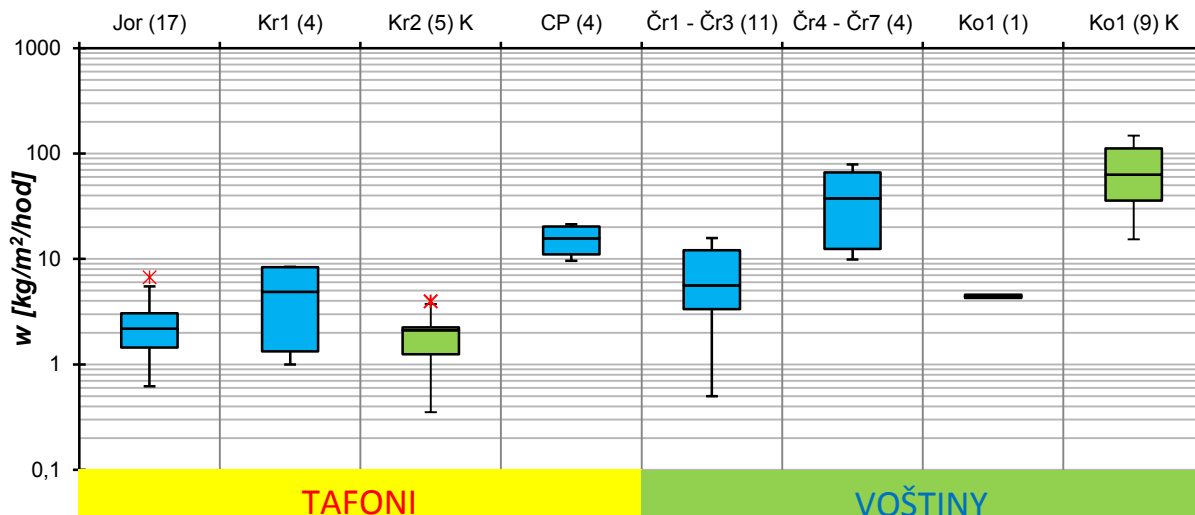
5.2.1 Naměřené charakteristiky zkoumaných lokalit

V tabulce 9 uvádím výsledky kapilární nasákavosti, faktoru difúzního odporu, hydraulické vodivosti a pórovitosti pro zkoumané lokality. U kapilární nasákavosti a hydraulické vodivosti byly na jedné lokalitě běžně naměřeny až o 2 řády rozdílné hodnoty. Hodnoty faktoru difúzního odporu vykazují nejnižší variabilitu (pouze v rámci 1 řádu) s výjimkou pískovce z Jordánské Petry.

Tabulka 9: Tabulka 10: Výsledky měření rychlosti kapilárního nasákávání, faktoru difúzního odporu, hydraulické vodivosti a pórovitosti pro jednotlivé lokality (tučně je medián, kurzívou minimum a maximum, červeně jediné měření pro danou lokalitu).

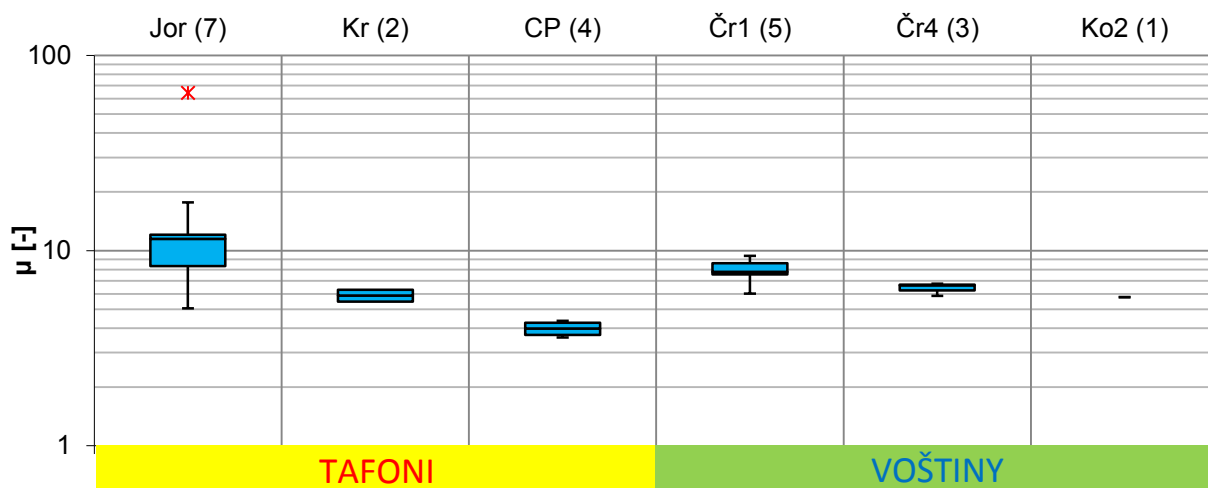
median min-max jediné měření	počet vzorků nasákavost/ Karsten tube/ paropropust nost/ hydraulická vodivost/ porozita	lokalita	kapilární nasákavost				faktor difúzního odporu μ [-]	hydraulická vodivost K [m/s]	poro- zita n [%]
			X_{50} [%]	T_{80-50} [g/m ² /s]	w [kg/m ² /√h]	w (Karsten) [kg/m ² /√h]			
TAFONI	20/0/7/7/4	Jor1 a Jor2 Petra	44% 0,8% - 289%	0,2 0,03 - 2,3	2,1 0,6 - 6,7	-	11,5 5,1 - 64	4E-08 1E-09 - 2E-07	13% 10% - 15%
	4/5/2/2/4	Kr1 a Kr2 Kralupy	46% 12% - 117%	0,6 0,04 - 1,5	4,9 1,0 - 8,4	2,1 0,4 - 4,0	5,9 5,5 - 6,2	3E-07 1E-07 - 5E-07	24% 24% - 25%
	4/0/4/4/0	CP Crystal Peak	19% 7% - 40%	4,1 1,3 - 11	15,7 9,6 - 21	-	4,0 3,6 - 4,4	2E-06 3E-08 - 2E-05	
	1/0/0/0/0	Hel Helper	59%	26	35	-	-	-	-
VOŠTINY	10/0/6/18/7	Čr1 – Čr3 Český ráj	13% 0,02% - 134%	1,6 0,3 - 14	5,6 0,5 - 16	-	7,7 6,0 - 9,4	4E-05 2E-06 - 5E-05	26%
	4/0/3/1/0	Čr4 – Čr7 Český ráj	25% 2,2% - 114%	49,7 0,3 - 210	37,7 9,9 - 79	-	6,6 5,9 - 6,8	9E-05	-
	1/9/1/3/3	Ko1 a Ko2 Kokořínsko	151%	0,8	4,6	63 15,4 - 147	5,8	2E-05 1E-05 - 6E-05	25%

Na obrázku 43 ukazují krabicový diagram pro rozložení kapilární nasákavosti w v rámci zkoumaných lokalit. Nejmenší hodnoty kapilární nasákavosti (medián 2,1 kg/m²/√hod) byly naměřeny na pískovcích z Petry (Jor1 a Jor2), dále na pískovcích u Kralup – terénní měření na lokalitě Kr2 vyšla podobně jako měření v Jordánsku (okolo 2,1 kg/m²/√hod), laboratorní měření z lokality Kr1 se pohybovala okolo 4,9 kg/m²/√hod. Nejvyšší hodnoty kapilární nasákavosti u tafone jsem naměřila na pískovci v Helperu – 35 kg/m²/√hod a na tufech z Crystal Peak (CP) – 15,7 kg/m²/√hod. U voštin jsem naměřila velké rozdíly v kapilární nasákavosti ve zdánlivě podobných pískovcích: v okolí Mladějova (Čr1 – Čr3) se hodnoty pohybovaly okolo 5,6 kg/m²/√hod, v Příhrázských skalách a okolí pak byly daleko vyšší (okolo 37,7 kg/m²/√hod). Nejvyšší kapilární nasákavost byla naměřena na lokalitě Okna (Ko1) pomocí Karsten tube (okolo 63 kg/m²/√hod), v laboratoři změřený vzorek voštiny z této lokality má naopak kapilární nasákavost velmi nízkou (4,6 kg/m²/√hod). Důvodem je pravděpodobně velká rozmanitost povrchů na lokalitě a způsob měření. V terénu byly měřeny různé povrchy (černé solné krusty i erodabilní povrchy) a voda z Karsten tube se často šířila různými směry pod povrchem – není možné zabezpečit 1D nasákávání jen směrem do masivu. V laboratoři byl měřen pouze jeden vzorek voštiny o ploše 6,5 cm² a výšce 4 cm, výsledná rychlost zde tedy vychází hlavně z vertikálního 1D nasákávání.



Obrázek 43: Kapilární nasákavost w měřená v laboratoři (modře) a v terénu pomocí Karsten tube (zeleně) pro zkoumané lokality. Čísla v závorce uvádějí počet měřených vzorků. Hvězdička značí odlehlé hodnoty.

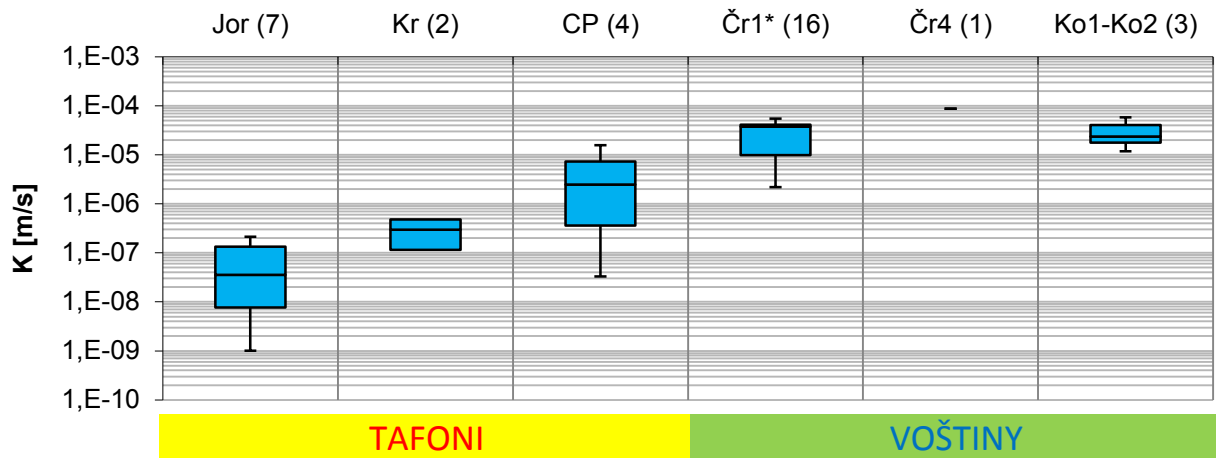
Na obrázku 44 ukazují krabicový diagram velikosti faktoru difúzního odporu pro zkoumané lokality. Vyšší hodnoty faktoru difúzního odporu znamenají nižší rychlost difuze vodních par skrze vzorek. Nejvyšší hodnoty faktoru difúzního odporu (okolo 11,5) a zároveň největší variabilita hodnot (5,1 – 64) byly naměřeny u tafoni v Petře (Jor1 a Jor2). U voštín v Mladějově (Čr1) se faktor difúzního odporu pohyboval okolo 7,7, u voštín v Malobratřicích (Čr4) okolo 6,6 (data z diplomové práce Slavíka 2014), na voštině z Jestřebic (Ko2) byla naměřena hodnota 5,8. Na tafoni u Kralup (Kr1) byly naměřené hodnoty faktoru difúzního odporu okolo 5,9 pro lokalitu Kr1, na tafoni v Crystal Peak pak byly naměřeny vůbec nejnižší hodnoty – okolo 4,0. Z naměřených dat vyplývá, že jediné některé krusty z Jordánska mohou efektivně zpomalovat proces difuze vodních par.



Obrázek 44: Faktor difúzního odporu μ pro zkoumané lokality. Čísla v závorce udávají počet měřených vzorků. Hvězdička značí odlehlé hodnoty.

Na obrázku 45 ukazují krabicový diagram naměřených hodnot nasycené hydraulické vodivosti pro jednotlivé lokality. Hydraulická vodivost se u voštinových pískovců z Českého ráje (Čr1 a Čr4) i Kokořínska (Ko1 a Ko2) pohybuje v řádu 10^{-5} m/s. Hydraulická vodivost hornin

s vyvinutými tafoni je nižší, pro tufy v Crystal Peak (CP) se pohybuje nejčastěji v řádu 10^{-6} m/s, u Kralupských pískovců (Kr1) v řádu 10^{-7} m/s a u pískovců z Petry (Jor1 a Jor2) v řádu 10^{-8} m/s. Největší rozdíly v hydraulické vodivosti vzorků z jedné lokality byly zaznamenány u tafoni z Petry a Crystal Peak.



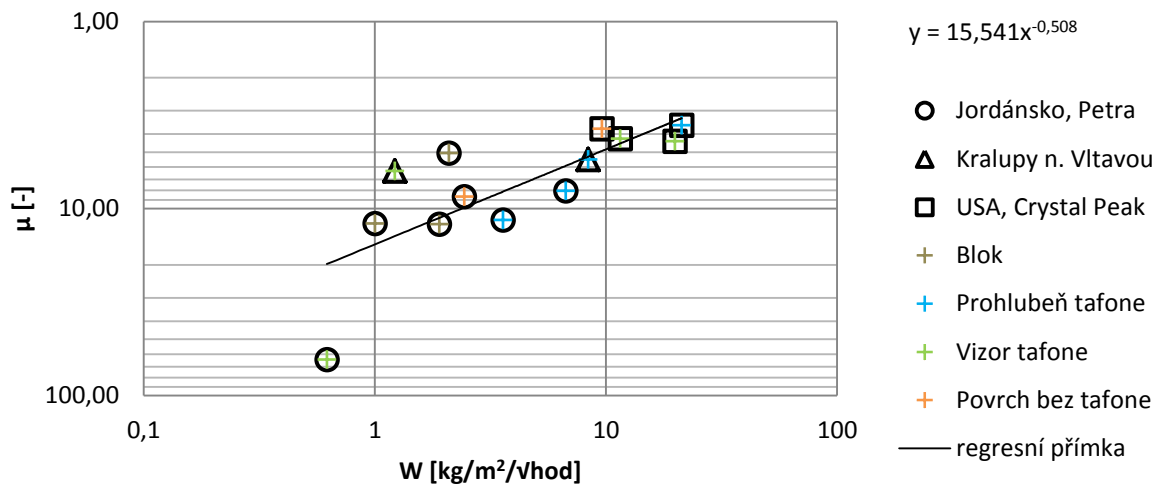
Obrázek 45: Nasycená hydraulická vodivost pro zkoumané lokality. (*Měřené hodnoty z lomu Střeleč, cca 500 m od lokality Čr1 - Mladějov.)

5.2.2 Vztahy mezi měřenými veličinami

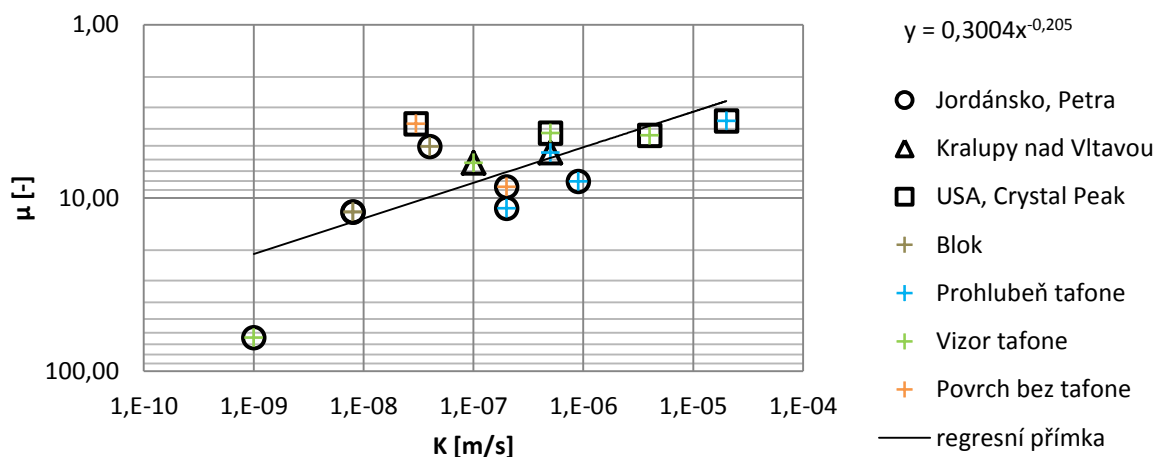
Obecně platí, že s rostoucí pórovitostí, roste rychlost kapilárního nasákávání, klesá faktor difúzního odporu a roste hydraulická vodivost. Na některých vzorcích z tafoni byla změřena jak kapilární nasákavost, tak paropropustnost a hydraulická vodivost. Na obrázcích 46 – 48 ukazují grafy závislosti jednotlivých veličin. Pearsonův korelační koeficient je pro závislost hydraulické vodivosti (K) na nasákavosti (w) roven 0,85, pro závislost faktoru difúzního odporu (μ) na w je roven -0,76 a pro závislost μ na K je roven -0,71. Nejtěsnější závislost byla tedy prokázána pro vztah hydraulické vodivosti a nasákavosti (obrázek 48):

$$K = 9 \cdot 10^{-9} w^{1,98} \quad (29)$$

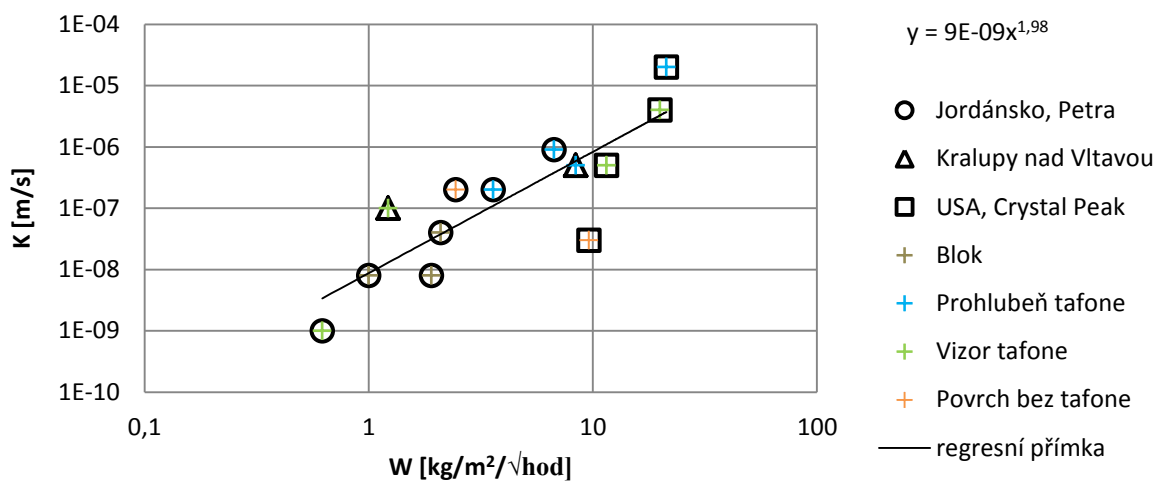
Rovnice všech závislostí uvádím na každém grafu (obrázek 46 – 48).



Obrázek 46 Závislost faktoru difúzního odporu na kapilární nasákavosti.



Obrázek 47: Závislost faktoru difúzního odporu na hydraulické vodivosti.



Obrázek 48: Závislost hydraulické vodivosti na kapilární nasákavosti.

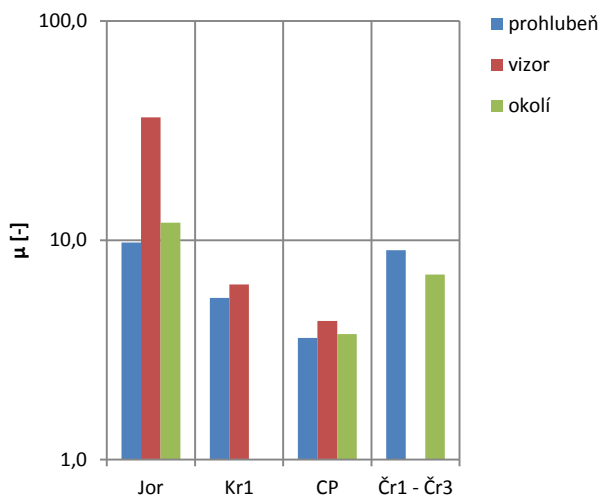
5.2.3 Porovnání vlastností krusty uvnitř a vně tafoni a voštin

Vzhledem k vysoké variabilitě měřených veličin jsem rozdělila zkoumané lokality podle pozice odebraného jádra. Lokality u tafoni jsem rozdělila na prohlubně, vizory a povrch bez tafoni, lokality u voštin na voštiny a povrch bez voštin. V tabulce 11 uvádím výsledky pro jednotlivé pozice v rámci lokalit.

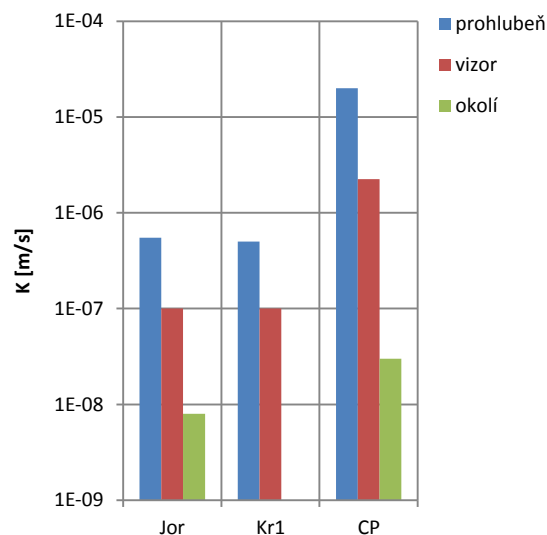
Tabulka 11: Výsledky kapilární nasákavosti, faktoru difúzního odporu a hydraulické vodivosti pro jednotlivé pozice vzorků v rámci lokalit

median min-max jediné měření	lokalita	počet vzorků $w/\mu/K$	pozice	Kapilární nasákavost			Faktor difúzního odporu	Hydraulická vodivost
				X_{50} [%]	T_{80-50} [g/m ² /s]	w [kg/m ² /√h]	μ [-]	K [m/s]
TAFONI	Jor1 a Jor2 (Petra)	5/2/2	prohlubeň	88% 17% - 290%	1,4 0,4 - 1,8	5,0 1,9 - 6,7	9,8 8,0 - 11,5	6E-07 2E-07 - 9E-07
		3/2/2	vizor	1,9% 0,8% - 2,0%	0,03 0,03 - 0,3	0,6 0,6 - 2,4	36 8,6 - 64	1E-07 1E-09 - 2E-07
		12/3/3	blok	75% 10% - 204%	0,2 0,06 - 1,2	2,0 1,0 - 3,1	12 5,1 - 12,1	8E-09 8E-09 - 4E-08
	Kr1 (Kralupy n. Vltavou)	2/1/1	prohlubeň	96% 74% - 117%	1,3 1,2 - 1,5	8,4 8,3 - 8,4	5,5	5E-07
		2/1/1	vizor	15% 12% - 18%	0,1 0,04 - 0,06	1,2 1,0 - 1,4	6,3	1E-07
	CP (Crystal Peak)	1/1/1	prohlubeň	40%	10,7	21,3	3,6	2E-05
		2/2/2	vizor	8,8% 7,5% - 10%	4,1 2,3 - 5,8	16 12 - 20	4,3 4,2 - 4,4	2E-06 5E-07 - 4E-06
		1/1/1	povrch bez tafone	28%	1,3	9,6	3,7	3E-08
	VOŠTINY	Čr1 – Čr3 Český ráj, okolí Mladějova	6/2/0	voština	23% 0,02% - 64%	4,3 1,0 - 14	12 0,5 - 16	9,0 8,6 - 9,4
4/4/0			povrch bez voštin	9,0% 0,2% - 134%	0,7 0,3 - 1,6	5,0 2,7 - 12	7,0 6,0 - 7,8	

Přítomnost hydrofobní krusty je charakterizována nižší kapilární nasákavostí než okolní hornina nebo nízkými hodnotami poměru X_{50} , vyššími hodnotami faktoru difúzního odporu a nižší hydraulickou vodivostí. Rozdíly v mediánech faktoru difúzního odporu a hydraulické vodivosti ukazuje obrázek 49 a 50, rozdíly v kapilární nasákavosti se budu věnovat níže podrobněji. Vidíme výrazně vyšší hodnoty faktoru difúzního odporu na vzorcích vizoru z Petry (Jor). Na hodnotách hydraulické vodivosti vidíme, že nejméně propustné je nezvětralé okolí tafoni, poté vizor tafoni a nejvyšší hodnoty hydraulické vodivosti nacházíme v prohlubních tafoni. U voštin nemohlo být toto srovnání uděláno pro nedostatek dat.

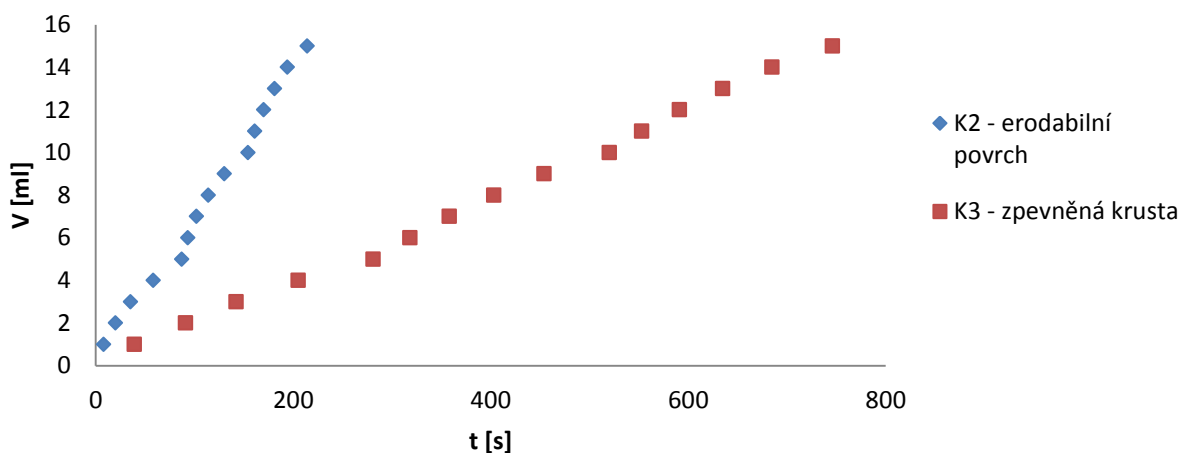


Obrázek 49: Faktor difúzního odporu (medián) pro jednotlivé polohy vzorků na lokalitách.



Obrázek 50: Hydraulická vodivost (medián) pro jednotlivé polohy vzorků na lokalitách.

Nejvýznamněji se krusta projevuje na změnách kapilární nasákavosti. Účinky krusty se mi podařilo naměřit i v terénu na lokalitě Ko1 (voštiny Okna) pomocí Karsten tube (obrázek 51). Na lokalitě Kr2 (tafoni u Kralup) se mi účinnost krusty na vizoru tafone nepodařila naměřit, protože voda z Karstenu stékala těsně pod povrchem a dále do masivu se nevsakovala.



Obrázek 51: Průběh měření na lokalitě Ko1 (Okna) pomocí Karsten tube. Kontrast mezi rychlostí vsakování přes erodabilní povrch a zpevněnou krustu.

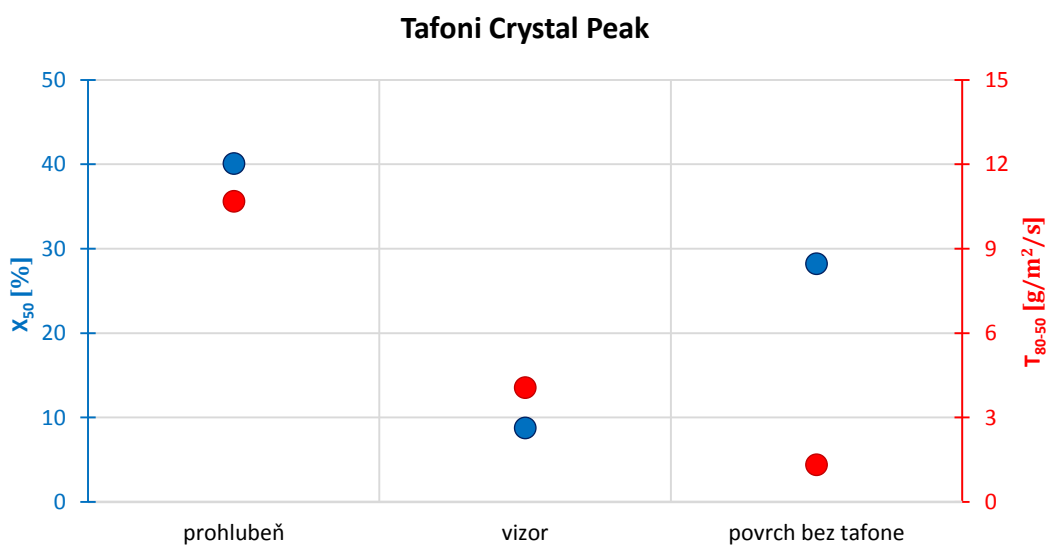
Výsledky laboratorních měření (Obrázky 52 – 54) pak jasně ukazují, jak hydrofobní krusta zpomaluje rychlost kapilárního nasákávání T_{80-50} a poměr X_{50} .

Z krabicových diagramů na obrázcích 53 a 54 vyplývá, že u tafoni se vytváří silná hydrofobní krusta vně tafone (na vizoru a hladkém povrchu v okolí). V prohlubních tafoni nebyla existence silné krusty dokázána, soli a další látky zde přítomné zpomalují kapilární nasákávání málo anebo vůbec, protože poměr X_{50} se v prohlubních tafone pohybuje mezi 40 – 200%. Výrazné zpomalení nasákavosti ($X_{50} = 17\%$) v prohlubni tafone bylo zjištěno jen u jednoho vzorku (18/8) v Petře. Ve voštinových pískovcích z okolí Mladějova se vyvíjí silná krusta na některých místech jak uvnitř voštin, tak v okolí voštin. Ačkoliv průměrná nasákavost je uvnitř voštin vyšší než v jejich okolí

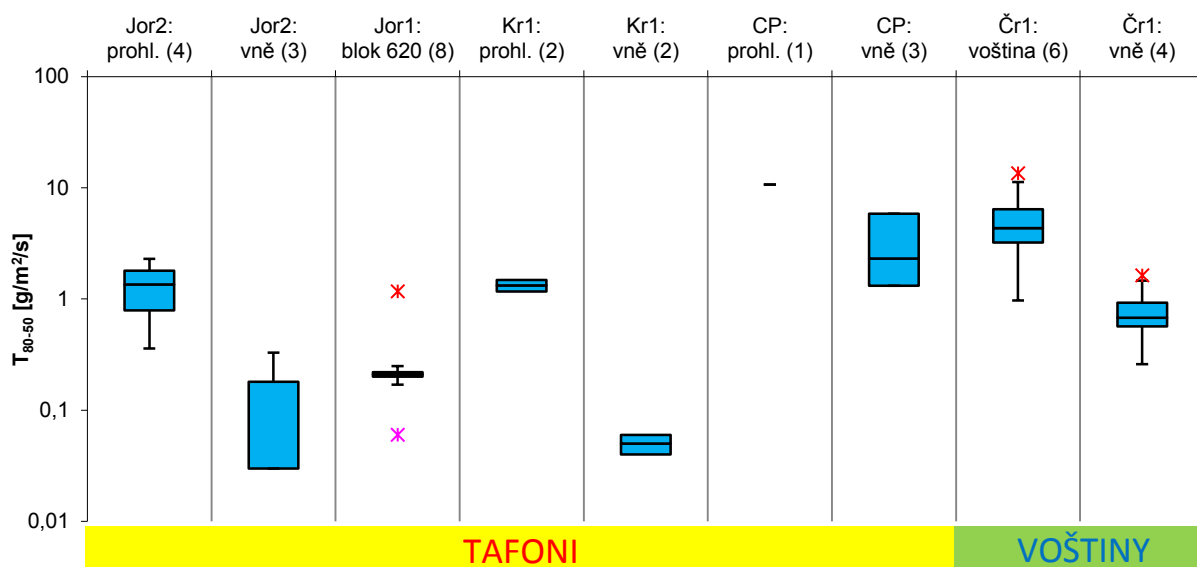
(obrázek 53), nacházíme uvnitř voštin na rozdíl od tafoni extrémně nízké poměry X_{50} – méně než 1% (obrázek 54).

Porovnáním obrázků 53 a 54 zjišťujeme, jestli se hydrofobní účinky projevují pouze v několika mm tenké vrstvičce na povrchu (nízký poměr X_{50} , ale relativně vysoká rychlost T_{80-50} ve srovnání s krustou nepostiženou horninou), nebo jestli přítomnost krusty ovlivňuje celý 3 – 5 cm mocný vzorek (nízká rychlost T_{80-50} ve srovnání s okolní horninou). Uvnitř voštin v okolí Mladějova (Čr1) převažují tenké krusty – poměr X_{50} je extrémně nízký, ale nasákavost je průměrně vyšší než na rovných površích v okolí, kde se mocnější krusta může vyvíjet řádově déle.

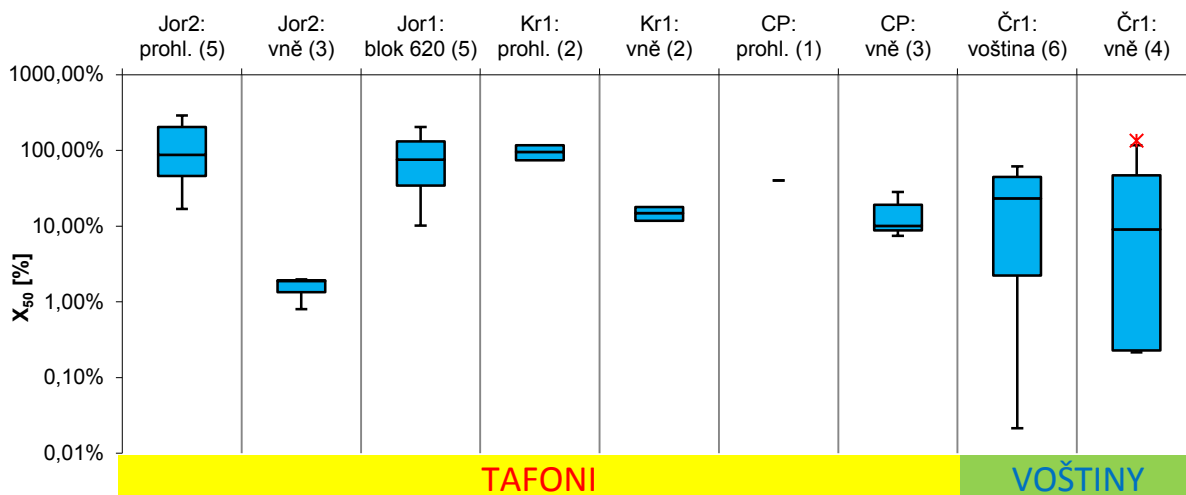
Krusta vyvinutá vně tafoni u Kralup (Kr1) nebo v Jordánské Petře (Jor2) ovlivňuje celý vzorek – ve srovnání s prohlubní tafoni zde pozorujeme výrazně sníženou nasákavost, i zde však existuje tenká vrstvička na povrchu, která výrazně zpomaluje nasákávání vzorku (poměry X_{50} mezi 0,8% – 2% pro Jor2 a 11% – 15% pro Kr1). U tafoni v Crystal Peak (CP) se výrazně liší mocnost a účinnost krusty v prohlubni tafone, na vizoru a v širším okolí tafoni (obrázek 52). Zatímco rychlost nasákávání klesá od prohlubně přes vizor k okolnímu nezvětralému povrchu, největší rozdíl mezi nasákavostí přes krustu a přes podloží je na vizoru tafone. V prohlubni tafone tedy předpokládám jen slabou krustu, na vizoru velmi silnou, ale tenkou krustu a na okolních površích bez tafone se už mocnost krusty blíží mocnosti celého vzorku.



Obrázek 52: Rozdíly v rychlosti kapilárního nasákávání T_{80-50} (červeně) a poměru X_{50} (modře) v závislosti na poloze vzorku na lokalitě Crystal Peak (CP)



Obrázek 53: Kapilární nasákavost T_{80-50} pro jednotlivé pozice v rámci lokalit. Použila jsem nasákavost přes povrch horniny (nikoliv před podloží), prohl. = prohlubeň tafone, vně = vizor nebo okolí tafone či voštin. Čísla v závorce udávají počet měřených vzorků.



Obrázek 54: Poměr X_{50} mezi nasákavostí přes povrch a přes podloží pro jednotlivé pozice v rámci zkoumaných lokalit, prohl. = prohlubeň tafone, vně = vizor nebo okolí tafone či voštin. Čísla v závorce udávají počet měřených vzorků.

6 Diskuze

6.1 Rozdíly ve vlhkosti na profilu tafone

Pomocí měření ročního vývoje sacích tlaků na profilu tafone u Kralup nad Vltavou (Kr2) jsem dokázala, že prohlubeň je v cca 80% případů nejvlhčím místem tafone, zatímco vizor nejsušším. Zároveň jsem pomocí rozprášení fluoresceinu na lokalitě Kr1 zjistila, že hloubka výparové fronty se nachází v prohlubni tafone blíže pod povrchem než na vizoru. Podobný poznatek – že prohlubeň tafone je vlhčí než její okolí – prezentovali již Matsukura a Tanaka (2000) a Mol (2013). Svobodová (2015) a Bruthans a kol. (2017, v přípravě) uvádí podobné chování i u voštin – důlek voštiny je vlhčí než hřbítek. Všechna tato měření podporují hydraulickou teorii vývoje tafoni (Huining a kol. 2004).

6.2 Retenční křivky

Model Van Genuchtena – Mualema (1980) využívá čtyři nezávislé parametry, z nichž tři byly použité jako fitovací parametry (α , n a θ_r). Model neodděluje kapilární procesy od adsorpčních. Revil a Lu (2013) nahrazují parametr reziduální vlhkosti (θ_r) adsorbovanou vlhkostí ($\theta_a(h)$), přičemž θ_{amax} značí maximální adsorpční kapacitu horniny nebo zeminy. Vypočítané průměrné retenční křivky pro jednotlivé lokality počítají s adsorbovanou vlhkostí okolo 6% pro kralupský pískovec, okolo 4% pro pískovec z Petry a okolo 0,2% pro jestřebický pískovec. Pokud porovnávám retenční křivky všech naměřených vzorků, reziduální vlhkost zde dosahuje maximálně 11% u Kralup, 7% v Petře a 2% v Jestřebicích. Nad tyto hodnoty vlhkosti je tedy transport vody řízen kapilárními procesy. Reziduální nebo adsorbované vlhkosti se pískovce z Kralup a Petry přibližují při hodnotách sacích tlaků od 100 do 200 kPa, zatímco jestřebický pískovec již při sacích tlacích okolo 40 kPa. Při zjednodušení, že je transport vody v hornině řízen pouze kapilárním vztláním a nekomunikuje s atmosférou, můžeme z naměřených sacích tlaků odhadnout mocnost kapilární zóny: u voštinového pískovce z Jestřebic bude tato zóna mocná maximálně 4 m nad hladinou podzemní vody, zatímco u pískovců z Kralup a Petry s vyvinutými tafoni bude mocná až první desítky metrů. Ze znalosti retenčních křivek můžeme lépe porozumět i naměřeným hodnotám tlaků v terénu. Naměřené hodnoty okolo -80 kPa na voštinách v Mladějově znamenají pískovec pouze s adsorbovanou vlhkostí, kde jsou již kapilární cesty přerušeny, při dlouhém měření by tato hodnota dále klesala až do zavzdušnění sondy. Stejně hodnoty tlaků u Kralup nad Vltavou jsou ustálené a kapilární cesty v hornině stále existují.

Retenční křivky jsem naměřila pouze pro 2 lokality s vyvinutými tafoni, přičemž karbonské arkózy u Kralup se arkózovitým pískovcům v Petře litologicky velmi podobají. Přitom tafoni se vyvíjí ve velmi odlišných litologiích, od granitů a pyroklastik až po sedimenty (McBride a Picard, 2000). Vzhledem k omezenému počtu vzorků a časové náročnosti experimentu jsem již nestihla změřit retenční křivku tufu z Crystal Peak a hrubozrnnějšího pískovce z Helperu v Utahu, což by bylo pro zobecnění charakteru retenční křivky u tafoni velmi žádoucí.

6.3 Hydraulické vlastnosti zpevněného povrchu hornin

Török (2003) a Slavík a kol. (2017) naměřili, že krusty vyvinuté na povrchu hornin významně zpomalují kapilární nasákavost. Dle měření prezentovaných v této diplomové práci přítomnost silných hydrofobních krust zpomaluje nejen kapilární nasákavost, ale též rychlost difuze vodních par a nasycenou hydraulickou vodivost, ačkoliv na kapilární nasákavosti pozorujeme největší

rozdíl. U tafoni byly nejsilnější krusty zjištěny na vizoru nebo na nevětrálem povrchu mimo tafone, kdežto v prohlubních byly oproti vnějšku účinky krust malé anebo žádné. Tento poznatek je v souladu s výsledky měření pevnosti horniny uvnitř a vně tafone, které prezentuje Mellor a kol. 1996, Viles a Goudie 2003 a Mol 2013 – v prohlubních naměřili menší pevnost horniny.

Snethlage (2011) uvádí pomocí Künzelova čísla přípustné rozmezí kapilární nasákavosti a faktoru difúzního odporu pro hydrofobní činidla v malbách, aby dostatečně zabraňovala zvětrávání kamenů. Kapilární nasákavost je zde limitována hodnotou $w = 0,5 \text{ kg/m}^2/\sqrt{\text{hod}}$. Naměřené hodnoty w na povrchích tafoni a voštin byly vyšší. Nejnižší hodnota (cca $0,5 \text{ kg/m}^2/\sqrt{\text{hod}}$) byla naměřena na vzorku z důlku voštiny na lokalitě Čr3 (Radvánovice), tato hodnota byla ale vzhledem kručnickému zaznamenávání průběhu experimentu na hranici měřitelnosti. Druhé nejodolnější krusty byly zjištěny v důlku jedné voštiny v Mladějově a na vizoru tafone v Petře (Jor2) s hodnotou $w = 0,6 \text{ kg/m}^2/\sqrt{\text{hod}}$. Krusty v Petře jsou však charakterizovány extrémně vysokými faktory difúzního odporu ($\mu = 64$), což při vynásobení mocností vzorku odpovídá $sd = 2,2 \text{ m}$. Odolnost vůči zvětrávání je zde tedy snižována velmi dlouhým vysycháním povrchu horniny po srážkách. Ačkoliv se tedy měřené krusty nevyskytují v oblasti přípustných Künzelových čísel a nejsou tedy srovnatelně odolné jako používané malby a fasády, je jasné, že ve srovnání s okolím zvětrávají podstatně pomaleji a mohou případně zpomalit nebo úplně pozastavit růst voštiny či tafone.

6.4 Omezení vyplývající z použité metodiky

Kapilární nasákavost byla měřena na digitálním siloměru s přesností 0,01 N. Přesnost 0,01 N odpovídá hmotnosti 1 g. U vzorků o průměru 58 mm se nasycená hmotnost (m_{sat}) pohybuje od 5 g do 15 g, přesnost přístroje (1 g) tedy odpovídá 6 – 20% m_{sat} . U vzorků o průměru 75 mm se m_{sat} pohybuje od 35 g do 47 g, přesnost přístroje odpovídá 2 – 3% m_{sat} . V záznamu nasákávání vzorku o průměru 58 mm tedy sledujeme skokové změny síly o 0,01 N, což představuje změny až o 20% m_{sat} . Proto jsem nemohla u menších vzorků stanovovat rychlosti T_{20} a poměr X_{20} , který by byl pro určení vlivu krusty nejvhodnější. Jelikož X_{20} byl stanoven jen na větších vzorcích, využila jsem pro porovnávání poměr X_{50} , kde je vliv zpevněného skalního povrchu také zřetelný.

7 Závěr

V rámci mé diplomové práce jsem měřila vybrané hydraulické charakteristiky na vzorcích tafoni a voštin. V terénu jsem měřila roční vývoj sacích tlaků na profilu tafone a kapilární nasákavost pomocí Karsten tube. V laboratoři jsem měřila zejména kapilární nasákavost, rychlost difuze vodních par a nasycenou hydraulickou vodivost. Zjistila jsem následující odlišnosti mezi materiály s vyvinutými voštinami a materiály s vyvinutými tafoni:

1. Naměřené sací tlaky na profilu tafone dosahují výrazně vyšších hodnot, než naměřené sací tlaky u voštin. Nejlépe je tento rozdíl patrný, pokud porovnáváme měření v cca 10 cm hlubokých otvorech, kde již vlhkost v hornině zůstává v kontaktu s podložím (povrchové otvory mohou v letních měsících úplně vysychat). Sací tlaky měřené u voštin se pohybovali mezi 2 a 30 kPa, zatímco u tafoni mezi 30 a 100 kPa.
2. Retenční křivka voštinového pískovce (Ko2) upadá daleko strměji než retenční křivky pískovců s vyvinutými tafoni (Kr1 a Jor2). Důvodem jsou rozdíly v litologii – voštinový pískovec je dobře vytříbený střednozrnný křemenný pískovec s minimálním obsahem

prachovitých a jílovitých částic. Kralupská arkóza a jordánský arkózovitý pískovec jsou jemnozrnější a mohou obsahovat příměsi prachu a jílu ze zvětrávání živců. Rozdíly v retenčních křivkách vysvětlují naměřené rozdíly v sacích tlacích – při stejné vlhkosti jsou sací tlaky u tafone daleko vyšší než u voštin. Rozdíly v retenčních křivkách nemusí platit pro všechny tafoni, protože byly měřeny pouze arkózovité pískovce a nikoliv jiné litologie.

3. Měřené vzorky voštin mají v průměru vyšší nasycenou hydraulickou vodivost a kapilární nasákavost než měřené vzorky tafoni. Rozdíly v hydraulické vodivosti závisí na litologii: zatímco pro všechny voštiny z české křídové pánve vychází hydraulická vodivost přibližně v řádu 10^{-5} m/s, pro tafoni vyvinuté v různých druzích pískovců a v tufech se hodnoty pro jednotlivé lokality liší o několik řádů. Rozdíly v kapilární nasákavosti závisí především na litologii s podstatným vlivem přítomnosti krust na povrchu hornin. Hodnoty koeficientu w se v rámci voštin i v rámci tafoni liší o 2 až 3 řády.
4. U tafoni byly účinné hydrofobní krusty zjištěny na vizorech a na nezvětralém povrchu v okolí dutin. U voštin byly zjištěny účinné hydrofobní krusty uvnitř i vně dutin. Účinnost krusty jsem posuzovala především pomocí kapilární nasákavosti a poměru rychlosti nasákávání přes povrch a přes podloží. U tafone byla účinnost krusty navíc zkoumána prostřednictvím měření nasycené hydraulické vodivosti a faktoru difúzního odporu. Ačkoliv byla kapilární nasákavost u voštin v průměru větší než u tafoni, nejsilnější krusty, které zpomalily kapilární nasákavost na méně než 1% původní rychlosti, byly zjištěny právě uvnitř nebo vně voštin.

Na základě naměřených dat jsem stanovila dvě možné příčiny velikostní odlišnosti tafoni a voštin. Vzhledem k jemnozrnějšímu charakteru hornin s vyvinutými tafoni (nebo kvůli příměsím jemnozrnějšího materiálu) ovlivňují kapilární procesy mocnější zónu horniny a mohou se zde vyvinout větší dutiny. Druhým možným vysvětlením je zafixování voštiny (nebo popřípadě tafone) na určité velikosti kvůli vytvoření silné hydrofobní krusty zabraňující dalšímu zvětrávání. Možná je i kombinace obou faktorů. Jedná se o hypotézy, které bude třeba ověřit komplexnějším studiem tafoni a voštin na dalších lokalitách.

8 Literatura

Adamovič J. – Mikuláš R. – Cílek V. (2010): Atlas pískovcových skalních měst České a Slovenské republiky. 1. vydání, Akademia, Praha, 459 s.

Angerer L. – Birle E. (2016): Experimental determination of the hysteretic behaviour of soil-water retention curve of silty sands. E3S Web of Conferences 9, 11004. DOI: 10.1051/e3sconf/20160911004

André M. F. – Hall K. (2005): Honeycomb development on Alexander Island, glacial history of George VI Sound and palaeoclimatic implications (Two Step Cliffs/Mars Oasis, W Antarctica). *Geomorphology* 65, 117 – 138.

Alvarez, E. De (2007): Description and nomenclature of the tafoni features (cavernous rock forms). *Research approaches in granite terrains. Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña* 33, 65 – 82

Benavente D. – Cueto N. – Martínez-Martínez J. – García del Cura M. A. – Canaveras J. C. (2007): The influence of petrophysical properties on the salt weathering of porous building rocks. *Environ Geol* 52, 215 – 224

Bittelli M. – Flury M. (2009): Errors in Water Retention Curves Determined with Pressure Plates. *Soil Science Society of America Journal* 73, no. 5, 1453 – 1460

Bourcart, J. (1930): Le problème des taffoni de Corse et l'érosion alvéolaire. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, III (1): 5-15

Brandmeier M., Kuhlemann J., Krumrei I., Kappler A., Kubik P. W. (2011): New challenges for tafoni research. A new approach to understand processes and weathering rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(6): 839–852

Bruthans J. – Filippi M. – Slavík M. – Svobodová E. (2017, v přípravě): Origin of honeycombs: testing the hydraulic and case hardening hypotheses.

Cappelletti G. – Fermo P. – Pino F. – Pargoletti E. – Pecchioni E. – Fratini F. – Ruffolo S. A. – La Russa M. F. (2015): On the role of hydrophobic Si-based protective coatings in limiting mortar deterioration. *Environ Sci Pollut Res* 22, 17733 – 17743

Caranza D., F., 2010. The Cambro-Ordovician Sequence in the Petra Area, Jordan. – *Sedimentology and Stratigraphy*. MSc thesis, Delft University of Technology, The Netherlands in: Strijker G. – Bertotti G. – Luthi S. M. (2012): Multi-scale fracture network analysis from an outcrop analogue: a case study from the Cambro-Ordovician clastic succession in Petra, Jordan, *Mar. Petroleum Geol.* 39, 104–106.

Carsel R. F. – R. S. Parrish. (1988): Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24:755-769.

Cobanoglu I. (2015): Prediction and identification of capillary water absorption capacity of travertine dimension stone. *Arab J. Geosci* 8, 10135 – 10149

Conca J. L. – Rossman G. R. (1982): Case hardening of sandstone. *Geology* 10, 520–523.

Čech, S. - Adamová, M. - Baldík, V. - Břízová, E. - Buda, J. - Burda, J. - Čáp, P., ..., Zajíc, J. (2011): Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000, 03-342 Rovensko pod Troskami. 200 s. MS Česká geologická služba, Praha

Čech, S. - Adamová, M. - Baldík, V. - Břízová, E. - Buda, J. - Burda, J. - Čáp, P., ..., Zajíc, J. (2013): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000, 03-342 Rovensko pod Troskami. Základní mapa České republiky. 176 s. - Česká geologická služba, Praha. Praha. ISBN 978-80-7075-810-6

ČSN 72 1010: Stanovení objemové hmotnosti zemin. Laboratorní a polní metody.

Dohnal M. - Dušek J. - Vogel T. (2010): Improving Hydraulic Conductivity Estimates from Minidisk Infiltrometer Measurements for Soils with Wide Pore-Size Distributions. SSSAJ 74, 804 - 811

Franzen C. - Mirwald P. W. (2004): Moisture content of natural stone: static and dynamic equilibrium with atmospheric humidity. Environmental Geology 46, 391 - 401

Groom K. M. - Casey D. A. - Mol L. - Paradise T. L. - Hall K. (2015): Defining tafoni: Re-examining terminological ambiguity for cavernous rock decay phenomena. Progress in Physical Geography. 1 - 19.

Hall K. - André M. F. (2006): Temperature observations in Antarctic tafoni: implications for weathering, biological colonization, and tafoni formation. Antarctic Science 18, 377 - 384

Haverkamp, R. - Ross P. J. - Smettem K. R. J. - Parlange J. Y. (1994). Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltration meter: 2. Physically-based infiltration equation. Water Resour. Res. 30:2931-2935

Heinrichs K. (2008): Diagnosis of weathering damage on rock-cut monuments in Petra, Jordan. Environ Geol 56, 643-675

Hendrickx R. (2013): Using the Karsten tube to estimate water transport parameters of porous building materials. The possibilities of analytical and numerical solutions. Materials and Structures 46, 1309-1320

Hintze L. F. (1988): Geologic History of Utah. Brigham Young University, Provo, Utah.

Hintze L. F. - Davis F. D. (2002): Geologic map of the Wah Wah Mountains north 30 ' x 60 ' quadrangle and part of the Garrison 30 ' x 60 ' quadrangle, southwest millard county and part of Beaver county, Utah. Utah Geological Survey, Map 182

Huinink H. P. - Pel L. - Kopinga K. (2004): Simulating the growth of tafoni. Earth Surface Processes and Landforms 29: 1225-1233.

Chlupáč I. (2002): Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí. 2. vydání. Akademia, Praha. 279 s.

Janz, M. (1997). Methods of measuring the moisture diffusivity at high moisture levels. Division of Building Materials, LTH, Lund University.

Kiessl K. (1983): Kapillarer und dampfförmiger Feuchtetransport in mehrschichtigen Bauteilen, PhD Thesis. Essen: Universität Essen.

Kobřilová A. (2014): *Hydraulická vodivost vzorků pískovce*. Bakalářská práce. Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta.

Krus M. – Kiessl K. (1998): Determination of the moisture storage characteristics of porous capillary active materials. *Materials and Structures* 31, 522 – 529

Lu N. (2016): Generalized Soil Water Retention Equation for Adsorption and Capillarity. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 42, Is. 10, DOI: 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001524

Matsukura Y. – Tanaka Y. (2000): Effect of rock hardness and moisture content on tafoni weathering in the Granite of Mount Doeg-Sung, Korea. *Geografiska Annaler* 82 A, 59 – 67

McBride E. F. – Picard M. D. (2000): Origin and development of tafoni in tunnel spring tuff, Crystal Peak, Utah, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 869 – 879.

McBride E. F. – Picard D. (2004): Origin of honeycombs and related weathering forms in oligocene Macigno Sandstone, Tuscan Coast near Livorno, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 713 – 735.

Mellor A. – Short J. – Kirkby S. J. (1997): Tafoni in the El Chorro area, Andalucia, Southern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 817 – 833

Modianaki Z. – Evelpidou N. – Stamatopoulos L. – Stamatakis M. (2012): Tafoni formation at Theologos. *Revista de geomorfologie* 14, 13 – 27.

Mol L. – Viles H. A. (2012): The role of rock surface hardness and internal moisture in tafoni development in sandstone. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 301 – 314.

Mol L. (2013): Investigations in to the relationship between changes in internal moisture regimes and rock surface deterioration in cavernous sandstone features. *Earth Surface processes and landforms* 39, 914 - 927

Mustoe G. E. (1982): The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America Bulletin* 93, 108 – 115

Mualem Y. (1976): A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research* 12, 513 – 522.

Opluštil S. – Martínek K. – Tasáryová Z. (2005): Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (Westphalian D – Barruelian) in the Kladno-Rakovník and Pilsen basins. *Bulletin of Geosciences*, Vol. 80, No. 1, 45–66

Paradise T. R. (2013): Assessment of tafoni distribution and environmental factors on a sandstone djinn block above Petra, Jordan, *Applied Geography*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeog.2013.04.011>

Pavlík Z. – Michálek P. – Pavlíková M. – Kopecká I. – Maxová I. – Černý R. (2008): Water and salt transport and storage properties of Mšené sandstone. *Construction and Building Materials* 22, 1736–1748

Philip, J. R. (1957). The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.* 84:257–264.

Pires L. F. – Bacchi O. O. S. – Reichardt K. (2005): Soil water retention curve determined by gamma-ray beam attenuation. *Soil & Tillage Research* 82, 89 – 97

Revil A. – Lu N. (2013): Unified water isotherms for clayey porous materials. *Water resources research* 49, 5695 – 5699

Richards L. A. (1931): Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Journal of Applied Physics* 1, 318 – 333

Rodriguez-Navarro C. – Doehne E. – Sebastian E. (1999): Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. *GSA Bulletin* 111, no. 8, 1 – 7

Romano N. – Hopmans J. W. – Dane J. H. (2002): Suction table. In J. H. Dane and G. C. Topp (ed.) *Methods of soil analysis. Part 4. Physical methods. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI*, p. 692–698.

Roqué C. – Zarroca M. – Linares R. (2013): Subsurface initiation of tafoni in granite terrains – Geophysical evidence from NE Spain: Geomorphological implications. *Geomorphology* 196, 94 – 105

Ruedrich J. – Bartelsen T. – Dohrmann R. – Siegesmund S. (2011): Moisture expansion as a deterioration factor for sandstone used in buildings. *Environ Earth Sci* 63, 1545 – 1564.

Siegesmund S. – Dürrast H. (2011): Physical and Mechanical Properties of Rocks, In: Siegesmund S. – Snethlage R.: *Stone in Architecture – Properties, Durability*, 4th edition. – Springer, str. 97-226

Snethlage R. (2011): *Stone Conservation*, In: Siegesmund S. – Snethlage R.: *Stone in Architecture – Properties, Durability*, 4th edition. – Springer, str. 97-226

Slavík M. (2014): Propustnost přírodních povrchů hruboskalského pískovce ve skalních městech pro vodní páru a intenzita výparu. Diplomová práce, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Slavík M. – Bruthans J. – Filippi M – Schweigstillová J. – Falteisek L. – Řihošek J. (2017): Biologically-initiated rock crust on sandstone: Mechanical and hydraulic properties and resistance to erosion. *Geomorphology* 278, 298 – 313.

Slavík, M. – Bruthans, J. – Koblíková, A. – Vorlíček, P. – Paděra, M. (2017b): Hydraulic properties of biologically initiated rock crust on sandstone. – *Geoscience Research Reports*, 50, 117–123. (in Czech)

Sommerová A. (2014): Měření vlhkosti pískovce: laboratorní a terénní techniky. Diplomová práce, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta.

Souza-Egipsy, V., Wierzchos, J., Sanco, C., Belmonte, A., Ascaso, C., 2004. Role of biological soil crust cover in bioweathering and protection of sandstones in a semi-arid landscape (Torrollones de Gabarda, Huesca, Spain). *Earth Surf. Process. Landf.* 29, 1651–1661.

Strini A., Guglielmin M., Hall K. (2008): Tafoni development in a cryotic environment: an example from Northern Victoria Land, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 1502–1519.

Svobodová E. (2015): Vlhkost a její transport v přípovrchové zóně kvádrového pískovce. Diplomová práce, Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Tindall, J. A., Kunkel, J. R., & Anderson, D. E. (1999). *Unsaturated Zone Hydrology for Scientist and Engineers* (1. vyd.). Prentice Hall.

Török Á. (2003): Surface strength and mineralogy of weathering crusts on limestone buildings in Budapest. *Building and Environment* 38, 1185 - 1192

Tuller Markus – Or Dani – Dudley Lynn M. (1999): Adsorption and capillary condensation in porous media: Liquid retention and interfacial configurations in angular pores. *Water Resources Research* 35, no. 7, 1949 – 1964.

Tuller Marcus – Or Dani (2003): Retention of water in soil and the soil water characteristic curve. *Encyclopedia of Soils in the environment*, pdfs.semanticscholar.org

Uličný, D. (2001). Depositional systems and sequence stratigraphy of coarse-grained deltas in shallow-marine, strike-slip setting: the Bohemian Crataceous Basin, Czech Republic. *Sedimentology*, 48, 599 - 628.

Van Genuchten, M. Th., (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898

Twidale C. R. – Bourne J. A. (2008): Caves in granitic rocks: types, terminology and origins. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña* 33, 35 – 57

Valečka, J. – Adamová, M. – Břízová, E. – Čech, S. – Havlíček, P. – Krejčí, O., ..., Žáčková, E. (2013): Základní geologická mapa České republiky 1: 25 000 s Vysvětlivkami, 03-341 Kněžmost. Základní geologická mapa České republiky. 138 s. – Česká geologická služba, Praha. Praha. ISBN 978-80-7075-837-3

Viles H. A. – Goudie A. S. (2004): Biofilms and case hardening on sandstones from Al-Quwayra, Jordan. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1473 – 1485

Wedekind W. – Ruedrich J. (2006): Salt-weathering, conservation techniques and strategies to protect the rock cut façades in Petra/Jordan, in: R. Fort, M. Álvarez de Buergo, M. Gomez-Heras, C. Vazquez-Calvo (Eds.), *Heritage, weathering and conservation*, Taylor & Francis, London, 2013, pp. 261–268.

White, I. – Sully M. (1987): Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.* 23:1514–1522.

Zhang, R. (1997): Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:1024–1030