

MASARYKOVA UNIVERZITA

Přírodovědecká fakulta



Marcela KOČOVSKÁ

**ANIZOTROPIE A NEHOMOGENITA RECENTNÍCH
FLUVIÁLNÍCH SEDIMENTŮ**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí práce: Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.

Brno, 2006

© 2006

Marcela KOČOVSKÁ

Všechna práva vyhrazena

Jméno a příjmení autora: Marcela Kočovská
Název bakalářské práce: Anizotropie a nehomogenita recentních
fluviálních sedimentů
Název v angličtině: Anisotropy and nonhomogeneity of recent fluvial
sediments
Studijní program: Geologie
Studijní obor (směr), kombinace oborů: Geologie, hydrogeologie,
geochemie
Vedoucí diplomové práce: Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.
Rok obhajoby: 2006

Anotace

Anizotropie a nehomogenita jsou běžné vlastnosti zvodněného horninového prostředí a mají velký vliv na proudění podzemní vody. Vhodnou metodou pro stanovení anizotropie ve všech třech směrech je použití propustoměru. Průtočné plochy propustoměru jsou ve všech směrech stejně velké. Propustoměr má tvar krychle a jeho strany jsou 5, 10 a 20 cm. Propustoměr byl teoreticky ověřen pro použití v laboratoři.

KLÍČOVÁ SLOVA: anizotropie, nehomogenita, propustoměr, krychle

Annotation

Anisotropy and nonhomogeneity are usual properties of a rock formation and they have a greatly affect for a flowing of groundwatr. Acceptable metod for designating of anisotropy in all three directions is a using of permeameter. A flowed areas of permeametr are in all directions all the same big. A permeameter has a shape of a cube and his side are 5, 10 and 20 cm. A permeameter was in theoretic way verify for using in a laboratory.

KEY WORDS: anisotropy, nonhomogeneity, permeameter, cube

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně. Veškerou literaturu a ostatní prameny, z nichž jsem při přípravě čerpala, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury. Svoluji se zapůjčováním práce v knihovně PřF MU.

Děkuji svému vedoucímu bakalářské práce Mgr. Tomáši Kuchovskému, Ph.D. za vedení a poskytnuté konzultace v průběhu řešení této bakalářské práce. Děkuji doc. RNDr. Slavomíru Nehybovi, Dr. za poskytnutí podkladů k tomuto tématu.

OBSAH

1 ÚVOD	8
2 LITERÁRNÍ REŠERŠE	9
2.1 Puklinové horninové prostředí	9
2.2 Krasové horninové prostředí	10
2.3 Průlinové horninové prostředí	11
2.3.1 Charakteristika proudění	12
2.3.2 Faktory ovlivňující propustnost	16
2.3.3 Význam anizotropie	16
2.3.4 Koeficient filtrační anizotropie (k_a)	17
2.3.5 Hydraulická vodivost	19
2.3.6 Vztah mezi směrem proudění podzemní vody a hydraulickou výškou	20
2.3.7 Vrstevnatostní a laterární anizotropie	21
2.3.8 Proudová linie a proudová síť	22
2.3.9 Nehomogenní a anizotropní zvodněné vrstvy	23
2.3.10 Representativní elementární objem (REV)	24
2.3.11 Stanovení representativního elementárního objemu	25
2.4 Metody stanovení anizotropie horninového prostředí	26
2.4.1 Laboratorní metody	26
2.4.2 Určení hydraulické vodivosti pomocí propustoměru	29
3 METODIKA	30
3.1 Vlastní metodika pro stanovení koeficientu filtrační anizotropie	30
4 VLASTNÍ VÝSLEDKY	33
4.1 Teoretická příprava propustoměru	33
4.1.1 Kritická rychlost	34
4.1.2 Minimální a maximální hydraulický gradient	35
4.1.3 Výška hladin v laboratoři	39
5 ZÁVĚR	41
6 SEZNAM LITERATURY	42

1 ÚVOD

Anizotropie a nehomogenita zvodněného horninového prostředí jsou v přírodních systémech jejich běžnou vlastností. Směry anizotropie přitom významně ovlivňují možnosti proudění podzemní vody horninami v trojrozměrném systému. Zjištění koeficientu filtrační anizotropie u hrubě klastických fluvialních sedimentů přispěje ke zjištění možného směru proudění podzemní vody, případně polutantů v těchto sedimentech.

Cílem této práce je zpracování literatury, ve které je definována anizotropie, její vznik a význam.

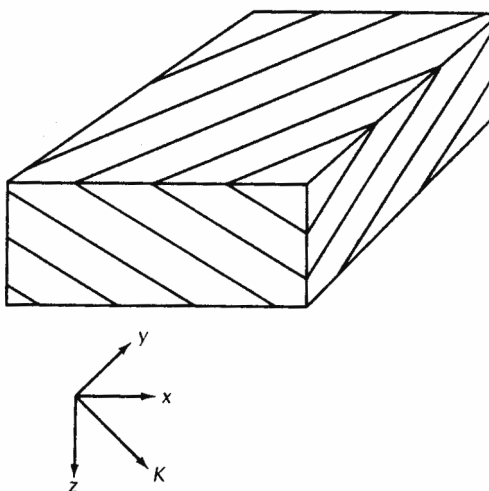
Dalším úkolem je ověření metody, která umožní zjistit hodnoty anizotropie ve všech třech směrech a tím tedy v trojrozměrném systému. K tomuto účelu byl navrhnutý propustoměr, který má tvar krychle a je zde blíže popsán.

2 LITERÁRNÍ REŠERŠE

2.1 Puklinové horninové prostředí

Anizotropie zde úzce souvisí s existencí puklin, které formují pórovitost horniny a umožňují pohyb podzemní vody horninou. Propustnost rozpukaných zpevněných hornin, jež neobsahují průliny, je dána především rozměry a uspořádáním puklin, které určují směry proudění a tím i anizotropii. Mezi horniny s puklinovou propustností, které představují vysoce anizotropní prostředí, patří např. bazalt. Ten je rozpukán hlavně ve vertikálním směru, což je způsobeno jeho sloupcovitou odlučností (Hynie 1961).

U puklinového prostředí je obvykle silná anizotropie a preferenční směr proudění je dán směrem puklin. To znamená, že propustnost ve směrech odlišných od směru puklin může být blízká nule. Propustnost je tedy v takovém prostředí vlastností puklin a nikoliv horniny, jak znázorňuje obrázek 1.



Obr. 1 Hornina porušená zlomy, kde je anizotropie úzce spjata s existencí

zlomů (podle Fetter 2001).

Protože proudění v puklinách není jen laminární, ale může být při vyšším hydraulickém gradientu i turbulentní, vybočuje někdy pohyb puklinové vody z mezí platnosti Darcyho rovnice.

Pukliny neprostupují horninu zpravidla rovnoměrně, aby bylo možné považovat horninové prostředí za homogenní a izotropní. I v případech, kdy proudění vody v puklinách je laminární, je často obtížné Darcyho rovnici aplikovat, neboť většina rovnic z ní odvozených pro vyhodnocování hydrodynamických zkoušek platí pro homogenní a izotropní prostředí. V rozpukaném horninovém prostředí je proto použití takových rovnic (např. Dupuitovy, Theisovy, apod.) vhodné jen při hustém pokud možno všesměrném rozpukání, které má velký prostorový rozsah. Není vhodné např. pro vyhodnocování čerpacích zkoušek v mělkých vrtech v řídce rozpukaných krystalinických horninách (Šilar 1983).

Při nehomogenitě a anizotropii propustnosti ve zpevněných horninách je třeba při vyhodnocování hydrodynamických zkoušek očekávat značný rozptyl hodnot vypočtených hydraulických parametrů, což potvrzuje například práce Jetela (1982).

2.2 Krasové horninové prostředí

Zkrasovělé karbonátové horniny, jako jsou například vápence, se vyznačují krasovou porozitou. Tyto horniny bývají tektonicky rozpukané, mimo puklin obsahují i krasové dutiny. Krasovými dutinami rozumíme dutiny, které vznikají v horninách jejich fyzikálním a chemickým rozpouštěním. Jsou nejrůznějšího tvaru, rozsahu a průtočného profilu. Krasové dutiny se postupně vytvářejí z puklin, prostupujících rozpustné horniny. I při malých rozměrech jsou krasové dutiny cestami propustnými pro průchod velkého množství vody. Z hydraulického hlediska nabývají tyto

dutiny vlastností otevřených koryt nebo potrubí. Prostorové uspořádání krasových dutin se přetváří ze sítě dutin prostupujících horninu, do rozvětvené soustavy trubic různých rozměrů více nebo méně spojených. Krasové dutiny jsou hydrogeologicky velmi významné lokálně i regionálně, a v krasových oblastech, tj. v oblastech tvořených rozpustnými horninami, je na ně vázán režim podzemních vod.

Vzhledem k nepravidelnosti prostorového uspořádání dutin je velmi obtížné zákonitosti pohybu v nich kvantitativně vystihnout a využít jich k hydraulickému vyhodnocení proudění v krasovém systému (Šilar 1983).



Obr. 2 Puklinová a krasová porozita (převzato z přednášek Kuchovského 2003)

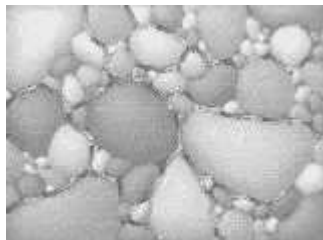
2.3 Průlinové horninové prostředí

Průlinová propustnost je vlastnost porózních hornin. Průliny neboli póry jsou soustavami dutin, rozmístěných v hornině většinou všesměrně a značně pravidelně. Svým původem jsou současné se vznikem porózní horniny. Velké obsahy průlinové vody jsou ve volných neboli sypkých horninách. Z pevných hornin obsahují významné množství průlinové vody jen některé porózní sedimenty, zejména pískovce (Hynie 1961).

V pevných sedimentech je obsah průlinové vody proti jejímu obsahu v sypkých horninách omezen stmelením pevných hornin při diagenézi. Proto ubývá tohoto obsahu povšechně se stářím sedimentů (Hynie 1961).

Průlinová propustnost horniny jako individua je totožná s průlinovou propustností horninového souboru složeného z této horniny (pokryvy zemin,

porózní vrstvy, souvrství). Propustnost se přitom mění jen v rozsahu změn ve struktuře a textuře (Hynie 1961).



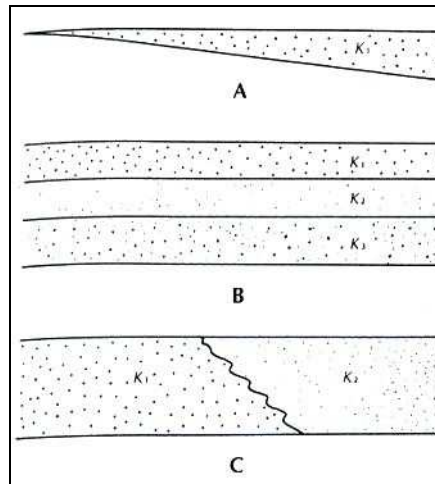
Obr. 3 Průlinová porozita (převzato z přednášek Kuchovského 2003)

2.3.1 Charakteristika proudění

2.3.1.1 Homogenita a heterogenita

Homogenní formace má v každém bodě stejné vlastnosti, tedy např. hydraulická vodivost je v každém jejím bodě konstantní (Šrámek & Kuchovský 2003). Pro pískovec to může například znamenat, že velikost zrn, porozita, stupeň stmelení a mocnost se téměř nemění (Fetter 2001).

Heterogenní formace má naopak odlišné vlastnosti v různých bodech. Heterogenita je v geologických formacích spíše pravidlem než výjimkou. Její původ je například v rozdílných podmínkách při sedimentaci, které způsobují odchylky zrnitostního složení mezi jednotlivými vrstvami, ale i v rámci stejné vrstvy (Šrámek & Kuchovský 2003). U vrstev se může také měnit jejich mocnost a to od mikroskopických vrstev až po vrstvy měřené na metry. Pokud jsou hydraulické vlastnosti vrstev rozdílné, celá formace je heterogenní, i když mohou být jednotlivé vrstvy homogenní (Fetter 2001).

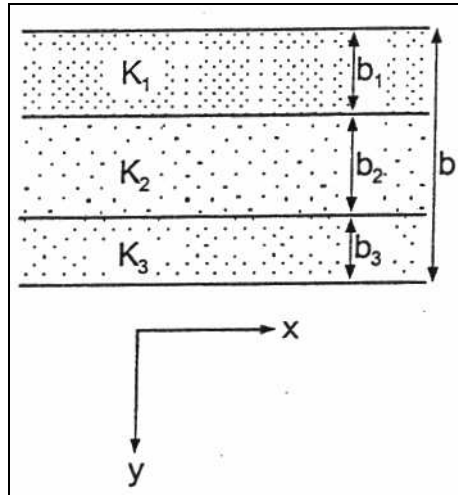


Obr. 4 Příklady heterogenních formací **A.** Heterogenní formace se sedimenty ve tvaru klínu. **B.** Heterogenní formace obsahující tři vrstvy sedimentů s rozdílnou hydraulickou vodivostí. **C.** Heterogenní formace s rozdílnou hydraulickou vodivostí vrstev ležících vedle sebe (Fetter 2001).

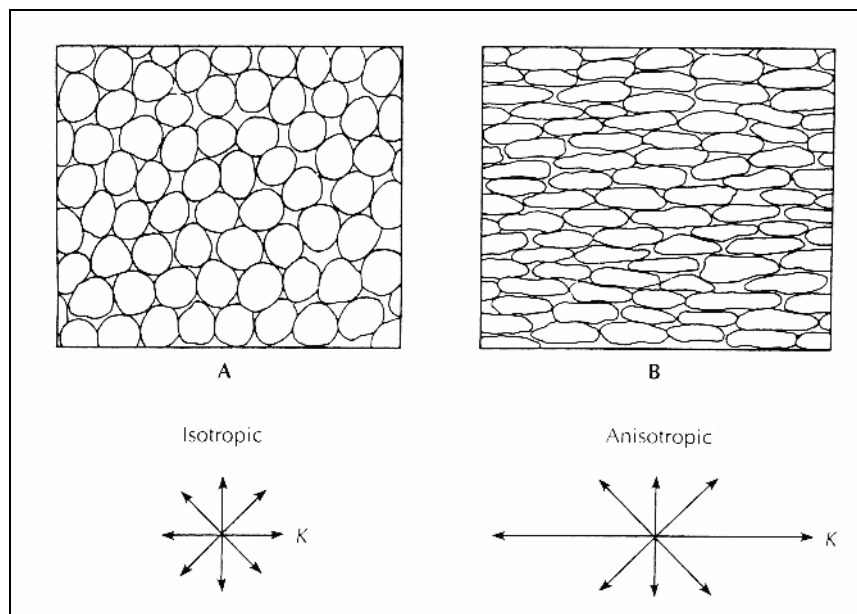
2.3.1.2 *Izotropie a anizotropie*

V **nestejnorodé hornině** se mění propustnost jednak rychlými přechody ve vrstevnaté zemině s rozdílnou propustností jednotlivých vrstev, jednak při plynulém zvětšování nebo zmenšování propustnosti změnami zrnitosti nebo změnami pórovitosti při různém zpevnění horniny. Pokud zůstává hornina izotropní, je při těchto změnách v určitém bodě horniny ve všech směrech propustnost stejná (Hynie 1961). V pórovém prostředí, které bude obsahovat kulatá zrna v pravidelném uspořádání, bude geometrie pórů ve všech směrech stejná. Vlastnosti pórového prostředí nebudou záviset na směru a bude to tedy **prostředí izotropní**.

Běžnější je však případ, kdy v pórovém prostředí jsou zrna protažená a sedimentují s delší osou uloženou horizontálně. Tím pádem jsou hodnoty hydraulické vodivosti v horizontálním směru vyšší než ve vertikálním směru a jedná se o **prostředí anizotropní**. Navíc dochází k ukládání vrstviček různého granulometrického složení a tak je anizotropie způsobená i rozdíly propustnosti mezi jednotlivými vrstvami (Šrámek & Kuchovský 2003).



Obr. 5 Vrstevní anizotropie způsobená rozdíly v sedimentaci (Šráček & Kuchovský 2003).

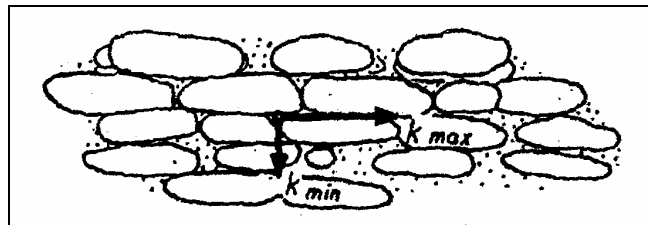


Obr. 6 Tvar a orientace zrn způsobuje isotropii a anizotropii sedimentárních hornin. **A.** Izotropie **B.** Anizotropie (Fetter 2001).

Anizotropie horniny je dána její strukturou a má za následek výrazné

rozdíly propustnosti v určitém bodu v různých směrech. Je to takové prostředí, jehož vlastnosti se v různých směrech od sebe liší (Hynie 1961). Obecně je známo, že propustnost je zpravidla v různých směrech různá, což je důsledkem okolností při jejich vzniku i jejich dalšího vývoje (Šilar 1983).

Například ve štěrku běžného složení s valounky krystalických břidlic obvykle zploštělého tvaru jsou valounky uloženy horizontálně až subhorizontálně jak je zachyceno na obrázku 7. Ve vertikálním řezu zauímají polohu takového štěrku jednotlivé mezery mezi valounky větší poměrnou plochu než v horizontálním řezu. Proto je takový štěrk v horizontálním směru propustnější než ve vertikálním (Šilar 1983).



Obr. 7 Hlavní směry anizotropie koeficientu filtrace ve fluvialních štěrcích (převzato z přednášek Kuchovského 2003).

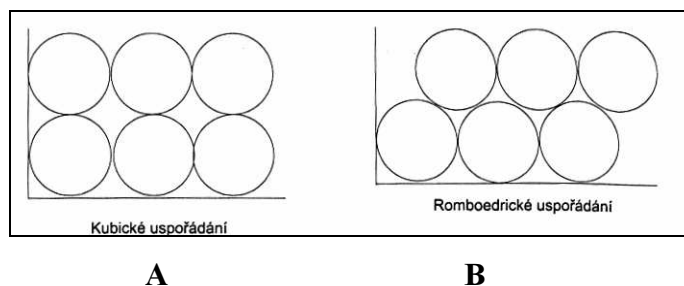
Značný význam má i litologický vývoj a vzájemné zastoupení zrn různé velikosti v jednotlivých vrstvách. Například ve vrstevnatě uložených písčítých sedimentech diageneticky zpevněných na deskovité pískovce bývají na vrstevních plochách často vyvinuty jemnozrnější polohy nebo polohy bohatší šupinkami slídy, které snižují propustnost ve směru kolmo na vrstevní plochy. Výrazné bývá snížení propustnosti pelitickými polohami (Šilar 1983).

V sedimentárních horninách je proto běžné, že propustnost laterálně ve směru vrstev je několikanásobně větší než ve směru kolmo k vrstvám (Šilar 1983).

2.3.2 Faktory ovlivňující propustnost

Vznik anizotropie souvisí s propustností hornin (sedimentů), což je sekundární vlastnost sedimentů a je založená na primárních vlastnostech sedimentů, mezi které patří například velikost částic (propustnost bude stoupat s velikostí zrna), vytríděnost (čím větší vytríděnost, tím větší propustnost), kompakce a stupeň stmelení, které snižují propustnost. Dále sem patří velikost pórů a stupeň jejich propojení, tzn. čím má hornina větší póry, tím bude mít větší propustnost. V neposlední řadě propustnost ovlivňuje způsob uspořádání částic (tzv. nahloučení). Existují dva typy uspořádání, znázorněné na obrázku 8. U prvního typu jde o uspořádání kubické, které je typické pro čerstvě uložené sedimenty, u nichž je propustnost vyšší než u druhého typu a tím je uspořádání romboedrické, vyskytující se u více zpevněných sedimentů (Berg 1986).

Pórovitost závisí na velikosti zrn a na způsobu jejich uložení. Kdyby zrna byla ve tvaru koulí stejné velikosti a kdyby byla uložena na sobě (obr. 8. A), obdrželi bychom maximální pórovitost 47,65 %. Kdyby byly koule uspořádány těsněji (romboedrické uspořádání, obr. 8. B), pórovitost by byla 25,95 % (Šráček & Kuchovský 2003).



Obr. 8 Kubické a romboedrické uspořádání (Berg 1986)

2.3.3 Význam anizotropie

Anizotropie a nehomogenita zvodněného horninového prostředí jsou

v přírodních systémech jejich běžnou vlastností. Směry anizotropie přitom významně ovlivňují možnosti proudění podzemní vody horninami v trojrozměrném systému.

Anizotropní proudění je charakteristické tím, že v jednom směru daného bodu má minimální hydraulickou vodivost a v jiném směru má maximální hydraulickou vodivost, jak je znázorněno na obrázku 7 (viz kap. 2.3.1.2).

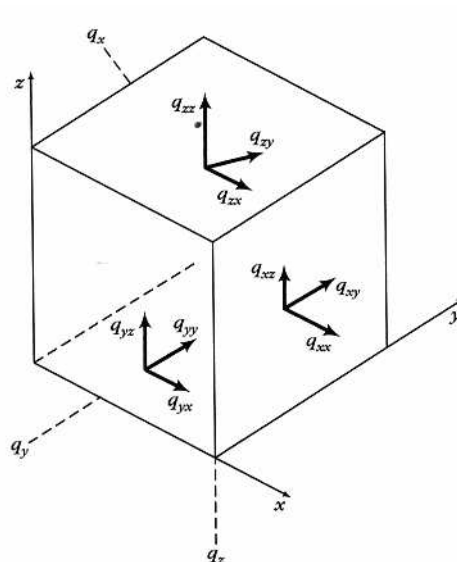
2.3.4 Koeficient filtrační anizotropie (k_a)

V trojrozměrném systému (v 3-D systému) by měla být anizotropie správně definována ve všech třech směrech os x, y, z, avšak pro velkou podobnost směrů x a y, se často anizotropie vyjadřuje pomocí koeficientu filtrační anizotropie (Domenico a Schwartz 2000).

Koeficient filtrační anizotropie lze definovat jako poměr hydraulické vodivosti v hlavním a vedlejším směru, v praxi je to nejčastěji v horizontálním a vertikálním směru, respektive ve směru rovnoběžným s průběhem vrstevních ploch a směru kolmo na ně, potom platí, že

$$k_a = k_{\max} / k_{\min} .$$

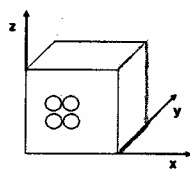
Tento vzorec však vyjadřuje pouze rozdíl filtrace mezi hlavními směry, což není úplně přesné, protože je zde opomínám třetí směr (osa y). Pokud vyjadřujeme anizotropii ve 3-D systému, které využívají např. numerické modely proudění podzemní vody, má anizotropie celkem 9 směrů, jak znázorňuje obrázek 9.



Obr. 9 Trojrozměrné znázornění směrů anizotropie (Domenico & Schwartz 2000).

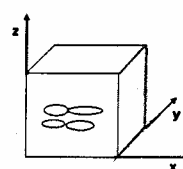
V případě izotropního materiálu by hydraulická vodivost ve směrech xx , yy , zz byla rovna jedné. U izotropního materiálu se všechny směry budou lišit, a je tedy třeba definovat filtrační rychlost ve směrech x , y , z .

$$x = y = z$$



Izotropie

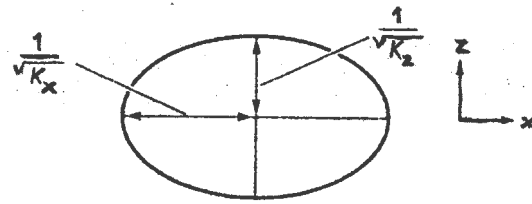
$$x \neq y \neq z$$



Anizotropie

Obr.10 Rozdíl mezi anizotropií a izotropií.

Pro znázornění koeficientu filtrační anizotropie se může použít elipsoid filtrační anizotropie, který vystihuje pouze dva hlavní směry anizotropie – viz obrázek 11.



Obr. 11 Elipsoid koeficientu filtrační anizotropie (Fetter 2001).

2.3.5 Hydraulická vodivost

Hydraulická vodivost k (koeficient filtrace) je funkcí jak vlastností pórového prostředí, tak i vlastností proudící kapaliny. Je tedy jiná pro vodu, pro ropu atd. (Šráček & Kuchovský 2003). Tatáž hornina je tedy pro různé kapaliny různě propustná (Šilar 1983). Hydraulická vodivost je funkcí schopnosti prostředí propouštět vodu (Fetter 1999).

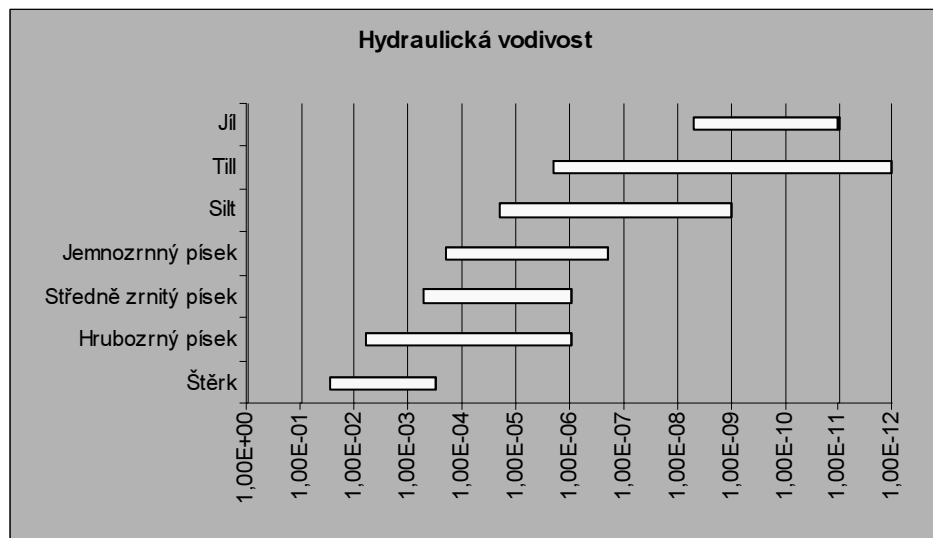
Dvě vlastnosti kapaliny, které ovlivňují hydraulickou vodivost jsou její měrná hmotnost ρ a její dynamická viskozita μ . Hydraulická vodivost je přímo závislá na měrné hmotnosti proudící kapaliny a nepřímo závislá na její dynamické viskozitě. Hydraulická vodivost se vypočte jako

$$k = K \cdot (\rho \cdot g / \mu)$$

kde g je gravitační zrychlení ($m^2 \cdot s^{-1}$), ρ je měrná hmotnost kapaliny ($kg \cdot m^{-3}$), μ je dynamická viskozita (Pa.s) a K je koeficient propustnosti (L^2 , obvykle $v \cdot m^2$). V české hydrogeologické literatuře se také můžeme setkat s výrazem koeficient filtrace označovaným k_f a používaným pro hydraulickou vodivost (Šráček & Kuchovský 2003).

Z přehledu hydraulických vodivostí některých sedimentů (viz obrázek 12) je patrné, že hydraulická vodivost má pro různé horniny velmi rozdílné

hodnoty, a že se liší o mnoho řádů. Při obvyklé nestejnorodosti hornin se její hodnoty i na téže lokalitě často značně liší. Při velkém rozptylu proto nemá příliš smysl rozlišovat hodnoty hydraulické vodivosti na mnoho desetinných míst. Spíše je užitečné uvažovat hydraulickou vodivost v jejích řádových hodnotách. Totéž platí pro hodnoty koeficientu propustnosti (Šilar 1983).



Obr. 12 Hodnoty hydraulických vodivostí vybraných sedimentů

S přírůstkem obsahu jílových částic ubývá rychle propustnosti klastických sedimentů. Je to způsobeno tím, že jílové částice vyplňují póry mezi zrny písku a zmenšují tak velikost pórů i efektivní pórovitost a celkově se snižuje d_{10} horniny. Laboratorními zkouškami bylo zjištěno, že 1 % kaolinitu nebo 1 % montmorillonitu snižuje propustnost čistého písku o 24,3 %, resp. o 82,1 % a podíl 16 % kaolinitu nebo 3 % montmorillonitu způsobí, že je propustnost zanedbatelně nízká (Šilar 1983).

2.3.6 Vztah mezi směrem proudění podzemní vody a hydraulickou výškou

Směr, ve kterém podzemní voda proudí, je funkcí potenciálu pole a

stupně koeficientu filtrační anizotropie a orientací os propustnosti s ohledem na hydraulickou výšku (*grad h*).

U izotropního kolektoru je hodnota hydraulické vodivosti stejná ve všech směrech. V takovém kolektoru je směr proudění paralelní s hydraulickým gradientem, což znamená, že bude kolmý k ekvipotenciálám (Jetel 1982).

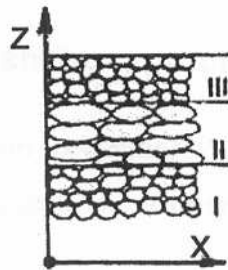
Papadopoulos (1965) prezentoval metodu pro určení směru proudění v anizotropní zvodněné vrstvě. K určení proudových linií (proudnic) v anizotropním prostředí je třeba znát průběh ekvipotenciál. Tato metoda předpokládá, že je jedna rovina v horninovém prostředí, u které se hydraulická vodivost neliší od směru této roviny, a že osy anizotropie jsou vzájemně kolmé jako je tomu v izotropním prostředí (například v mnoha sedimentárních zvodních je hydraulická vodivost v horizontálním směru ve všech směrech stejná, ale horizontální hydraulická vodivost je několikanásobně větší než vertikální hydraulická vodivost).

2.3.7 Vrstevnatostní a laterální anizotropie

V praxi se zjednodušuje trojrozměrná filtrační anizotropie na dvojrozměrnou se dvěma hlavními osami anizotropie. Přitom lze rozlišit dva případy podle orientace roviny tvořené těmito osami vůči vrstevním plochám, tj.:

- **vrstevnatostní anizotropii**, která má hlavní osy anizotropie v rovině normální k vrstevním plochám (viz obr. 13).

- **laterální anizotropii**, která má hlavní osy anizotropie v rovině shodné s vrstevní plochou (viz obr. 13).



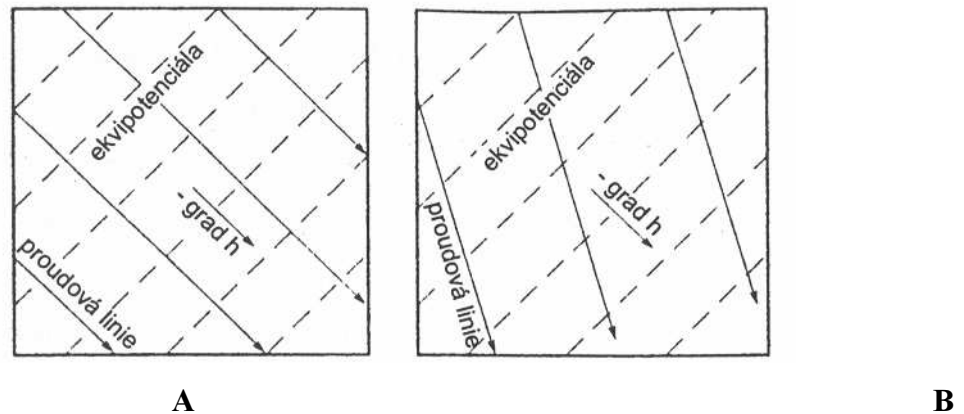
Obr.13 Vrstevnatostní a laterální anizotropie. Do vrstevnatostní anizotropie jsou zahrnuty všechny 3 vrstvy (I, II, III), kdežto laterální anizotropii představují jednotlivé vrstvy (Hýblerová 2005).

V české literatuře se můžeme často setkat s pojmy vrstevnatostní a laterální anizotropie. V případě vrstevnatostní anizotropie se ovšem podle mého názoru o anizotropii v pravém slova smyslu nejedná, ale jde zde o nehomogenitu prostředí. Anizotropie je pak důsledkem právě nehomogenit prostředí. V rámci jedné vrstvy se tedy mohou objevit nehomogenity, v důsledku nichž anizotropie vzniká. Ale my potřebujeme určit reprezentativní elementární objem (viz kap. 2.3.10), který není nehomogenitami ovlivněn a v něm potom stanovit hodnoty anizotropie. Proto si myslím, že v rámci jedné vrstvy se jedná o nehomogenity a nevyčleňovala bych vrstevnatostní anizotropii. Vrstevnatostní a laterální anizotropii se ve své diplomové práci blíže zabývá Hýblerová (2005).

2.3.8 Proudová linie a proudová síť

Proudová linie (proudnice) je pomyslná linie, která znázorňuje proudění podzemní vody zvodněnou vrstvou. Proudové linie se používají ke znázornění pohybu podzemní vody horninou. V izotropní zvodněné vrstvě proudová linie kříží ekvipotencionály v pravém úhlu. Pokud bude zvodněné prostředí anizotropní, budou proudové linie

křížit ekvipotencionály v úhlu určeném stupněm anizotropie a orientací gradientu hydraulické výšky. Obrázek 14 A znázorňuje ekvipotencionály a proudové linie v izotropním prostředí a obrázek 14 B znázorňuje ekvipotencionály a proudové linie v anizotropním prostředí (Fetter 2001).

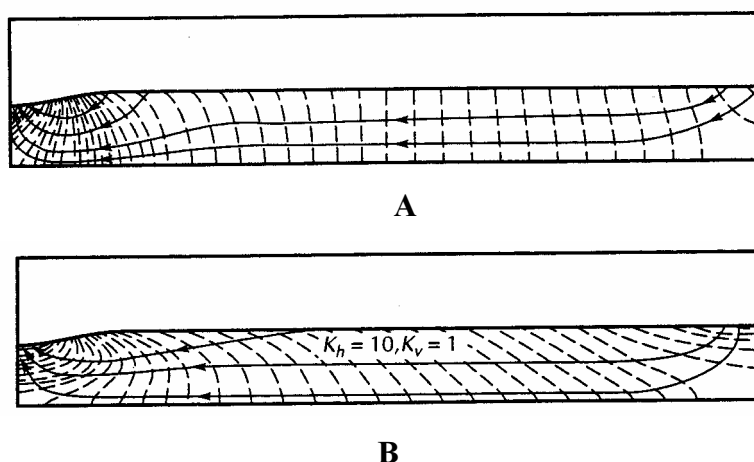


Obr. 14 Vztah proudových linií k ekvipotenciálám a $grad\ h$
A – izotropní prostředí **B** – anizotropní prostředí (Fetter 2001).

V anizotropním prostředí proudnice nemusí protínat ekvipotenciály v pravých úhlech. Pokud je hlavní směr anizotropie shodný se směrem proudění podzemní vody, proudnice a ekvipotenciály svírají pravý úhel. Pokud však nastane situace, kdy hlavní směr anizotropie nebude shodný se směrem proudění podzemní vody, proudnice a ekvipotenciály nebudou svírat pravý úhel (z přednášky Kuchovského 2005).

2.3.9 Nehomogenní a anizotropní zvodněné vrstvy

Freeze a Witherspoon (1966, 1967) popsali efekt koncentrovaného průtoku podzemní vody. Obrázek 15 A ukazuje proudové linie pro nádrž podzemní vody s koncentrovaným průtokem u izotropního a homogenního zvodněného kolektoru. Obrázek 15 B ukazuje zvodněný kolektor, ve kterém je horizontální hydraulická vodivost desetkrát větší než vertikální. U anizotropních zvodní proudové linie nekříží ekvipotencionální čáry v pravých úhlech.

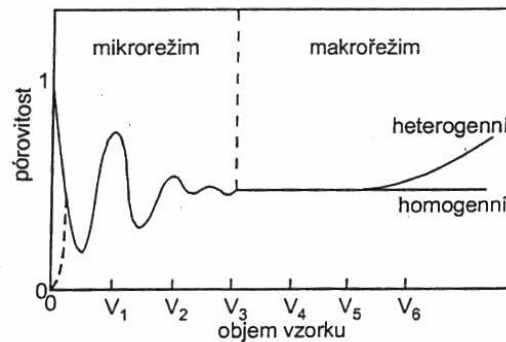


Obr. 15 Proudění podzemní vody v izotropním a anizotropním kolektoru. **A** – proudění v izotropním kolektoru. **B** – proudění v anizotropním kolektoru a horizontální hydraulickou vodivostí, která je desetkrát větší než vertikální hydraulická vodivost (Freeze a Witherspoon 1966, 1967, non vidi fide Fetter 2001).

2.3.10 Reprezentativní elementární objem (REV)

Reprezentativní elementární objem (representative elementary volume, REV) je objem pórového prostředí, pro který můžeme definovat průměrné hydraulické parametry. Na obr. 16 jsou změny pórovitosti se změnou objemu vzorku. Když je objem vzorku sedimentu minimální, může vlastnost jako je např. porosita nabývat hodnoty 1 (jsme uvnitř póru) nebo 0 (jsme uvnitř zrna). Při nárůstu objemu vzorku dochází k oscilacím, ale pak se hodnota pórovitosti ustálí u určité hodnoty. Tato hodnota objemu horniny (na obr. 16) se nazývá reprezentativní elementární objem. Při dalším zvětšení objemu vzorku (REV) a pokud je prostředí heterogenní však může docházet k dalším oscilacím (zde mezi V5 a V6). U puklinového a

krasového prostředí jsou hodnoty REV často extrémně velké nebo je nemůžeme definovat vůbec (Šrámek & Kuchovský 2003).

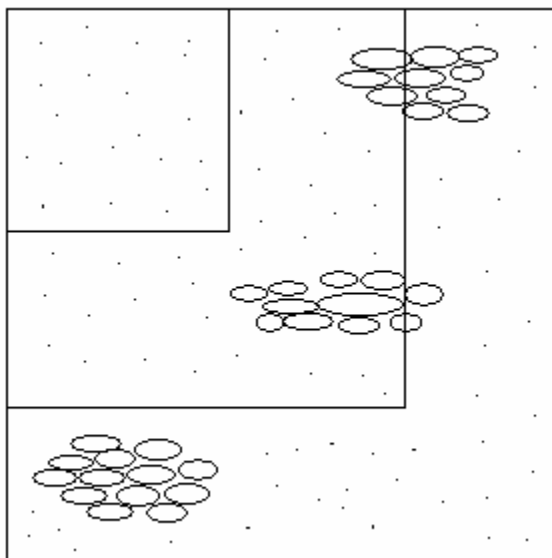


Obr. 16 Koncept REV (z Domenico a Schwartz 1998).

2.3.11 Stanovení reprezentativního elementárního objemu

Pro stanovení anizotropie horninového prostředí je nutné odebrat reprezentativní elementární objem (dále jen REV). REV však musí být homogenní. Případné nehomogenity odebraného vzorku by měly velký vliv na hodnoty anizotropie, což je nežádoucí. Pokud se tedy projeví nehomogenity prostředí, nemohu stanovit anizotropii.

Proto jsem navrhla následující postup. Aby vzorek nebyl ovlivněn nehomogenitami, použiji k odběru vzorků více odběrných nádob tvaru krychle o různých velikostech (např. 5, 10 a 20 cm). Na obrázku 17 je znázorněn případ, kdy je REV možné stanovit pouze v nejmenší krychli, protože hornina v ní je homogenní. Ve větších krychlích jsou obsaženy nehomogenity (např. valounky štěrků) a proto v nich REV nelze určit. Pokud budou hodnoty hydraulických vodivostí u všech tří krychlí přibližně stejné, vzorek můžeme považovat za REV. Pokud se ovšem budou hodnoty hydraulických vodivostí některé krychle výrazně odlišovat, nemůžeme tento vzorek použít, protože výsledné hodnoty anizotropie by byly ovlivněny nehomogenitami prostředí.



Obr. 17 Stanovení REV.

2.4 Metody stanovení anizotropie horninového prostředí

Pro zjištění anizotropie horninového prostředí je nutné stanovit přesné hodnoty hydraulických vodivostí v různých směrech os x , y , z . K tomuto účelu jsem navrhla propustoměr, jehož průtočné plochy mají stejnou velikost. Tomuto návrhu odpovídá propustoměr tvaru krychle.

2.4.1 Laboratorní metody

Laboratorní stanovení hydraulické vodivosti vychází z teoretických závislostí Darcyho zákona. I přesto, že laboratorní metody jsou méně přesné než stanovení hydraulické vodivosti čerpacími zkouškami přímo ve zvodněném systému, jsou poměrně často používány, protože jsou levné a rychlé. Tyto metody jsou však málo přesné, protože jsou prováděny na izolovaných vzorcích hornin, které – i když je zachována jejich přírodní struktura, nemohou postihnout přírodní heterogenitu kolektoru. Podle

Homoly (1991) je chyba při tomto stanovení hydraulické vodivosti dosahující 10% hodnocena jako velmi malá, 15 až 20% jako malá.

Abychom minimalizovali nepřesnosti, je nutné brát ohled při odběru vzorků na reprezentativní elementární objem (viz kap. 2.3.9).

Podle způsobu uložení vzorku můžeme zjistit hydraulickou vodivost buď v horizontálním směru nebo ve vertikálním směru.

U všech laboratorních metod se měří čas, za který zjištěné množství vody profiltrovalo přes vzorek horniny daných rozměrů a dané průtočné plochy při známém rozdílu hydraulických výšek

Nejběžnější typy přístrojů jsou

- permeametr Kamenského
- permeametr Thiemův – Kamenského
- permeametr Forchheimerův

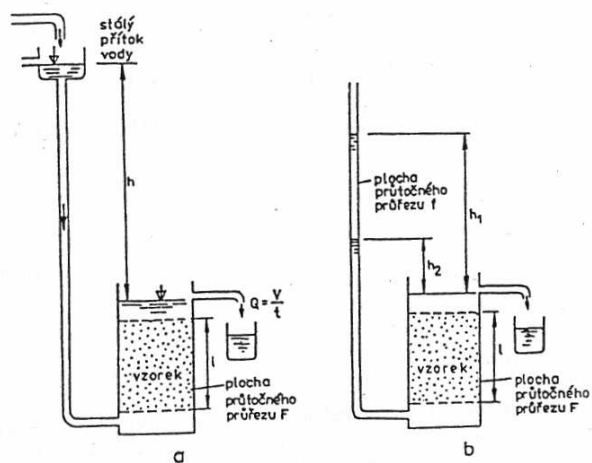
Velkou nevýhodou těchto přístrojů je, že mají tvar válce. Velikost průtočné plochy ve směru vertikální hydraulické vodivosti (směru z) je mnohem větší než velikost průtočné plochy ve směru horizontální hydraulické vodivosti (směry x, y). Z toho vyplývá, že vzorek není stejnoměrně promýván a ani voda do něho vstupující nemá stejnou rychlost. Může tak docházet k nepřesnostem ve stanovení hodnot hydraulických vodivostí a tím i anizotropie. V důsledku různé velikosti průtočných ploch by mohlo dojít k přechodu z laminárního do turbulentního proudění. U turbulentního proudění nelze použít Darcyho zákon, z něhož při výpočtech vycházíme. Navíc dochází u turbulentního proudění k vyplavování jemnozrnných částic ze vzorku. Z těchto důvodů je výhodnější a mnohem přesnější použít propustoměr, který má tvar krychle a průtočné plochy mají stejnou velikost. Navrhovaný typ propustoměru je popsán v kapitole 3.1.

2.4.2 Určování hydraulické vodivosti za použití propustoměrů

Hodnoty hydraulické vodivosti je možné určit v laboratoři za použití propustoměrů (také permeametrů). K tomu se obvykle používají vrtná jádra kruhového tvaru. U kohézních sedimentů je zkouška poměrně jednoduchá, protože poloha zrn ve vzorku v propustoměru odpovídá jejich původnímu uložení. U sypkých sedimentů může při zaplňování propustoměru dojít ke změně struktury zrn a zkouška dává jen přibližné výsledky (Šráček & Kuchovský 2003).

Rozlišují se zkoušky s konstantním spádem a zkoušky s proměnlivým spádem. Uspořádání zkoušek je patrné z obrázku 18. U **zkoušky s konstantní spádem** se hydraulický gradient napříč vzorkem během zkoušky nemění a měří se objem vody V , který za čas t proteče vzorkem. Hydraulický gradient při zkoušce by se neměl příliš lišit od terénní hodnoty. Je také důležité, aby vzorek těsně přiléhal ke stěně propustoměru, protože jinak by hodnota hydraulické vodivosti byla nadhodnocená. Zkouška s konstantním spádem se používá u relativně propustných sedimentů. U sedimentů, které jsou relativně nepropustné, se používá **propustoměr s proměnlivým spádem**. Na začátku zkoušky se změří rozdíl hydraulických výšek h_1 a po určitém čase t pak rozdíl hydraulických výšek h_2 (Šráček & Kuchovský 2003).

K zjištění hodnot hydraulických vodivostí jsem navrhla propustoměr s konstantním spádem, který byl však upraven tak, abychom mohly stanovit hydraulické vodivosti v reálném 3-D systému ve všech třech směrech.



Obr. 18 Zkoušky na propustoměrech s (a) konstantním spádem, (b) s proměnlivým spádem (podle Šilara et al., 1983).

3 METODIKA

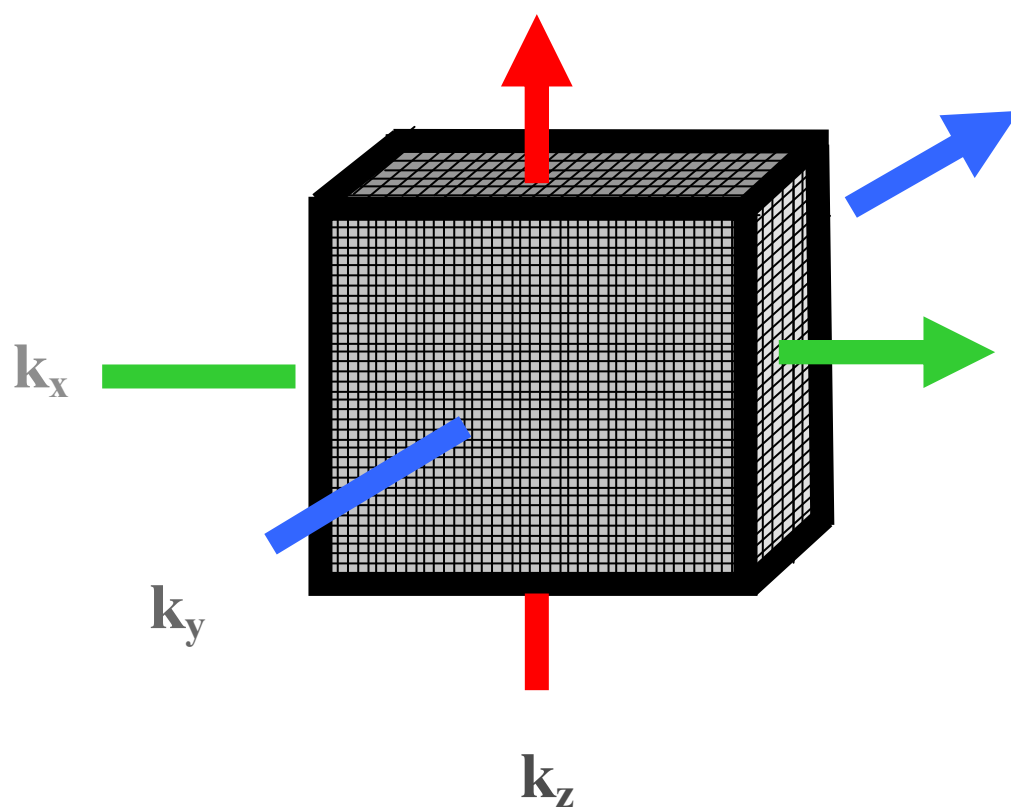
Pro stanovení koeficientu filtrační anizotropie navrhla upravený typ propustoměru, který umožní určení hodnot hydraulické vodivosti ve všech třech směrech a to ve směrech x , y , z . Propustoměr má tvar krychle (nejlépe tři propustoměry o stranách 5, 10, 15 cm) a všechny průtočné plochy mají stejnou velikost (oproti doposud používaným propustoměrům ve tvaru válce).

3.1 Vlastní metodika pro stanovení koeficientu filtrační anizotropie

Pro stanovení koeficientu filtrační anizotropie jsem zvolila upravený typ propustoměru, pomocí kterého se dají stanovit hodnoty hydraulických vodivostí ve třech směrech. Z těchto získaných hodnot se určí koeficient filtrační anizotropie.

Základní částí propustoměru je krychle, v níž je uložen odebraný vzorek. Stěny krychle jsou tvořeny pevnou kovovou kostrou. Její šířka je závislá na celkové velikosti krychle (například u krychle o straně 10 cm bude hrana 1 cm). Spodní dno propustoměru je zasunovací. V krychli jsou ve směru x , y , z vytvořeny otvory. Otvory, kterými voda protéká, jsou opatřeny geotextílií (event. sítím). Geotextílie (síto) udržuje zvodněnou horninu uvnitř propustoměru a zabraňuje vyplavování menších částic ze vzorku. Pokud se otvory právě nepoužívají, jsou důkladně přelepeny izolepou. Do krychle přitéká voda z nádoby, v níž je udržován konstantní hydrostatický tlak (výška hladiny) pomocí přepadového otvoru. Tato nádoba s vodou musí být umístěna výše než samotný propustoměr. Voda přitéká do krychle její spodní částí a vytéká pryč její horní částí. Voda z krychle odtéká do další nádoby s vodou, v níž je také udržovaná stálá hladina pomocí

přepadového otvoru. Voda z této nádoby odtéká do kalibrované nádoby. Propustoměr je znázorněn na obrázku 19.



Obr. 19 Propustoměr tvaru krychle s kovovou kostrou a vyznačenými směry anizotropie ve vertikálním směru (k_z) a v horizontálním směru (k_x, k_y).

Nepřesnosti mohou vzniknout, pokud použijeme vodu, která je v kontaktu s atmosférou. Vzduch rozpuštěný ve vodě se vylučuje v pórech a zmenšuje průtočný profil. Z tohoto důvodu může voda proudit vzorkem rychleji a prostředí se tím jeví více propustné. Tento jev lze například eliminovat zvýšením mineralizace vody nebo přidáním s vodou mísitelných organických kapalin, což sníží rozpustnost plynů. Měření by se měla provádět v laboratoři za normálních tlakových podmínek a teploty 20°C.

Vzorek je nejdříve řádně zavodněn a poté se měří čas t (vteřiny), za který objem V (dm³) proteče vzorkem při daném hydraulickém sklonu (I).

Pro výpočet hydraulické vodivosti použijeme Darcyho rovnici.

$$k = Q / F \cdot I,$$

kde k je hydraulická vodivost (dm.s⁻¹), F je protékaná plocha (dm²), I je hydraulický sklon (dm).

4. VLASTNÍ VÝSLEDKY

4.1 *Teoretická příprava propustoměru*

Na vybraných typech sedimentů z neogénu karpatské předhlubně byly počítány kritické rychlosti. Hodnoty kritických rychlostí proudící kapaliny pro daný sediment v propustoměru zjišťujeme proto, abychom zjistili, jaké hodnoty nesmí být při proudění kapaliny pro daný sediment překročeny. Pokud by byly rychlosti proudění v propustoměru vyšší než kritické rychlosti, došlo by k porušení laminárního proudění. Proudění by tak přešlo do turbulentního. Propustoměr by měl být používán zejména pro středně zrné a jemnozrné písky a proto jsem si vybrala právě tyto sedimenty, na nichž jsem ověřila použitelnost propustoměru v laboratoři. Jednalo se o 3 vzorky sedimentů z vrtů HV 23 (středně zrný písek), HV 209 (středně zrný písek) a HJ 404 (jemnozrný písek). Z jejich zrnitostních křivek jsem odečetla hodnotu d_{10} , kterou jsem dosazovala do rovnice v kapitole 4.1.1. Potřebná data jsem čerpala z ročníkové práce Kubise (2003). Hodnoty kritických rychlostí jsou vyneseny do grafu v závislosti na pórovitosti. Za maximální hodnoty pórovitosti jsem dosazovala 45 %, protože v ideální hornině může být maximální pórovitost 47,65 % (viz kap. 2.3.2).

Dále jsem počítala maximální a minimální hydraulický gradient pro každý vzorek a hodnoty jsem vynesla do grafu v závislosti na hydraulické vodivosti jednotlivých sedimentů. Také jsem si ověřila, jaké by měly být přibližné hodnoty hydraulického gradientu v uvažovaných propustoměrech o stranách 5, 10 a 20 cm.

4.1.1 Kritická rychlost

V grafu je znázorněna závislost kritické rychlosti a pórovitosti. S rostoucí pórovitostí se zvyšuje i hodnota kritické rychlosti. Při zjišťování hydraulické vodivosti nesmí rychlost vody protékající propustoměrem překročit mezní hodnoty kritické rychlosti. V opačném případě by došlo k turbulentnímu proudění a tím by byly porušeny meze platnosti Darcyho zákona.

Pro výpočet kritické rychlosti jsem použila rovnici

$$v_{kr} = (0,75 \cdot p + 0,23) \cdot \frac{\mu}{\rho} \cdot Re/d_{10} \text{ (převzato z přednášek}$$

Kuchovského 2006),

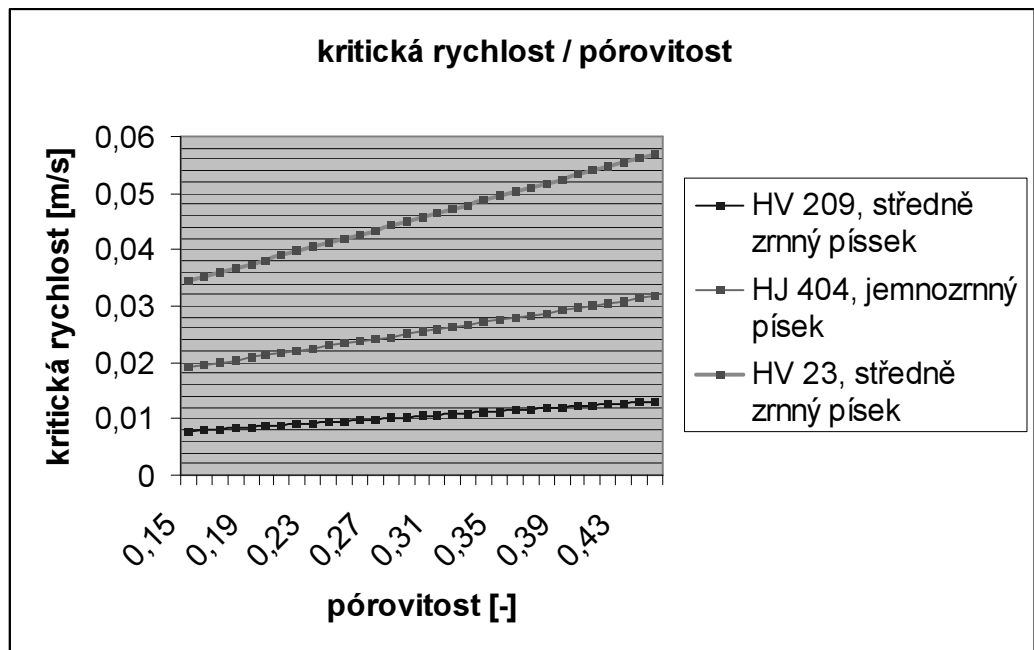
kde p je pórovitost (-), je μ dynamická viskozita (kg/m.s), ρ je hustota (kg/m³), Re je Reynoldsovo číslo (-) a d_{10} je efektivní průměr zrna (m).

Pro středně zrný písek z vrtu HV 23 je minimální kritická rychlost 0,007 m/s a maximální kritická rychlost je 0,013 m/s.

U jemnozrného písku z vrtu HJ 404 je hodnota minimální kritické rychlosti 0,019 a maximální kritická rychlost je 0,032 m/s.

Středně zrný písek z vrtu HV 209 má minimální kritickou rychlost 0,035 m/s a maximální kritickou rychlost 0,057 m/s.

Pro písky by tedy neměla být překročena hodnota kritické rychlosti 0,007 – 0,057 m/s.



Obr. 20 Graf znázorňující závislost kritické rychlosti na pórovitosti.

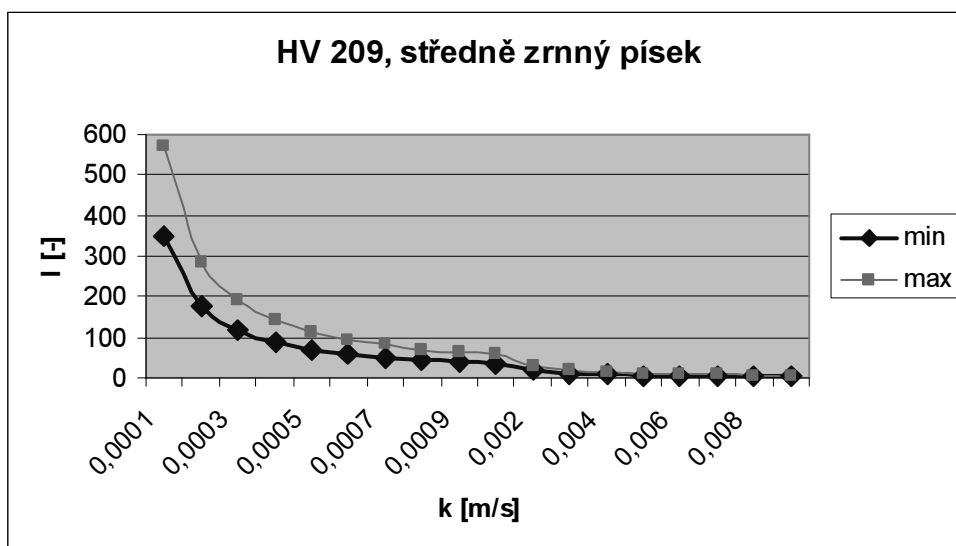
4.1.2 Minimální a maximální hydraulický gradient

Pro výpočet hydraulických gradientů jsem použila rovnici

$$I = v/k,$$

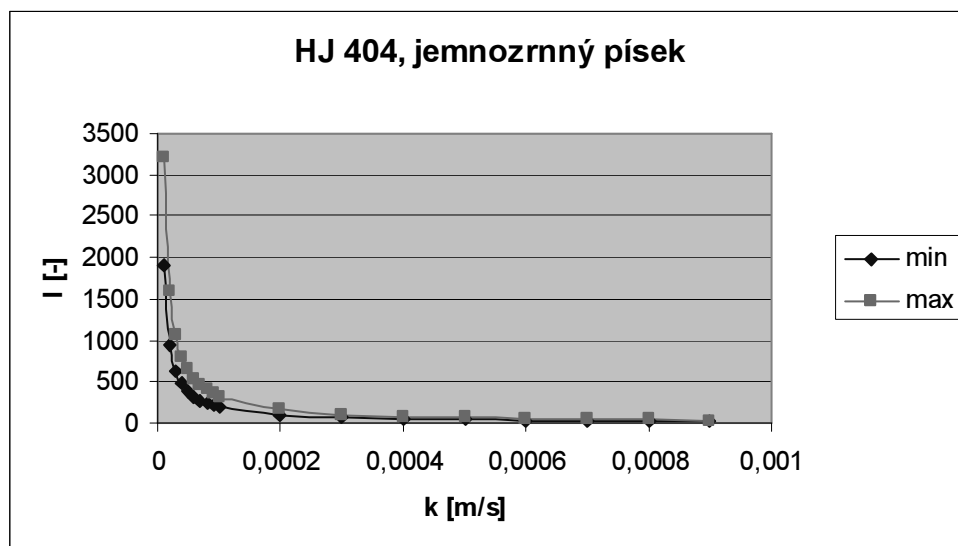
kde I (-) je hydraulický gradient, v (m/s) je kritická rychlost, k (m/s) je hydraulická vodivost. Za v byla dosazována minimální a maximální hydraulická vodivost pro jednotlivé sedimenty, které pro ně byly zjištěny (viz. kap. 4.1.1). Hodnota hydraulické vodivosti k pro středně zrné písky byla uvažována v rozmezí $1 \cdot 10^{-4} - 9 \cdot 10^{-3}$ a pro jemnozrný písek jsem dosadila hodnoty v rozsahu $1 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-4}$. Pro daný sediment jsem tedy získala škálu minimálních a maximálních hydraulických vodivostí, které jsem v závislosti na hydraulické vodivosti vynesla do grafů.

Hodnoty minimálních hydraulických gradientů pro středně zrný písek z vrtu HV 209 se pohybují v rozmezí 3,8 – 350 a hodnoty maximálních hydraulických gradientů jsou 6,3 – 570 (obr. 21).



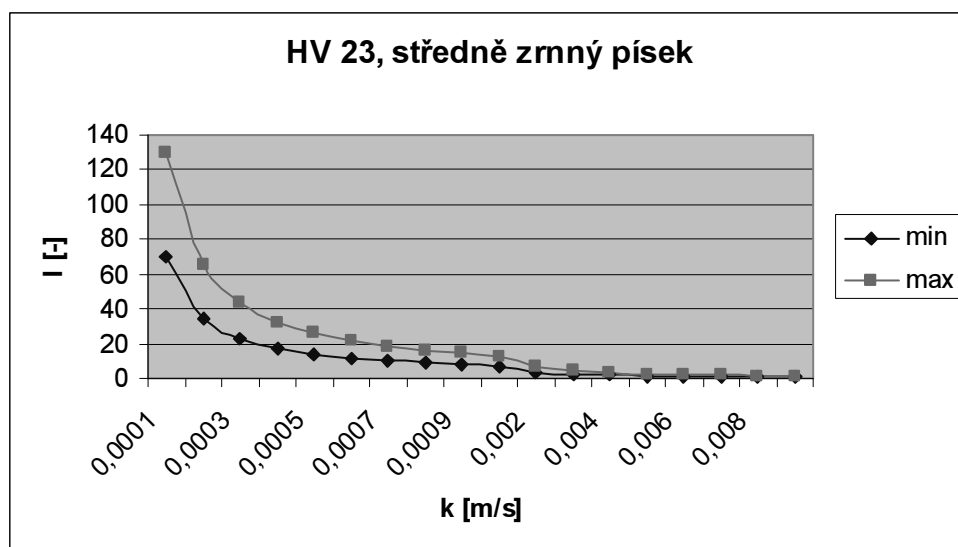
Obr. 21 Graf znázorňující hodnoty hydraulických gradientů v závislosti na hodnotě hydraulické vodivosti sedimentu (min – minimální hydraulické gradienty, max – maximální hydraulické gradienty) .

Minimální hydraulické gradienty pro jemnozrný písek z vrtu HJ 404 jsou 21,1 – 1900. Maximální hydraulické gradienty nabývají hodnot 35,5 – 3200 (obr. 22).



Obr. 22 Graf znázorňující hodnoty hydraulických gradientů (I) v závislosti na hodnotě hydraulické vodivosti sedimentu. (min – minimální hydraulické gradienty, max – maximální hydraulické gradienty)

U středně zrného písku z vrtu HV 23 jsou minimální hydraulické gradienty v rozmezí 0,7 – 70 a maximální hydraulické gradienty jsou 1,4 – 130 (obr. 23).



Obr. 23 Graf znázorňující hodnoty hydraulických gradientů (I) v závislosti na hodnotě hydraulické vodivosti sedimentu. (min – minimální hydraulické gradienty, max – maximální hydraulické gradienty)

4.1.3 Výška hladin v laboratoři

Abych si ověřila použitelnost propustoměru v laboratoři, ověřovala jsem ještě rozdíl výšek mezi dvěma hladinami ve všech třech uvažovaných propustoměrech, který by neměl být překročen. Tento postup byl proveden pro každý sediment. Vycházela jsem z rovnice

$$I = \Delta h / \Delta l,$$

kde I (-) je hydraulický gradient, Δh (m) je rozdíl hydraulických výšek a Δl (m) je plocha, kterou voda protéká. Z rovnice jsem si vyjádřila Δh a za I jsem dosazovala vypočítané minimální hydraulické gradienty jednotlivých sedimentů (viz kap. 4.1.2). Za Δl jsem dosazovala uvažované rozměry propustoměrů – tedy 0,05 m, 0,1 m a 0,2 m. Vypočítané hodnoty jsem vynesla do tabulky (obr. 24).

	I (-)	Δl (m)	Δh (m)
HV 209	3,8	0,05	76
	3,8	0,1	38
	3,8	0,2	19
HJ 404	21,1	0,05	422
	21,1	0,1	211
	21,1	0,2	105,5
HV 23	0,7	0,05	14
	0,7	0,1	7
	0,7	0,2	3,5

Obr. 24 Tabulka znázorňující hodnoty vypočítaných rozdílů výšek mezi dvěma hladinami.

Hodnoty rozdílů výšek mezi dvěma hladinami se pohybuje pro středně zrné písky v rozmezí 3,5 m – 76 m. Pro jemnozrné písky je to rozmezí 105,5 m – 422 m. Z výsledků je zřejmé, že pro uvažované sedimenty je možné propustoměr v laboratoři použít, protože jsme schopni uskutečnit v laboratoři rozdíl výšek mezi hladinami do 3,5 m.

5 ZÁVĚR

Metoda (propustoměr) je schopna stanovit hodnotu hydraulické vodivosti ve všech třech směrech (x, y, z) a z těchto hodnot lze určit koeficient filtrační anizotropie.

Propustoměr je navržen tak, aby všechny průtočné plochy měly stejnou velikost. Tomuto návrhu odpovídá propustoměr ve tvaru krychle, který je vhodnou metodou pro stanovení hydraulických vodivostí v reálných podmínkách (3D).

Předpokládá se využití propustoměru především pro stanovování hydraulických vodivostí u středně zrných nebo jemnozrných nezpevněných sedimentů (písků). Pro tyto typy sedimentů byla teoreticky ověřena jeho použitelnost v laboratoři.

Počítala jsem kritickou rychlost proudění vody vzorkem, která by neměla být v propustoměru překročena, aby výsledky nebyly zatíženy chybou měření. Pro středně zrné písky by podle mých výsledků neměla být překročena minimální kritická rychlost 0,007 – 0,035 m/s a maximální kritická rychlost 0,013 – 0,057 m/s. Pro jemnozrné písky by neměla být překročena minimální kritická rychlost 0,019 m/s a maximální kritická rychlost 0,032 m/s.

Dále jsem zjišťovala minimální a maximální hydraulické gradienty. U středně zrných písků jsou minimální hydraulické gradienty 0,7 – 350 a maximální hydraulické gradienty 6,4 – 570. U jemnozrného písku jsou hodnoty minimálních hydraulických gradientů 21,1 – 1900 a maximální

hydraulické gradienty 35,5 – 3200. Tyto hodnoty hydraulických gradientů by při práci v laboratoři u daného sedimentu neměly být překročeny.

Také jsem si ověřovala, jaký rozdíl výšek mezi hladinami v propustoměru nesmí být překročen. Výška mezi hladinami nesmí být větší než 3,5 m. Tuto podmínku jsme schopni v laboratoři splnit.

Po ověření okrajových podmínek je reálné propustoměr využít v praxi.

Vliv anizotropie na proudění podzemní vody by se neměl podceňovat. Zjištěné hodnoty anizotropie mohou významně napomoci při hydrogeologických průzkumech nebo při zjišťování směru šíření kontaminantů v určitých typech sedimentů.

6 SEZNAM LITERATURY

- Berg R. R. (1986): Reservoir Sandstones. – Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs. New Jersey.
- Domenico P. A., Schwartz F. W. (2000): Physical and Chemical Hydrogeology. – John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Fetter C. W. (2001): Applied Hydrogeology. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
- Fetter C. W. (1999): Contaminant hydrogeology. Prentice-Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.
- Hynie O. (1961): Hydrogeologie ČSSR – prosté vody. – Nakladatelství ČAV Praha. Praha.
- Hýblerová L. (2005): Anizotropie nesoudržných sedimentárních hornin a její vliv na proudění podzemní vody. Přírodovědecká fakulta MU. Brno.
- Jetel J. (1982): Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. ČAV. Praha.
- Kubis A. (2003): Sedimentologické zpracování vybraných vzorků neogenních sedimentů. Přírodovědecká fakulta MU. Brno.
- Kuchovský T. (2005): Podklady k přednáškám Základy hydrogeologie na PřF MU v Brně. Brno.
- Papadopoulos I. S. (1965): Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer. – Symp. Int. Assoc. Sci. Hydrology. Dubrovnik.
- Šilar J. (1983): Všeobecná hydrogeologie. SPN Praha, KU přírodovědecká fakulta. Praha.
- Šráček O., Kuchovský, T. (2003): Základy hydrogeologie. Přírodovědecká fakulta MU. Brno.