

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užité geofyziky

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Nikola Chaloupková

Porovnání metody Hot Disk a Optického skenování na měření tepelné vodivosti hornin

**Comparing Hot Disk and Optical Scanning methods for measuring thermal conductivity of
rocks**

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Lucie Janků, Ph.D.

Praha, 2024

Prohlášení:

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

V Praze, 30. 07. 2024

Podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala své vedoucí práce Mgr. Lucii Janků, Ph.D. za ochotu, trpělivost, odborný dohled a cenné rady, které mi pomohly práci zkompletovat. Děkuji za velmi příjemné jednání a vstřícnost během tvorby bakalářské práce. Další poděkování patří Mgr. Petru Dědečkovi, Ph.D. za poskytnutí řady užitečných informací, za výpomoc s praktickou částí a naučení manipulace s přístroji. Děkuji také prof. RNDr. Tomáši Fischerovi Ph.D. za odborné rady, připomínky a za výpomoc s formálními náležitostmi. V neposlední řadě bych poděkování věnovala své rodině a přátelům za psychickou podporu.

V Praze, 30. 07. 2024

Nikola Chaloupková

Abstrakt:

Pro pochopení tepelných vlastností horniny je nutné na vzorek aplikovat vhodnou metodu zajišťující co nejpřesnější výsledek. Informaci o tepelných vlastnostech získáváme měřením tepelné vodivosti, difuzivity a dopočtem objemové tepelné kapacity hornin. Mechanismus přenosu tepla se liší v závislosti na prostředí a přítomnost jistých faktorů ovlivňuje tepelné vlastnosti hornin. Optické skenování a Hot Disk jsou metody schopné měřit tepelné vlastnosti hornin v laboratoři. Bylo změřeno jedenáct vzorků hornin, na nichž byla sledována vhodnost aplikace metod pro určitý petrologický znak. Výsledné hodnoty v souvislosti s parametry ovlivňujícími tepelnou vodivost byly vzájemně porovnány. Z dostupného množství dat se aplikace metody Optického skenování jeví jako výhodnější pro heterogenní anizotropní horniny, jelikož měří daleko rozsáhlejší část vzorku a podává tak reprezentativnější hodnotu tepelné vodivosti. Metodu Hot Disk je vhodné aplikovat na heterogenní a nesoudržné vzorky a také poskytuje možnost měřit v peci a podávat tak informace o tepelných parametrech při různých teplotách. Zvolení vhodné metody měření horninového vzorku má na výsledné hodnoty tepelných parametrů zásadní roli a znalost principu metod tak zamezí nesprávnému měření.

Abstract:

In order to understand the thermal properties of the rock, it is necessary to apply a suitable method to the sample ensuring the most accurate result. We obtain information about thermal properties by measuring thermal conductivity, diffusivity and calculating the volumetric heat capacity of rocks. The mechanism of heat transfer varies depending on the environment, and the presence of certain factors affects the thermal properties of rocks. Optical scanning and Hot Disk are methods capable of measuring the thermal properties of rocks in the laboratory. Eleven rock samples were measured, on which the suitability of applying the methods for a certain petrological feature was monitored. The resulting values in connection with the parameters influencing the thermal conductivity were compared with each other. From the available amount of data, the application of the Optical Scanning method appears to be more advantageous for heterogeneous anisotropic rocks, as it measures a much larger part of the sample and thus provides a more representative value of thermal conductivity. The Hot Disk method is convenient to apply to heterogeneous and non-cohesive samples and also provides the possibility to measure in a furnace and thus provide information on thermal parameters at different temperatures. The choice of a suitable method for measuring a rock sample has a fundamental role in the resulting values of thermal parameters, and knowledge of the principles of the methods will thus prevent incorrect measurements.

Obsah:

1	ÚVOD	1
2	PŘENOS TEPLA	2
2.1	EXCITACE	2
2.2	RADIACE	2
2.3	KONVEKCE	2
2.4	ADVEKCE	3
2.5	KONDUKCE	3
3	MĚŘENÉ TEPELNÉ PARAMETRY	4
3.1	TEPELNÁ KAPACITA	4
3.2	TEPELNÁ VODIVOST	5
3.3	TEPELNÁ DIFUZIVITA	5
4	PARAMETRY OVLIVŇUJÍCÍ TEPELNOU VODIVOST	6
4.1	ANIZOTROPIE	6
4.2	TEPLOTA	8
4.3	HETEROGENITA	9
4.4	PÓROVITOST	10
4.5	SATURACE	10
5	METODY MĚŘENÍ TEPELNÉ VODIVOSTI	12
5.1	STACIONÁRNÍ MĚŘENÍ TEPELNÉ VODIVOSTI	12
5.1.1	<i>Metoda dělené tyče</i>	12
5.2	NESTACIONÁRNÍ MĚŘENÍ TEPELNÉ VODIVOSTI	13
5.2.1	<i>Metoda Optického skenování</i>	14
5.2.2	<i>Metoda Hot Disk</i>	18
6	PRAKTICKÁ MĚŘENÍ	20
6.1	APLIKACE OPTICKÉHO SKENOVÁNÍ	20
6.2	APLIKACE HOT DISK	21
6.3	VZORKY	23
6.3.1	<i>Ortorula (2a)</i>	23
6.3.2	<i>Ortorula (2b)</i>	25
6.3.3	<i>Pískovec (1a-d)</i>	27
6.3.4	<i>Granit (3a)</i>	28
6.3.5	<i>Granit (3b)</i>	28
6.3.6	<i>Bazalt (4a)</i>	29
6.3.7	<i>Suchý/Vlhký písek (5a)</i>	30
6.3.8	<i>Pískovec (1e)</i>	31
7	DISKUSE	33
8	ZÁVĚR	36
9	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	37
	PŘÍLOHY	40

1 Úvod

Země přijímá energii z vnitřních a vnějších zdrojů. Hlavními zdroji vnitřního tepelného příjmu Země je teplo pocházející z dob vzniku sluneční soustavy gravitační kontrakcí částic a teplo z rozpadu radioaktivních izotopů. Vnější zdroj přívodu energie je sluneční záření, které je násobně vyšší než je hodnota tepelného toku Země (Clauser, 2009).

Aby byla zachována energetická bilance Země, musí docházet k rovnováze energetického přívodu a výdeje. Množství energie solárního původu je vyzářeno ve formě dlouhovlnného záření zpět do vesmíru. Hodnota tepelného toku představuje množství energie, která uniká ze zemského povrchu. Podle práce (Davies and Davies, 2010) byl zjištěn odhad povrchového tepelného toku Země 47 ± 2 TW. Teplo unikající ze zemského povrchu pochází především z rozpadu radioaktivních izotopů v litosféře a z konvekce v plášti a vnějším jádru. Dále pak přispívají konvekční procesy ve vnějším jádru a ochlazování zemského pláště. Následně podle modelu (Davies and Davies, 2010) bylo odhadnuto, že z celkového tepelného toku Země pochází 32 TW z oceánské litosféry a 15 TW z oblasti kontinentů (Furlong and Chapman, 2013). Množství ztrátového tepla přesahuje přísun tepla, tudíž se Země ochlazuje (Clauser, 2009).

Zdrojem tepla v oblastech kontinentů je z velké části rozpad radioaktivních prvků v litosféře. Naproti tomu v oblastech oceánských desek je hlavním zdrojem tepla blízkost plášťových hmot na oceánských hřbetech (Ahrens, 1995).

Nejvyšší hodnoty tepelného toku jsou koncentrovány v oblastech aktivních kontinentálních okrajů a na kontaktech litosférických desek nebo v oblastech horkých skvrn, kde probíhá aktivní vulkanismus. Odhady hustoty kontinentálního tepelného toku se pohybují okolo $70,9 \text{ mWm}^{-2}$ a hodnoty pro oceánský tepelný tok $105,4 \text{ mWm}^{-2}$ (Furlong and Chapman, 2013). Naopak nejnižší tepelný tok sledujeme na starých kontinentálních štítech a kratonech, kde se hodnota tepelného toku pohybuje v rozmezí $46\text{-}47 \text{ mWm}^{-2}$. (Nyblade and Pollack, 1993).

Tepelný tok je jedním z parametrů určujících geotermální potenciál. V prostředí, kde dominuje přenos tepla kondukcí, je pro využití geotermální energie zásadní stanovit parametry tepelné vodivosti, difuzivity a měrné tepelné kapacity.

Tato bakalářská práce se zabývá vysvětlením metody Optické skenování a metody Hot disk, následným srovnáním obou metod a porovnání jejich efektivity při měření tepelných vlastností na horninových vzorcích odlišných petrologických znaků.

2 Přenos tepla

Mechanismy přenosu tepla jsou závislé na prostředí. Tyto mechanismy můžeme dělit na:

1. Excitace
2. Radiace
3. Konvekce
4. Advekce
5. Kondukce

2.1 Excitace

Excitace je forma přenosu tepla, kdy dochází k přechodu elektronu ze základního energetického stavu na vyšší a k tepelné produkci. Tento typ přenosu tepla probíhá ve vnějším jádru Země, kde excitace atomů pohání zemské dynamo a vznik konvekčních proudů generujících magnetické pole Země (Jaupart and Mareschal, 2011).

2.2 Radiace

Radiace neboli sálání je forma přenosu tepla ve formě elektromagnetického záření. Frekvence elektromagnetických vln je závislá na teplotě. Rozpadem radiogenních izotopů dochází k vyzáření množství energie. Vyzářená energie roste se čtvrtou mocninou teploty (Cermak and Rybach, 1982). Směrem do středu Země roste teplotní gradient. Horniny ve velkých hloubkách v oblasti zemského pláště dosahují dostatečně vysokých teplot, aby přínos tepla radiací byl významný. Podíl radiace na celkovém přenosu tepla nastává až při teplotách nad 1200 °C (Clauser, 2009). V oblasti zemské kůry, kde teplota není natolik vysoká, je tepelný přínos radiací zanedbatelný.

Radiace je důležitá pro zpětné vyzařování solárního tepla ve formě dlouhých vlnových délek zpět a zachování tepelné bilance Země (Clauser, 2009).

2.3 Konvekce

Konvekce je přenos tepla prouděním tekutin o různých teplotách, tedy pohybem hmoty. Zvýšením teploty tekutiny dochází ke snížení její hustoty, což vede ke stoupání teplé hmoty a klesání studené. Tato forma přenosu tepla se v geologii běžně vyskytuje v zemském plášti a vnějším jádru. Konvekční proudy zemského pláště jsou řízeny radiogenní produkcí tepla

horninových mas v plášti, zahříváním z jádra a ochlazováním Země (Jaupart and Mareschal, 2011). Proces konvekce probíhá také v hydrotermálních systémech, kde dobře propustné prostředí s vysokým teplotním gradientem umožní cirkulaci podzemní vody. Ohřátá voda stoupá propustným prostředím vzhůru a chladná voda sestupuje (Jaupart and Mareschal, 2011).

2.4 Advekce

Advekce je přenos tepla formou pohybu hmoty bez ohledu na to, jestli je ten pohyb přirozený či vyvolaný. V geotermálních vrtech je možné mechanismus uplatnit uměle vytvořenými podmínkami. Tepelná advekce probíhá vpuštěním studené tekutiny do teplejšího horninového prostředí, kde je získané teplo čerpáno společně s proudící kapalinou jímacími vrty (Detournay *et al.*, 2022).

2.5 Konduktce

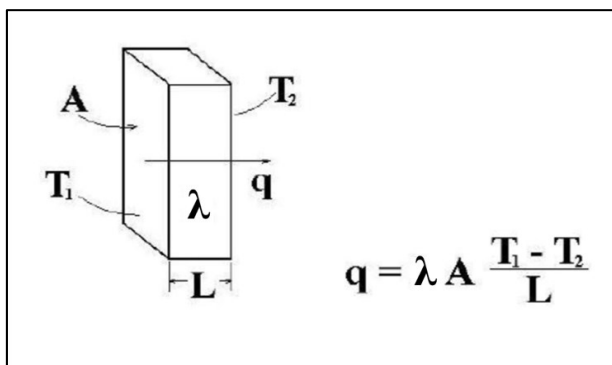
Vedení tepla ve formě konduktce je nejméně efektivním přenosem tepla a probíhá primárně v pevných látkách. Částice s vyšší vnitřní energií předává část své kinetické energie látkám s energií nižší. V krystalických tělesech se jedná o přenos energie mezi krystalickými mřížkami látek. Předáváním kinetické energie dochází k nárůstu energie a zvýšení teploty. Směr přenosu tepla vychází z druhého zákona termodynamiky. Teplejší těleso předává svojí energii chladnějšímu a dochází k vyrovnání teplotních rozdílů (Hahn, 2012). Konduktce v rámci geologie má největší význam v oblastech zemské kůry (Jaupart and Mareschal, 2011).

V prostředí s konduktivním přenosem tepla lze odvodit parametr hustota tepelného toku Fourierovým zákonem (Obrázek 1) (1) (Hahn, 2012):

$$q = -\lambda \nabla T \quad (1)$$

Symbol q představuje hustotu tepelného toku, λ je součinitel tepelné vodivosti a ∇T je teplotní gradient. Teplo prochází ve směru teplotního gradientu. U izotropních materiálů představuje součinitel tepelné vodivosti skalární veličinu. U anizotropních látek je součinitel tepelné vodivosti tenzor λ_{ij} (2) (Jaupart and Mareschal, 2011):

$$q_i = -\lambda_{ij} \frac{\partial T}{\partial x_j} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (2)$$



Obrázek 1: Grafické znázornění

Fourierova zákona

q = rychlost přenosu tepla vedením,

λ = tepelná vodivost materiálu,

A = plocha kolmá na tok tepla,

$T_{1,2}$ = teplota, $(\frac{T_1 - T_2}{L})$ = teplotní gradient

L = vzdálenost, kterou probíhá přenos

tepla vedením (Ashraf, 2014)

$$q = \lambda A \frac{T_1 - T_2}{L}$$

Na přenosu tepla se podílí kombinace různých mechanismů. Kvůli přenosu tepla v pevných látkách kondukcí mohou být tepelné vlastnosti hornin změřeny v laboratoři. Hodnoty tepla získané excitací a radiací jsou zanedbatelné a konvekce v pevných materiálech většinou neprobíhá (Cermak and Rybach, 1982).

3 Měření tepelné parametry

V geotermálním průzkumu lze využít mnohých parametrů k pochopení teplotního režimu horninového prostředí. Mezi základní měřené parametry patří tepelná vodivost, tepelná difuzivita a objemová tepelná kapacita (Antriasian and Beardsmore, 2014).

Výpočtem těchto parametrů u vzorku lze získat informaci o horninovém prostředí ve větším měřítku. Na základě těchto znalostí lze předem určit, zda je zájmová oblast vhodná k využití geotermální energie.

3.1 Tepelná kapacita

Tepelná kapacita (neboli specifické teplo) představuje vlastnost materiálu vyjadřující jaké množství tepla je potřeba dodat jednotce látky, aby se ohřála o jednotku teploty. Představuje skalární veličinu necitlivou na směr měření. Hodnota měrné tepelné kapacity je závislá na teplotě. S rostoucí teplotou roste její hodnota (Zhang, 2016). Hornina si teplo uchovává v souvislosti s její měrnou tepelnou kapacitou.

Při měření tepelné kapacity c_p za konstantního tlaku vzorek expanduje. Udává se v jednotkách $J \cdot kg^{-3} \cdot K^{-1}$ (Clauser, 2009). Měření tepelných vlastností hornin probíhá za laboratorních podmínek, kde k expanzi může docházet. V případě zabránění expanze nedochází k využití vnitřní energie na objemovou expanzi. Objemová tepelná kapacita c_v je tak měřena za konstantního objemu a udává se v jednotkách $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$ (horniny se udávají v $MJ \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$)

(Clauser, 2009). Tepelná kapacita za konstantního tlaku c_p je vyšší než za konstantního objemu c_v , jelikož je část tepelné energie využita na expanzi. Pro horniny zemské kůry je však rozdíl mezi hodnotami obou kapacit menší jak 1% (Clauser, 2009). Tepelná kapacita za konstantního tlaku c_p pracuje s hustotou ρ , zatímco kapacita za konstantního objemu c_v ne (3) (Clauser, 2009):

$$c_v = c_p \cdot \rho \quad (3)$$

3.2 Tepelná vodivost

Tepelná vodivost je schopnost látek vést teplo ve směru teplotního gradientu. Vyjadřuje, jakou rychlostí se teplo šíří z teplejší části do chladnější. Parametrem popisujícím schopnost vést teplo je součinitel tepelné vodivosti λ . Ze znalostí parametru tepelné vodivosti lze odvodit hustotu tepelného toku pro izotropní (1) a anizotropní (2) prostředí.

Látky s relativně vyšším koeficientem tepelné vodivosti označujeme jako vodiče, látky s nižší tepelnou vodivostí jako izolanty. Horniny se obecně řadí mezi méně vodivé materiály. Ve většině hornin zemské kůry je tepelná vodivost spjata se zastoupením křemene (více rozepsané v kapitole 3 Parametry ovlivňující tepelnou vodivost), jehož průměrná tepelná vodivost $7,686 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (Horai and Simmons, 1969) je násobně vyšší oproti jiným horninotvorným minerálům. Ještě vyšší hodnoty tepelné vodivosti vykazují také grafit a rudní minerály. Ve směru zrudnění či grafitických poloh tepelná vodivost horniny roste. Rozsahy tepelných vodivostí horninotvorných minerálů podrobně diskutují Horai and Simmons (1969) a o tepelných vodivostech anizotropních hornin změřených Optickým skenováním více pojednávají Popov and Mandel (1998).

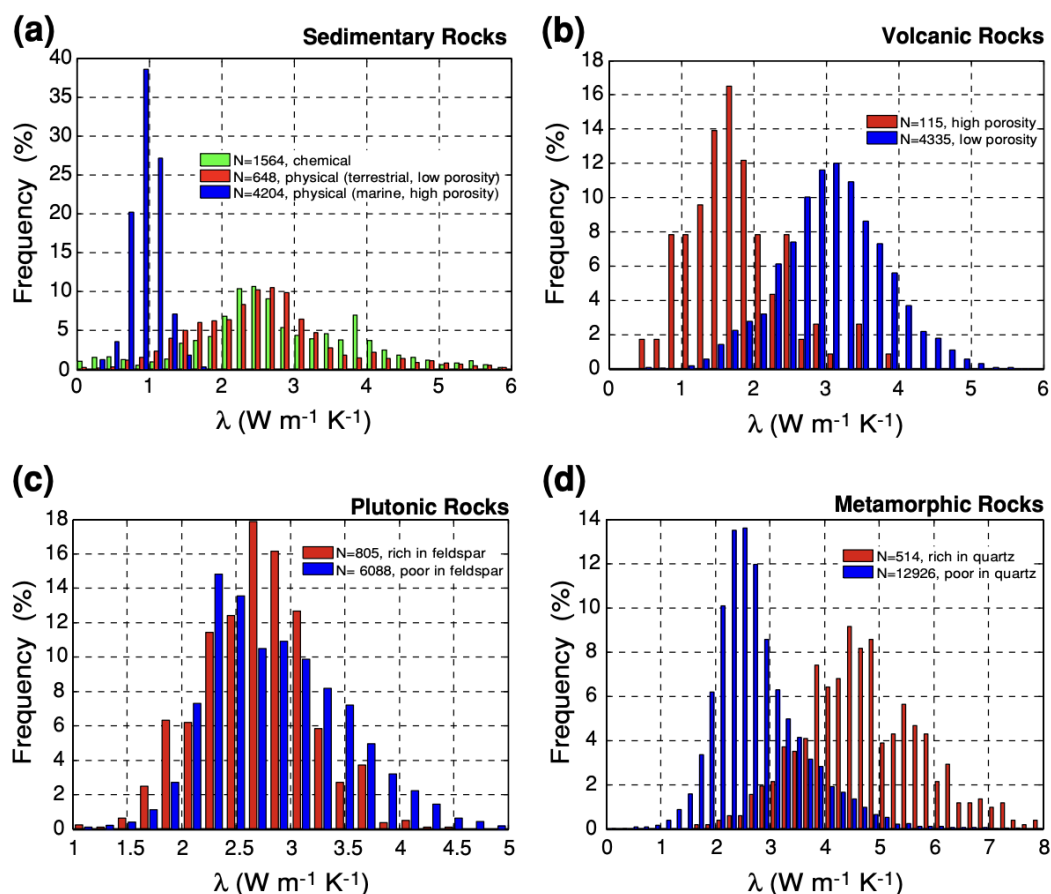
3.3 Tepelná difuzivita

Tepelná difuzivita κ představuje míru schopnosti přenosu tepla uvnitř tělesa a schopnost tepelnou energii akumulovat (v nestacionárním teplotním poli). Čím je vyšší hodnota tepelné difuzivity, tím je vyšší schopnost materiálu teplo vést. Je možné ji získat výpočtem (4) z hustoty (ρ), tepelné vodivosti (λ) a měrné tepelné kapacity (c_p) (Zhang, 2016):

$$\kappa = \frac{\lambda}{\rho \cdot c_p} = \frac{\lambda}{c_v} \quad (4)$$

4 Parametry ovlivňující tepelnou vodivost

Při stanovení tepelných vlastností materiálů je důležité vzít v potaz širokou škálu efektů, které mají za příčinu ovlivnění výsledných hodnot. Hodnota tepelné vodivosti se může u stejného typu horniny lišit v závislosti na faktorech. U sedimentárních a vulkanických hornin tepelná vodivost závisí na původu a porositě, u vyvřelin na přítomnosti živců a u metamorfovaných hornin na přítomnosti křemene (Obrázek 2) (Clauser, 2009).



Obrázek 2: Faktory ovlivňující tepelnou vodivost pro a) sedimentární horniny, b) vulkanické horniny, c) plutonické horniny, d) metamorfované horniny (Clauser, 2006)

4.1 Anizotropie

Anizotropie označuje jev, kdy se fyzikální vlastnosti projevují v různých směrech jinak. Anizotropie hornin je způsobena asymetrickým tvarem minerálních zrn a jejich přednostní orientací. Plochá silikátová zrna, jako jsou slídy a jíly, mají vysoce anizotropní charakter, což způsobuje nižší tepelnou vodivost kolmo na uloženou plochu (Deming, 1994). V horninovém

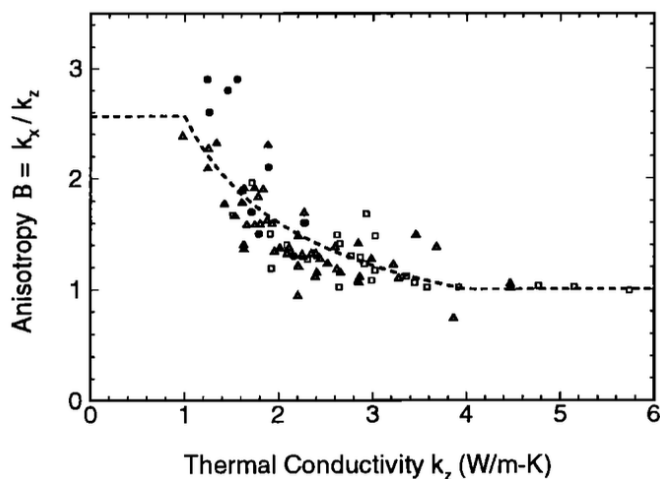
prostředí se anizotropie může makroskopicky projevovat vlivem zvrstvení, foliace, puklinami a zlomy (Cermak and Rybach, 1982).

Oproti tomu u izotropních materiálů se fyzikální vlastnosti projevují ve všech směrech stejně. Hustota tepelného toku je vyjádřena pouze pro jednu dimenzi a součinitel tepelné vodivosti je vektor a je přímo úměrný teplotnímu gradientu se změnou znaménka orientace. U anizotropních materiálů záleží na směru působení tepelného podnětu na těleso a tím tak ke změnám velikostí tepelné vodivosti.

Tepelná vodivost může být v jednom směru vyšší než v ostatních. Pro správné určení tepelných parametrů je důležité vyjmutý horninový vzorek interpretovat tak, jak byl původně orientován.

Anizotropie komplikuje interpretaci tepelné vodivosti. Vzorky poskytnuté laboratoři jsou jádra vrtu či fragmenty z vrtu. Měření tepelných parametrů se může provádět na směsi fragmentů horniny z vrtu, ale výsledky jsou často nepřesné a nelze získat informaci o anizotropii (Sass, Lachenbruch and Munroe, 1971). Běžně se využívá kompaktní vzorek, pro který je možné anizotropii určit. Pro přesné určení tepelné vodivosti je nutné změřit anizotropii (Deming, 1994).

Tepelná vodivost anizotropních těles nepřímou koreluje s tepelnou vodivostí kolmo na povrch (Deming, 1994). Trend křivky umožňuje odhad tepelné vodivosti kolmé na vrstvy z tepelné vodivosti náhodně orientovaných agregátů (Obrázek 3).



Obrázek 3: Graf korelace míry anizotropie a tepelné vodivosti (k_z kolmo na vrstevnatost), plně tečky ukazují 10 měření podle Grubbe et al. [1983, p. 54], otevřené čtverce představují 25 měření podle Kappelmeyer and Haenel [1974, p. 218], trojúhelníky představují 54 měření provedených na severním svahu Aljašky (Deming, 1994)

Anizotropie tepelné vodivosti souvisí s tvarem minerálu. Plochá silikátová zrna, jako jsou slídy a jíly, mají vysoce anizotropní charakter, což způsobuje nižší tepelnou vodivost kolmo na uloženou plochu (Deming, 1994).

U sedimentárních a metamorfovaných hornin se anizotropie tepelné vodivosti vyskytuje v důsledku jejich ukládání ve vrstvách, respektive působením tlaku a teploty k vytvoření foliace během metamorfózy (Clauser, 2006).

Anizotropní charakter nasycené sedimentární horniny je nižší než její suché formy. Tekutina vyplní prostory mezi anizotropními minerály paralelně orientovanými se zvrstvením a stane se významným médiem přenosu tepla. Tepelná vodivost ve směru zvrstvení tak vzroste více než v nesaturovaném stavu (Deming, 1994).

U horninových vzorků lze určit anizotropní faktor. Jedná se o poměr tepelné vodivosti ve směru podélném s vrstevnatostí (vyšší tepelná vodivost) a ve směru kolmém na vrstevnatost (nižší tepelná vodivost) (Cermak and Rybach, 1982). Poměr dává informaci o odlišnostech tepelné vodivosti v hlavních směrech. Vzorek horniny je izotropní je-li faktor rovný hodnotě 1. Hodnoty vyšší představují vliv stavby horniny (foliace, lineace) na směr tepelné vodivosti (Vosteen and Schellschmidt, 2003).

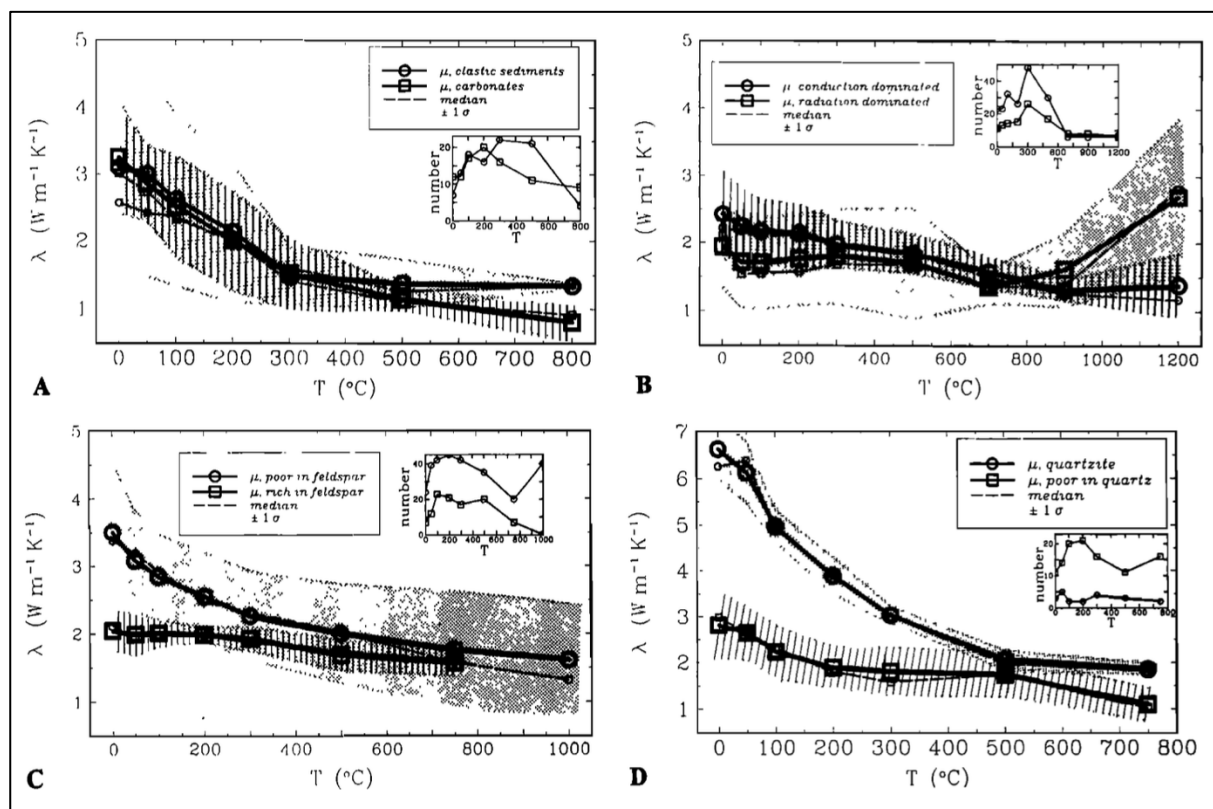
4.2 Teplota

Teplota zásadně ovlivňuje tepelnou vodivost horniny. Vlivem tepelné roztažnosti jednotlivých minerálů v hornině na kontaktu jednotlivých zrn může docházet k praskání. Nové prostory tak snižují tepelnou vodivost horniny. Pro nasycené horniny nebude efekt tak značný, jako pro horniny suché. U horniny s vyšší tepelnou vodivostí bude vliv navýšení teploty zásadnější než pro horniny s nižší tepelnou vodivostí. Tepelná vodivost sedimentárních hornin s rostoucí teplotou klesá, přičemž se kolem 300 °C pokles ustálí. U karbonátových sedimentů tepelná vodivost nadále mírně klesá (Obrázek 4) (Clauser and Huenges, 1995).

Tepelná vodivost plutonických hornin v závislosti na teplotě pramení z množství živců. S rostoucí teplotou do 300 °C dochází k poklesu tepelné vodivosti u hornin bohatých na živce o ~ 10 %. Oproti tomu tepelná vodivost hornin chudých na živce klesá přes 40 % (Obrázek 4) (Clauser and Huenges, 1995). Příčinou je navýšení tepelné vodivosti s rostoucí teplotou některých plagioklasů (Birch and Clark, 1940) a tak ke kompenzaci celkové tepelné vodivosti horniny. U některých vulkanitů je tepelná vodivost ovlivněna schopností horniny přenášet tepelnou energii zářením (Obrázek 4). Vliv záření se zásadně projeví až za vyšších teplot kolem 800-1000 °C (Clauser and Huenges, 1995).

Tepelná vodivost metamorfovaných hornin v závislosti na teplotě se odvíjí od zastoupení křemene. U horniny bohatých na křemen dochází s rostoucí teplotou do 500 °C k velkému snížení tepelné vodivosti (Obrázek 4). Horniny chudé na křemennou složku nezaznamenávají skokový pokles tepelné vodivosti a tepelná vodivost klesá kontinuálně (Clauser and Huenges, 1995).

Obecně se korové horniny vyskytují v teplotách sahajících až k 1000 °C. Pro tyto případy s narůstající teplotou se tepelná vodivost u většiny hornin snižuje až o 40-60 % oproti stavu horniny za laboratorních podmínek (24 °C) (Wen *et al.*, 2015). S dále zvyšující se teplotou začíná dominovat radiace, což celkovou tepelnou vodivost hornin opět navýší (Clauser, 2006).



Obrázek 4: Vliv teploty na tepelnou vodivost hornin (Clauser and Huenges, 1995)

- a) Sedimentární horniny, kolečka představují klastické sedimenty, čtverce představují karbonátové sedimenty
- b) Vulkanické horniny, kolečka představují horniny vedoucí teplo primárně kondukcí, čtverce představují horniny se schopností vést teplo radiací
- c) Plutonické horniny, kolečka představují horniny s nízkým množstvím živců, čtverce představují horniny s vyšší zastoupením živců
- d) Metamorfované horniny, kolečka představují horniny bohaté na křemen, čtverce představují horniny chudší na křemennou složku

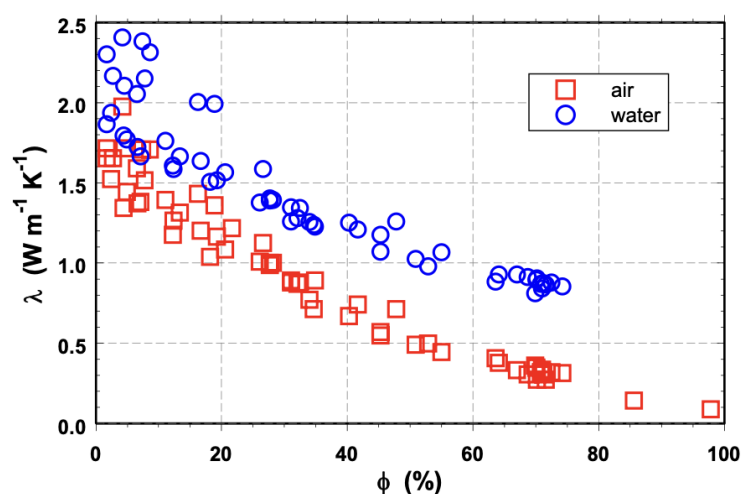
4.3 Heterogenita

Stejný typ horniny může vykazovat odlišné tepelné vlastnosti v závislosti na konkrétním mineralogickém složení, velikosti minerálních zrn a jejich uspořádání. Magmatické a sedimentární horniny mohou obsahovat vyrostlice minerálů nebo xenolity, jejichž tepelná vodivost může měření vzorku horniny značně ovlivnit. Heterogenitu sedimentů představují například zrnitostní gradační zvrstvení nebo přítomnost fosilií.

4.4 Pórovitost

Pórovitost je zásadní parametr ovlivňující tepelnou vodivost zejména sedimentárních a vulkanických hornin. S rostoucí porozitou klesá tepelná vodivost horniny (Obrázek 5). Látka vyplňující prostory mezi zrny má nižší tepelnou vodivost než samotná zrna, a tak je celková hodnota tepelné vodivosti horniny v porovnání s kompaktní horninou menší.

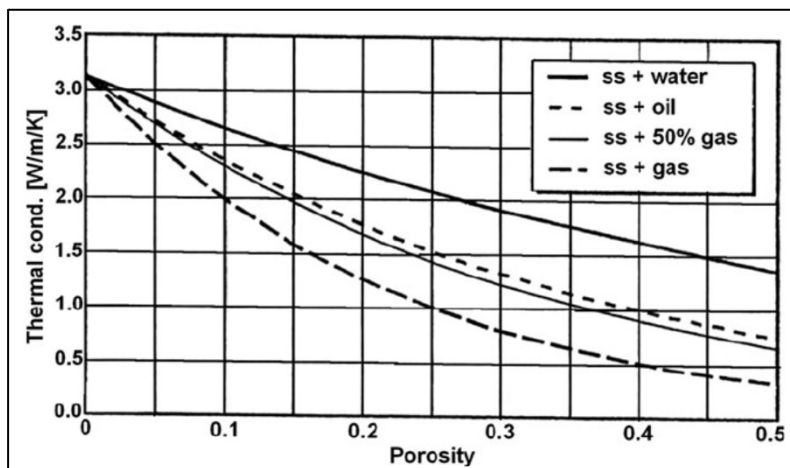
Cementace a kompakce klastického materiálu zmenšuje nebo uzavírá póry. V takovém případě klesá pórovitost a trend tepelné vodivosti horniny se obrací a roste (Clauser, 2006).



Obrázek 5: Vztah mezi porozitou a tepelnou vodivostí, efekt nasycení vodou na tepelnou vodivost horniny (Clauser, 2006)

4.5 Saturace

Výplň pórů ovlivňuje tepelnou vodivost horniny. Hornina nasycená vodou má vyšší tepelnou vodivost než hornina „suchá“. Při vysokém stupni nasycení porézních hornin může docházet ke snížení tepelné vodivosti vlivem vyplavení minerálních zrn (Cermak and Rybach, 1982). K celkové tepelné vodivosti horniny přispívá sytící složka. V horninovém prostředí se běžně vyskytuje voda, ropa, zemní plyn a vzduch (Obrázek 6). Hodnota tepelné vodivosti jednotlivých složek je ovlivněna teplotou (viz kapitola 3.1.2 Teplota) (Obrázek 7).



Obrázek 6: Vztah mezi porozitou a tepelnou vodivostí nasyceného pískovce vodou, ropou, a zemním plynem (Poelchau et al., 1997)

Substance	T (°C)	c (kJ kg ⁻¹ K ⁻¹)	λ (W m ⁻¹ K ⁻¹)	κ (10 ⁻⁶ m ² s ⁻¹)	ρ c (kJ m ⁻³ K ⁻¹)
air (dry) [1992Som;1996Sch]	0	1.005	0.024	18.7	1.283
	20	1.005	0.026	21.2	1.226
	40	1.009	0.027	24.9	1.084
	100	1.013	0.030	33.8	0.979
methane gas (CH ₄) at 0.1 MPa [2000Lid]	1.85	2.182	0.031	20.1	1.540
	26.85	2.238	0.034	23.7	1.436
	76.85	2.369	0.041	31.7	1.292
	126.85	2.537	0.049	40.1	1.221
	176.85	2.712	0.057	48.5	1.175
	226.85	2.892	0.067	60.2	1.113
fluid water (at 0.1 MPa) [1998Wag]	326.85	3.198	0.084	81.9	1.026
	0	4,219	0,561	0,133	4218,8
	10	4,195	0,580	0,138	4194,2
	30	4,180	0,616	0,148	4161,8
	50	4,180	0,644	0,156	4129,6
	70	4,188	0,663	0,162	4095,0
water steam (at 0.1 MPa) [1998Wag]	90	4,205	0,675	0,166	4059,2
	100	2,074	0,025	20,5	1,223
	120	2,019	0,026	23,5	1,126
	140	1,993	0,028	26,6	1,055
	160	1,980	0,030	29,8	0,998
	180	1,976	0,031	33,1	0,950
	200	1,976	0,033	36,6	0,909
	250	1,989	0,038	46,2	0,827
300	2,012	0,043	57,0	0,762	
350	2,040	0,049	68,9	0,710	

Obrázek 7: Tepelné parametry tekutin běžně vyplňující póry horniny v závislosti na teplotě (Clauser, 2006)

5 Metody měření tepelné vodivosti

Měření horninových vzorků v laboratoři s sebou nese zkreslení hodnot oproti hodnotám *in situ*. Horniny se vzhledem k původnímu prostředí nacházely v ekvilibriu. Po následném vyjmutí z geologického prostředí dochází k narušení rovnováhy, ve které setrvaly, a to může vést k ovlivnění jejich fyzikálních vlastností. Teplotní změny mohou vést k objemovým modifikacím zrn. Změna tlaku může vést k nevratnému porušení vnitřního napětí, tím ke změně tvaru a velikosti pórů. Tlak a teplota mohou také ovlivňovat fázové změny minerálů. Okolní vlhkost v laboratoři také může ovlivnit vzorek. Aby se zabránilo chybám v měření, je potřeba vzorek dobře uskladnit a izolovat ho od vnějšího prostředí.

Při měření tepelné vodivosti horniny je důležité si uvědomit v jakém směru parametr měříme. Vodivost se u hornin mění v závislosti na struktuře (foliace, vrstvy) a tenzor se musí přepočítat pro správný směr.

5.1 Stacionární měření tepelné vodivosti

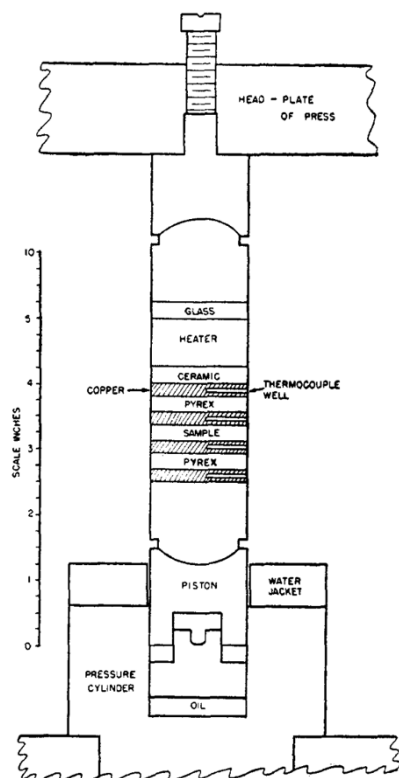
Stacionární neboli ustálené vedení tepla je vedení, kdy je teplotní rozdíl v různých bodech tělesa stejný a není závislý na čase. Teplota tělesa se mění ve všech bodech stejně. Měřeným parametrem vzorku je pouze tepelná vodivost. Metodou využívanou v geologii je metoda dělené tyče, která je vhodná pro měření tepelné vodivosti u zpevnělých vzorků s nízkou porozitou (Pasquale, Verdoya and Chiozzi, 2015).

5.1.1 Metoda dělené tyče

Stacionárního vedení tepla se využívá u metody dělené tyče. Jedná se o metodu, kde se horninový vzorek celý prohřívá, dokud teplota ve všech částech vzorku nedosáhne konstantní teploty. Po ustálení teploty jsou teplotní rozdíly měřeny mezi standardy o známé tepelné vodivosti a vzorkem horniny (Beck, 1957). Existuje mnoho variací metody, například podle potřebného tlaku, teploty nebo velikosti vzorku (Pasquale, Verdoya and Chiozzi, 2015).

Původní aparatura, podle (Birch, 1950), měřící tepelnou vodivost horniny se skládá ze dvou měděných disků, mezi něž byl uložen vzorek horniny o stejném průměru. Vně se nachází disky z pyrexového skla, které jsou překryty dalšími měděnými disky. Tři diferenciální termočlánky měří změny teploty mezi skly a vzorkem. Jako zdroj tepla je nad disky umístěna topná spirála.

Ze spodu disků je umístěn systém s cirkulující vodou (Obrázek 8) (Birch, 1950). Z horní části je teplo přiváděno do vzorku a ze spodu je termostaticky chlazen. V ustáleném stavu je změřena teplota disků a odvozena tepelná vodivost vzorku z hlediska vodivosti kovových disků (Beck, 1957).



Obrázek 8: Aparatura dělené tyče (Birch, 1950)

Pro metodu dělené tyče byly sestrojeny modifikace pro nestacionární podmínky, kdy je možné současně změřit jak tepelnou vodivost, tak i objemovou tepelnou kapacitu a tepelnou difuzivitu (Bording, Nielsen and Balling, 2016).

5.2 Nestacionární měření tepelné vodivosti

Při neustáleném vedení tepla dochází k postupnému vyrovnání teplotních rozdílů v různých bodech tělesa. Jev je vyvolaný působením tepelného podnětu na těleso a tím tak jeho oteplením či ochlazením. Vedení tepla je tak závislé na čase. Teplota není konstantní uvnitř tělesa a mění se v závislosti na čase. U nestacionárního měření lze měřit součinitel tepelné vodivosti λ , tepelnou difuzivitu κ a objemovou tepelnou kapacitu c_v , kterou je možné následně dopočítat ze změřené tepelné vodivosti a difuzivity.

Nestacionární vedení tepla je měřeno využíváním kontaktních i bezkontaktních metod, kdy se měří odezva materiálu po zahřátí. Metody se liší způsobem kontaktu ohřevného bodu s tělesem.

5.2.1 Metoda Optického skenování

Optické skenování (OP) je nestacionární bezkontaktní metoda, kdy měřený vzorek není v přímém kontaktu se zdrojem tepla. Metoda měří tepelnou vodivost horniny a tepelnou difuzivitu. Kombinací těchto dvou změřených hodnot lze výpočtem získat hodnotu objemové tepelné kapacity (Antriasian and Beardsmore, 2014). Stanovení tepelných vlastností vzorků je založeno na porovnávání změřených výsledků mezi neznámým vzorkem a standardem o známé tepelné vodivosti.

Prvotní verze přístroje byla schopna měřit pouze tepelnou vodivost. Aparatura obsahovala senzory měřící teplotu vzorku před (sensor „cold“) a po zahřátí (sensor „hot“) v jedné linii. U druhé verze přístroje byl přidán k senzoru „hot“ další, který měří teplotu vzorku po zahřátí o pár milimetrů vedle (sensor „hot y“). Vzhledem k přidanému senzoru lze z měřených dat vypočítat tepelnou difuzivitu (Schwab, 2023).

Optické skenování je nedestruktivní metoda, která neklade důraz na tvar či povrch, tudíž měřená látka nemusí být složitě opracována či tvarována. Podává informaci o prostorovém rozložení tepelné vodivosti u heterogenních látek. U anizotropních materiálů lze se vzorkem manipulovat a měřit tepelnou vodivost hlavních složek (Schwab, 2023).

Aparatura sloužící k optickému skenování vzorků je složena z tepelného zdroje v podobě laseru a tří senzorů snímajících infračervené záření, které měří změnu energie elektromagnetického záření. Jeden senzor měřící teplotu po zahřátí je umístěn v linii skenování, druhý je umístěn cca 7 mm mimo linii od něj. Třetí senzor je umístěn na opačné straně od tepelného zdroje a měří teplotu před zahřátím vzorku. Laser a snímací senzory jsou umístěny na pohyblivém vozíku, který se pohybuje konstantní rychlostí 1-10 mm s⁻¹ v linii k měřeným vzorkům a standardům. Nejvyšší teplotu vzorku ukazuje čidlo podél linie s tepelným zdrojem (Popov *et al.*, 1999).

Pro měření tepelné vodivosti horniny je vzorek porovnán se standardem o známé tepelné vodivosti λ_R ve směru skenování. Tepelnou vodivost zkoumaného vzorku lze zjistit ze vztahu známé tepelné vodivosti standardu λ_R a poměru teplot T a T_R podle vzorce (5) (Popov *et al.*, 1999):

$$\lambda = \lambda_R \cdot \left(\frac{T_R}{T} \right) \quad (5)$$

Měření se nejčastěji provádí na válcových nebo hranolových vzorcích. Optimální rozměry jsou udávány 3-17 cm délka, 3-9 cm šířka a 2-6 cm tloušťka (Popov *et al.*, 1999).

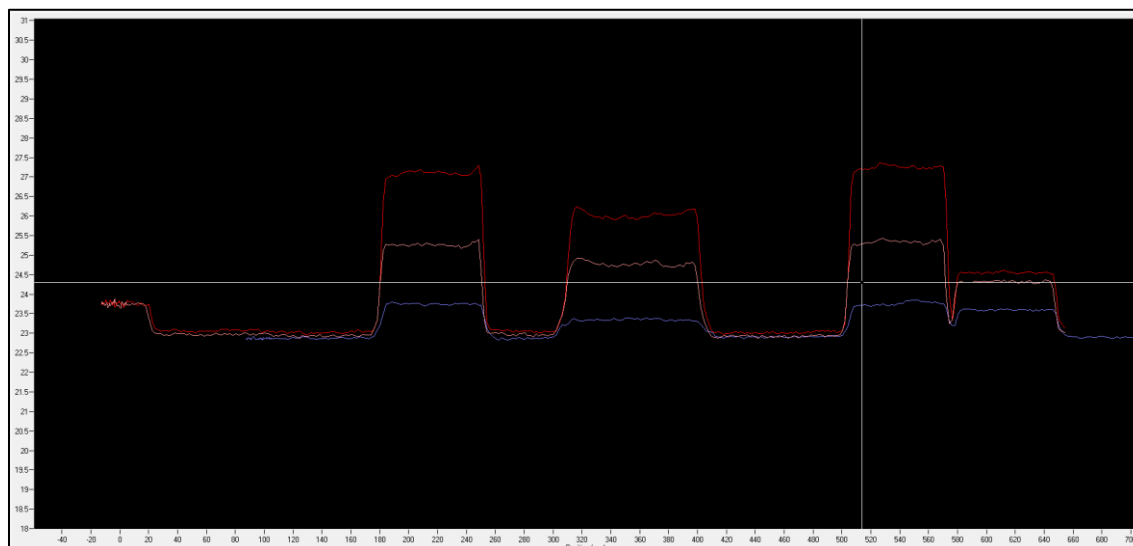
Vzorek hornin nemusí být zcela hladký, tolerovaná drsnost je stanovena na 1,0 mm. Pro přesnější výsledek vzorků s hrubým povrchem se používá standard s podobnou drsností povrchu. Kvůli zabránění vlivu odrazivosti surového povrchu měřených materiálů je povrch vzorků podél měřené linie potřen tenkou vrstvou černé barvy (25-40 μm) (Popov *et al.*, 1999). Šířka potěru by měla pokrývat zhruba 20 milimetrů povrchu měřeného vzorku. Pokud je vzorek nečitelný pro optické paprsky v rozsahu vlnových délek 0,37-10 μm či je kovově lesklý, je nutné povrch potřít dvakrát. Pro přesnější měření je ideální natřít oba standardy stejnou barvou, případně zpracovat stejnou metodou (Schwab, 2023).

Jako standardy nejlépe slouží materiály s podobnou tepelnou vodivostí jako studovaný vzorek. Častými využívanými materiály o známé tepelné vodivosti jsou gabro, mramor, nerezová ocel, slitiny titanu. Pro finální stanovení tepelných vlastností je nutné nejprve provést předběžná měření s využitím různých standardů a přiblížit se tak hodnotami tepelným vlastnostem neznámého vzorku (Schwab, 2023).

Je možné manipulovat s nastavením optického skeneru (OP). Na základě velikosti měřeného vzorku lze upravit rychlost vozíku nebo vzdálenost mezi tepleným zdrojem a snímačem. Výkon laseru, rychlost vozíku s laserem a teplotními senzory jsou konstantní (Popov *et al.*, 1999).

Tepelná vodivost horniny je spočtena z rozdílu hodnot naměřených před zahřátím a po zahřátí a porovnána se známými tepelnými vodivostmi standardů. Zjištěnou informací po procesu optického skenování jsou i maximální (λ_{MAX}) a minimální (λ_{MIN}) hodnoty tepelné vodivosti vzorku z oblastí podél linie skenu.

Součástí výsledků měření je graf ukazující změny teploty vzorku a standardů ve vztahu ke skenované linii a poskytuje vizuální představu o hornině. Modrá linie měří teplotu před zahříváním, červená linie představuje teplotu vzorku hned po zahřátí a oranžová linie znázorňuje změřenou teplotu vzdálenou o 7 mm od linie (Obrázek 9) (Schwab, 2023). Vodivější minerály lépe odvádí teplo. Jejich přítomnost se projeví snížením teploty (červené křivky) v oblasti výskytu minerálu. Typickým dobře vodivým minerálem je křemen. Anizotropie se projeví střídáním záznamu teploty ve vzorku měřeném v ploše paralelní s vrstevnatostí.



Obrázek 9: Záznam měření optickým laserem. Modrá linie představuje teplotu před zahřátím, červená linie teplotu po zahřátí a oranžová linie teplotu mimo skenovací linii. První pozice je sklo, následně vzorek horniny, poté sklo a titan,

Maximální teplota T klesá se vzdáleností od linie měření. Výpočet teploty lze provést podle vzorce (6) (Grubbe, K., Haenel, R., and Zoth, G., 1983):

$$T = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda} \quad (6)$$

Symbol Q představuje výkon tepelného zdroje, x představuje vzdálenost tepelného zdroje od senzoru. Se vzdáleností od tepelného zdroje teplota vzorku klesá.

Při výběru směru skenování vzorku horniny je potřeba vybrat nejvíce reprezentativní směr. Při zpracování vzorků je nutné na tuto informaci myslet a adekvátně ji vyhodnotit. U homogenních vzorků lze linii skeneru zvolit libovolně, ve všech směrech je složení horniny velmi podobné a neobsahuje strukturní prvky, vyrostlice etc. Naopak u horniny nehomogenní je nutné dbát na možné mineralogické odchylky, inkluze, póry. Poté je nutné zvolit směr linie skeneru s ohledem na účel.

Anizotropie se projeví střídáním teploty ve vzorku měřeném v ploše paralelním s vrstevnatostí. V anizotropních tělesech dochází k přenosu tepla ve třech hlavních směrech A, B, C. Pro výpočet uvažujeme systém jako tenzor. Maximální nárůst teploty T lze určit podle vztahu (7) (Grubbe, K., Haenel, R., and Zoth, G., 1983; Popov, Y. A. and Mandel, A. M., 1998):

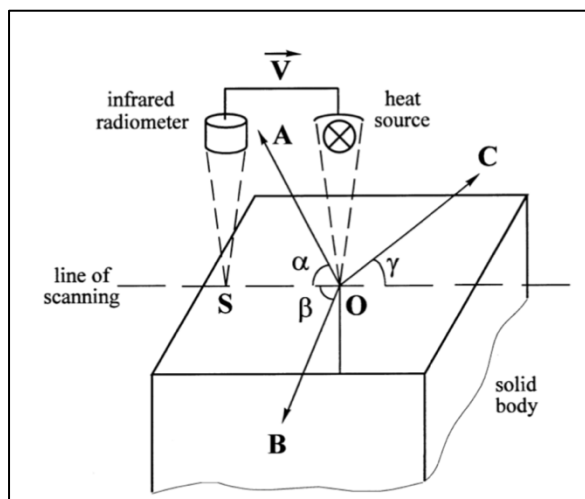
$$T = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \sqrt{\lambda_A \cdot \lambda_B \cdot \cos^2(\gamma) + \lambda_A \cdot \lambda_C \cdot \cos^2(\beta) + \lambda_B \cdot \lambda_C \cdot (\alpha)}} \quad (7)$$

Symbole α , β , γ představují velikosti úhlů mezi linií laseru a hlavními směry tepelné vodivosti A, B a C, symbol Q výkon tepelného zdroje (Obrázek 10).

Strukturní prvky (foliace, lineace) představují tyto rozdílné směry tepelné vodivosti. Dvojdímenzionální anizotropie vzorků je složena ze 3 hlavních směrů tepelné vodivosti A, B, C a jejich komponenty lze zapsat jako $\lambda_A = \text{kolmo}$ a $\lambda_B = \lambda_C = \text{podél}$, kde λ_{kolmo} a $\lambda_{\text{podél}}$ představují tepelnou vodivost kolmo a podél na vrstevnatost a jsou měřeny. Pro takové případy se lze zapsat vztah pro tepelnou vodivost (8):

$$\lambda = \sqrt{\lambda_{\text{kolmo}}^2 \cdot \cos^2(\omega) + \lambda_{\text{podél}}^2 \cdot \sin^2(\omega)} \quad (8)$$

kde ω představuje úhel mezi hlavními osami tepelné vodivosti (Popov *et al.*, 1999).



Obrázek 10: Princip metody optického skenování. V : rychlost skenování; O : oblast tepelného působení; S : oblast detekce radiometru; A, B, C : hlavní směrové osy tepelné vodivosti svírající úhly α , β , γ s linií skenování (Popov *et al.*, 1999).

Třídímenzionální anizotropie je tvořena třemi hlavními směry tepelné vodivosti. Pro zjištění jejich hodnot je vzorek umístěn do pozice rovnoběžné se dvěma směry os A, B a kolmo na třetí směr osy Z. Měří se dva směry rovnoběžné s osami A, B a třetí směr se měří rovnoběžně na osu Z. Aby se zamezilo chybám měření, měla by být tepelná vodivost anizotropních hornin ve dvou směrech změřena opakovaně (Popov *et al.*, 1999).

Při zpracování vzorků z jádra vrtnu je potřeba dbát na orientaci v souladu se zkoumaným parametrem. Ve směru kolmém na vrstvy je tepelná vodivost nižší než ve směru rovnoběžným s vrstvami.

5.2.2 Metoda Hot Disk

Hot Disk (HD) je kontaktní metoda. Pro měření tepelných vlastností materiálů je potřeba ohřevné těleso vložit do přímého kontaktu s měřeným vzorkem. Vlivem vedení tepla, kondukce, dochází k postupnému ohřívání vzorku ve směru působení tepelného zdroje. Hot disk je nedestruktivní kontaktní metoda schopná měřit širokou škálu informací o tepelném stavu horninovém prostředí. Mezi ně spadá tepelná vodivost, objemová tepelná kapacita a tepelná difuzivita. Výhodou metody je vysoká přesnost a schopnost měřit široký rozptyl tepelných vodivostí, od $0,005 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ do $1800 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Dále pak schopnosti měřit tepelné vlastnosti v obou směrech disku.

Hot Disk se skládá ze senzoru, což je elektricky vodivá dvojitá spirála vyrobená z niklu. Díky využití niklu je senzor schopný snášet široký rozptyl teplot ($-253 \text{ }^\circ\text{C}$ až $1000 \text{ }^\circ\text{C}$). Niklová dvojspirála je obalena odolným izolačním materiálem. Běžně se aplikují materiály jako teflon, kapton, případně slída, které zajišťují elektrickou izolaci a ochranu disku (Ashraf, 2014). Obal umožní senzoru snímat teplotu rovnoměrně jak z okolí, tak z měřeného vzorku (Hot Disk AB, 2018).

Pro každý experiment je určen odpovídající materiál. Jednotlivé izolační obaly se využívají pro měření vzorků v jiném rozsahu teplot. Kapton lze využít do $300 \text{ }^\circ\text{C}$ (v izolovaném prostředí bez kyslíku až $400 \text{ }^\circ\text{C}$), slídková vrstva $300\text{-}1000 \text{ }^\circ\text{C}$ a teflonový obal se využívá v kyselém prostředí až do $250 \text{ }^\circ\text{C}$ (Hot Disk AB, 2018).

Při měření je disk vsunut mezi dvě rovinné plochy vzorku. Podle měřeného vzorku se volí velikost senzoru. Velikost disku se pohybuje v rozmezí poloměru senzoru $0,5 - 30,0 \text{ mm}$. Vzdálenost okraje senzoru k nejbližší hranici vzorku by měla být větší než jeho hloubka (Gustavsson, Karawacki and Gustafsson, 1994).

Aparatura je připojena do elektrické sítě. Zahřátím senzoru dochází k ohřívání materiálu na obou nebo jedné straně disku. Následně je zaznamenán nárůst teploty vzorků.

Zadávané parametry před měřením jsou Heating power (příkon pro zahřívání, mW) a Measurement time (doba měření, s). Délka měření je ovlivněná hloubkou sondování, tepelnou difuzivitou a velikostí senzoru. Hloubku sondování lze získat výpočtem (9) (Gustavsson, Karawacki and Gustafsson, 1994):

$$d = 2\sqrt{\kappa \cdot t} \quad (9)$$

kde κ představuje difuzivitu vzorku, t čas měření a d hloubku sondování. Hloubka sondování by měla být menší, než je dvojnásobný poloměr senzoru r (10) (Hot Disk AB, 2018):

$$2 \cdot r = 2\sqrt{\kappa \cdot t_{max}} \quad (10)$$

Z rovnice lze následně získat hodnotu maximální doby měření (11) (Hot Disk AB, 2018):

$$t_{max} = \frac{r^2}{\kappa} \quad (11)$$

Správné určení hloubky je zásadní. Při špatném zadání by teplo unikalo za hranice vzorku a výsledek by byl nepřesný a vychýlený. Během zpracování se počítá s nekonečným tělesem. Zadáním Heating power přesahující za hranici vzorku, by byla podstata pokusu zmařena (Hot Disk AB, 2018).

Metoda je schopna měřit tepelné vlastnosti jak pevných materiálů, tak nepevných vzorků (zeminy, prach). Takovéto vzorky je potřeba zpracovat, aby disk mohl provést správné měření. Hmota je písty mechanicky stlačena do dvou forem, mezi kterými je umístěn senzor Hot Disk. Intenzita stlačení je kontrolována a je možné s ní operovat. Následně je možné vzorek měřit uložení senzoru na stlačený povrch vzorku (Hot Disk AB, 2018).

6 Praktická měření

Měření tepelných parametrů horninových vzorků probíhalo v laboratoři výzkumného centra RINGEN v Litoměřicích. Veškeré měření přístroji probíhalo za laboratorních podmínek ($\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$). Ke stanovení tepelné vodivosti, difuzivity a měrné tepelné kapacity horninových vzorků bylo možné využít dva přístroje. Thermal Conductivity Scanner od společnosti Lippmann Geophysical Instruments a Hot Disk TPS 1500 od All Hot Disk® Instruments.

6.1 Aplikace optického skenování

Skener je schopný měřit ve dvou módech. Jeden mód měří tepelnou vodivost a druhý mód je schopný zaznamenat jak tepelnou vodivost, tak difuzivitu. Pro přesnější měření tepelné vodivosti se využívá první mód. Využitím druhého módu byla v laboratoři výzkumného centra RINGEN zaznamenaná chyba ve výsledcích tepelné vodivosti, která je však zanedbatelná a tento mód je stále využíván. Pro měření tepelných parametrů vybraných vzorků byl použit druhý mód.

Při měření tepelné vodivosti a difuzivity se používají dva odlišné standardy. Běžně využívanými materiály jsou sklo a titan (Obrázek 11), jelikož pokrývají širokou škálu hodnot tepelné vodivosti. Pro měření pouze tepelné vodivosti se jako standard využívá mramor.

Před měřením je nutné aparaturu zkalibrovat. Lze využít dva ocelové disky, které jsou položeny na studený a teplý senzor. Poté je přístroj spuštěn a následně je připravený pro měření vzorků.

Významnou výhodou Optického skenování (OP) je schopnost snímat větší plochu vzorku. Výsledné hodnoty opakovaného měření provedeného na větší ploše horniny jsou následně zprůměrovány. V případě potřeby je poté v počítači možné vybrat izolovanou část z celé délky měřeného úseku horniny a určit tepelné parametry pouze pro konkrétní oblast.



Obrázek 11: Měření metodou Optického skenování. Na první poloze linie skenu je uložený standard titan, následně vzorky hornin bazaltu a granitu a poslední druhý standard sklo

6.2 Aplikace Hot Disk

Výhodou HD oproti OP je jeho schopnost měřit horninové vzorky v různých teplotních stavech. Díky jeho vysoké odolnosti vůči vysokým teplotám lze vzorek s diskem vložit do pece a měřit tepelné vlastnosti v zadaných teplotních skocích a získat tak kontinuální tepelný záznam horninového vzorku.

Dále je disk schopný měřit přesněji tepelnou vodivost z dvou ploch vzorku uloženého nad a pod diskem a získat tak reprezentativnější výsledek. Pro řadu měření může být komplikované mít k dispozici větší množství vzorků, přičemž jednostranné měření poskytuje dostatečně kvalitní záznam pro následné zpracování. Tento mód pro jednostranné měření je potřeba označit při zadávání parametrů před začátkem měření.

Senzor musí být zvolen tak, že jeho průměr je menší než zpracovávaný vzorek a je z celé plochy pokryt (10). Pro měření vzorků z praktické části byl využit senzor o velikosti 14,6 mm (Obrázek 12).

Na opačnou stranu disku je položen izolant, který zamezuje uniku tepla a zkreslení výsledku. Hot Disk se vzorkem horniny je podle potřeby zatížen tak, aby byl senzor celou plochou přilnut k povrchu horniny a teplo neunikalo do okolí.

Důležité pro nezavádějící výsledek je určit reprezentativní oblast měření. U nehomogenních vzorků je třeba klást důraz na texturní a strukturní parametry horniny a při měření tento fakt zohlednit. V takovém případě je možné pro změření tepelné vodivosti u heterogenních hornin využít optický skener, případně zvolit adekvátní velikost senzoru.

Oproti OP je možné měřit parametry u sypkých materiálů. Lze využít lis, kdy je požadovaným tlakem sypká zemina stlačena do formy. Následně je na formu třeba vložit folii, či jinou vyhovující izolační látku, která zpevňuje vnější povrch. Zároveň u nasycených vzorků zabraňuje úniku tekutiny, která by se mohla vlivem ohřívání odpařovat mimo vzorek a ovlivnit tak skutečnou tepelnou vodivost.

Poté, co je vzorek nachystán je třeba v systému zadat parametry Heating power a Measurement time, což ovlivňuje hloubku průniku tepla a dobu měření. Tyto parametry je možné získat z předchozích měření stejného vzorku z optického skenování. Je možné hodnoty získat bez předchozí znalosti teplotních parametrů. Software Hot Disku má možnost požadované parametry vypočítat. Při zadání názvu zkoumané horniny je schopný potřebné informace vyplnit sám na základě aproximovaných hodnot. Hloubka průniku musí být adekvátně zvolena s ohledem na hodnotu difuzivity vzorku (9) (Gustavsson, Karawacki and Gustafsson, 1994). Při špatném zadání parametrů je uživatel upozorněn po provedeném měření. Následně je možné parametry opravit.



Obrázek 12: Hot Disk senzor, model 4922 o poloměru 14,6 mm

6.3 Vzorky

Výběr vzorků byl zvolen tak, aby zahrnoval široké spektrum hornin různých petrologických znaků. Byly zvoleny pískovce z různých hloubek, na kterých bylo možné demonstrovat, jak hloubka, kompakce, změna zrnitosti a nasycení ovlivňuje vodivost horniny. Dále byly zvoleny ruly, který jsou typické svým páskováním a anizotropním charakterem. Rozdílná velikost zrna a její vliv na tepelnou vodivost bylo možné zkoumat u granitu. Vliv nasycení horniny na změnu tepelné vodivosti byl zkoumán u sypkého vzorku písku a pískovce. Na vzorku bazaltu bylo možné sledovat tepelnou vodivost v prostředí s vyšší hustotou. Vzhledem k rozmanitosti výběru vzorků mohla měření ukázat odlišné hodnoty tepelných parametrů hornin s reprezentativními znaky a ukázat tak rozdílné možnosti měřících aparatur (viz tabulka AT 1)

6.3.1 Ortorula (2a)

Jeden ze vzorků byla ortorula z 12. patra dolu Rožná z přibližné hloubky 600 m. Vybraný vzorek vykazoval zřejmé páskování, kdy světlé polohy jsou ze základu tvořeny minerály křemen, draselný živec, plagioklas a tmavé pásy muskovitem, biotitem a amfibolem. Vzorek ortoruly má pásy nerovnoměrně široké a některé dosahují až centimetrové šířky (Obrázek 13).

Pro využití optického skeneru byly jako standardy využity sklo a titan. Následné měření vykreslilo křivku odpovídající typickému zastoupení světlých minerálů (Obrázek 14). Křemen je dobrý vodič, a tak se jeho zastoupení v hornině projevuje snížením křivky teploty. Odvádí teplo ze vzorku horniny do okolí rychleji než okolní minerály. Podle tabulkových hodnot se průměrná hodnota tepelné vodivosti křemene pohybuje okolo $7,686 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (Horai and Simmons, 1969). V porovnání se zastoupeným minerálem muskovit ve tmavém pásu, jehož tabulková tepelná vodivost se pohybuje okolo $2,494 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ (Horai and Simmons, 1969), křivka teploty neklesá tolik jako v oblasti křemene, kdy se přítomnost světlého pásu při optickém skenování projevuje dominantním snížením teplotní křivky odpovídající vyšší tepelné vodivosti. Měření bylo provedeno dvakrát pro reprezentativnější výsledek.

Při prvním měření byla průměrná tepelná vodivost naměřena $2,614 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a tepelná difuzivita $1,026 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Druhé měření ukázalo tepelnou vodivost $3,150 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a tepelnou difuzivitu $1,195 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Výsledný graf ukazuje páskovanou texturu ortoruly se střídajícími se

polohami tepelné vodivosti. Minerály s vyšší tepelnou vodivostí odvádí teplo rychleji a záznam teploty v oblasti světlého pásu klesá.

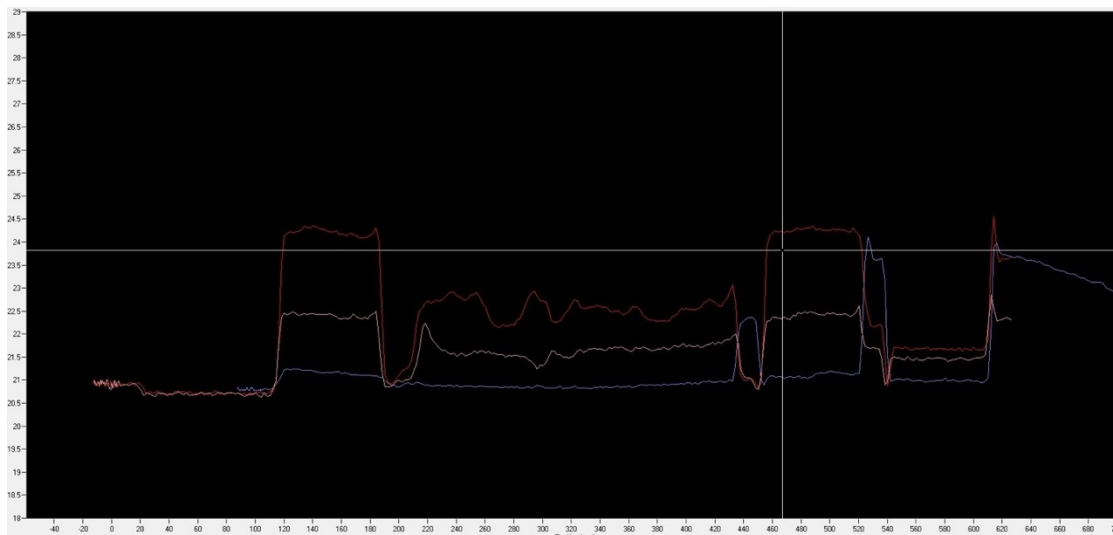
Vzhledem k tvaru zpracovávaného vzorku nebylo možné změřit směr kolmý na vrstevnatost. V případě snahy by byl výsledek zavádějící.

Měřením vzorku ortoruly Hot Diskem takový rozdíl v naměřených hodnotách nelze sledovat. Určuje se průměrná tepelná vodivost v určeném objemu vzorku, a tak určení více či méně vodivých minerálů není tak jednoduše zjištěitelné. Při použití adekvátní velikosti disku odpovídající velikosti vzorku, v tomto případě tmavého či světlého pásu, je možné přibližně určit tepelnou vodivost konkrétně zvolené části. Tento způsob není primárně určen k měření izolované oblasti, ale horninového vzorku jako celku.

Zadané parametry pro měření Hot Disk byly spočteny z původního měření OP, přičemž Measurement time byl zadán 160 sekund a Heating power 589,67 mW. Výsledná hodnota tepelné vodivosti snímaná senzorem byla spočtena na $2,942 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, difuzivita $1,301 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $2,261 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$



Obrázek 13: Vzorek ortoruly z lokality Rožná. Páskování světlých poloh střídající se s tmavými polohami.



Obrázek 14: Záznam tepelné vodivosti (červená v ose, béžová mimo osu) ortoruly. V první pozici standart titan, následně vzorek ortoruly a poslední druhý standart titan. Osa x ukazuje délku skenované linie (mm) a osa y ukazuje teplotu (°C)

6.3.2 Ortorula (2b)

Vzorek ortoruly pochází z výchozu podél lesní cesty nedaleko Měděnce. U vzorku horniny se vyskytuje typické světlé a tmavé páskování. Šířka pásů je v celém objemu vzorku rovnoměrně stejně široká.

Měření optickým skenerem probíhalo ve dvou směrech. V podélném směru na zvrstvení byla předpokládána vyšší vodivost než ve směru kolmém. První měření bylo provedeno podélně s vrstevnatostí (Obrázek 15). Jako standardy byly použity titan a sklo. Změřená tepelná vodivost byla $3,074 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,509 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, při druhém měření stejného směru při posunutí $2,735 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,263 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Rozdíl mezi vodivostmi je poměrně vysoký. Může být způsobený umístěním vzorku v ose skeneru. Jelikož se jedná o horninu s foliací, tak poloha skenovací linie značně ovlivňuje výsledek. Po zprůměrování činí hodnota změřených vzorků $2,905 \pm 0,240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Následně byla hornina otočena tak, aby směr měření tepelných vlastností horniny byl ve směru kolmo s foliací. První měření ukázalo tepelnou vodivost $2,302 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivitu $0,904 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Vzorek byl poté posunut o pár milimetrů podél linie se zachovanou orientací. Tepelná vodivost vyšla $2,327 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $0,925 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Výslednou tepelnou vodivost ve směru kolmo na vrstevnatost je nutné vypočítat ze vztahu (12) (Schwab, 2023):

$$\lambda_A = \frac{(\lambda_{kolmo})^2}{\lambda_{podél}} \quad (12)$$

Hodnota tepelné vodivosti v kolmém směru na vrstevnatost λ_A tak vyjde $1,844 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$.

Metodou Hot Disk byly horniny změřeny také ve dvou směrech. První zvolený směr byl podélně s vrstevnatostí (Obrázek 16). Vkládané hodnoty Heating power byly 400 mW a Measurement time 160 sekund. Výsledná naměřená tepelná vodivost byla $2,723 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, tepelná difuzivita $1,087 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $2,505 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.

Druhé měření probíhalo kolmo na vrstevnatost. Vložené parametry Heating power a Measurement time byly zvoleny stejně jako u předchozího měření. Ve směru podél vrstevnatosti byla tepelná vodivost $2,656 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, difuzivita $1,147 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $2,316 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.



Obrázek 15: Vzorek ortoruly měřený metodou Optického skenování. V první pozici standard sklo, následně samotný vzorek, standard sklo a poslední titan.



Obrázek 16: Vzorek ortoruly měřený metodou Hot disk. Zřejmé páskování světlých a tmavých poloh. Tepelné parametry měřeny podél vrstevnatosti.

6.3.3 Pískovec (1a-d)

Důsledkem diagenese mají sedimentární horniny odlišné parametry než původní nezpevněný sediment. Na minerální zrna v hloubce působí tlak, čímž dochází ke zmenšování pórových prostorů mezi zrny, a také k tlakovému rozpouštění na povrchu zrn. Minerální roztoky cirkulující v pórovém prostoru pak jednotlivá zrna stmelí. Tepelná vodivost tedy vzroste vůči původnímu uložení sedimentu. Litologický popis jednotlivých vzorků pískovců je zaznamenán v příloze v tabulce AT 2

Měřené pískovce byly pořízeny z vrtu Broumov-1. Měření skenerem bylo provedeno třikrát ve stejném směru s mírným posunem podél osy skenování. Rozsah laseru je situovaný na tenkou linii vzorku. Pro přesnější výsledek byl každý vzorek přeměřen třikrát ve stejném směru s menším posunutím kolmo na laser. Výsledné hodnoty byly následně zprůměrovány. Průměrná tepelná vodivost a odchylka pískovce (1a) z hloubky 1907 m je $4,028 \pm 0,230 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. U vzorku pískovce (1b) z hloubky 2170 m je průměrná tepelná vodivost s odchylkou $3,751 \pm 0,028 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Měřený vzorek pískovce z hloubky 2300 (1c) m vyšel $3,875 \pm 0,076 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Poslední pískovec (1d) z největší hloubky 2386 m ukazuje průměrnou tepelnou vodivost $4,375 \pm 0,081 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$

Pro měření Hot Diskem byl použit model senzoru 4922 o velikosti průměru disku 14,6 mm. Měření každého vzorku probíhalo jednou. Plocha senzoru pokrývala dostatečně reprezentativní plochu vzorku. Proměnné parametry Heating power a Measurement time pro měření pískovců byly jednotlivě nastaveny pro každý vzorek na základě vložení tepelné vodivosti a difuzivity zjištěné z předchozího měření optickým skenem. Výsledné hodnoty tepelných parametrů změřené metodou Hot Disk byly zapsány do tabulky (**Tabulka 1**).

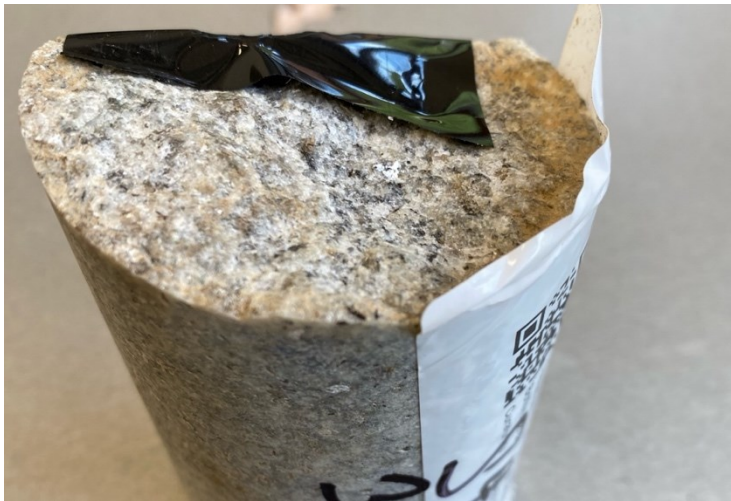
Tabulka 1: Záznam výsledků tepelných parametrů pískovců 1a, 1b, 1c, 1d změřených Hot Diskem včetně vstupních jednotlivých podmínek

Vzorek	Hloubka [m]	Heating power [mW]	Measurement time [s]	Tepelná vodivost [$\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$]	Tepelná difuzivita [$\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$]	Tepelná kapacita [$\text{MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$]
1a	1907	1,017	80	4,027	1,911	2,107
1b	2170	955,04	80	3,862	2,2	1,755
1c	2300	968,03	80	4,261	2,121	2,009
1d	2386	1,029	80	4,558	2,267	2,011

6.3.4 Granit (3a)

Vzorek granitu pochází z vrtu S4 z hloubky 388,7 m. Jedná se o oblast kvartérního maarového vulkánu nedaleko Libé v západních Čechách. Vzorek granitu je jemnozrný bez vyrostlic (Obrázek 17). Byl zvolen pro porovnání vlivu velikosti zrn na tepelnou vodivost. Využitím Optického skenu by zjištěna tepelná vodivost a difuzivita. Jako standardy byly využity sklo a titan. Při prvním měření byla výsledná hodnota tepelné vodivosti $3,395 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a tepelná difuzivita $1,675 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Druhé měření ukázalo hodnoty tepelné vodivosti $3,380 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a tepelné difuzivity $1,836 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Měření metodou Hot Disk probíhalo za zadaných podmínek Heating power 700 mW a Measurement time 80 sekund. Naměřená hodnota tepelné vodivosti byla $3,587 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, difuzivita $1,857 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $1,931 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.



Obrázek 17: Vzorek jemnozrného granitu

6.3.5 Granit (3b)

Vzorek horniny pochází z hloubky 298,8 m z vrtu S4. Jedná se o stejnou oblast jako předchozí vzorek, ale z jiné hloubky. Vzorek granitu je hrubozrný. Pro měření optickým skenerem byly jako standardy použity titan a sklo. Byl zvolen mód měření tepelné vodivosti a difuzivity. Prvním měřením byla zjištěna tepelná vodivost $3,228 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a tepelná difuzivita $1,630 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Druhé měření posunuté o cca milimetr kolmo na osu laseru ukázalo tepelnou vodivost $3,375 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivitu $1,830 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

S ohledem na hrubší zrnitost (Obrázek 18) oproti předchozímu vzorku je však na základě výsledku zřejmé, že se změřené parametry markantně neodlišují. Výsledné změřené hodnoty jsou následně zprůměrované a dávají finální tepelnou vodivost a difuzivitu. S odkazem na měření lze říct, že rozdílná velikost zrn stejného druhu horniny neovlivňuje výsledné tepelné parametry, jelikož se jedná o průměrnou hodnotu.

Při využití Hot Disk byly vkládané parametry využity z předchozího měření optickým skenerem. Po provedeném měření se ukázalo, že byla přesáhnutá hloubka průniku. Další měření bylo zkráceno z původních 160 sekund na 80 sekund a Heating power byla snížena z povodních 850 mW na 750 mW. Tyto parametry byly vyhovující. Následně byla zjištěna tepelná vodivost o velikosti $3,275 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, tepelná difuzivita $2,031 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $1,612 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.



Obrázek 18: Vzorek hrubozrného granitu

6.3.6 Bazalt (4a)

Vzorek bazaltu pochází z vrtu S4 oblasti Libá z hloubky 95 m. Jedná se o horninu získanou se stejného vrtu jako předchozí vzorky granitu. Vzorek bazaltu je celistvý s malými vyrostlicemi olivínu. Prvně byl zpracován metodou optického skenování. Jako standardy byly využity sklo a titan. Prvním měření byla zjištěna tepelná vodivost $2,275 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $0,858 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Při druhém měření byl vzorek posunutý o pár milimetrů vzhledem ke snímané linii. Tepelná vodivost byla změřena na $2,267 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $0,875 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Následně byla hornina změřena metodou Hot Disk. Vkládané parametry byla spočteny z předchozího měření, tudíž jako Heating power bylo zvoleno 736,8 mW a Measurement time 160

sekund. Jelikož je jedná o kompaktní horninu bez viditelné známky přednostního usměrnění, provedené měření bylo orientačně uloženo libovolně. Výsledná tepelná vodivost vzorku bazaltu byla $2,333 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, difuzivita $0,815 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $2,863 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$.

6.3.7 Suchý/Vlhký písek (5a)

Pro porovnání vlivu nasycení na změnu tepelných parametrů horniny byl zvolen písčítý sediment z období křídý. Vzorek pochází z hloubky 26 m z Litoměřického vrtu v Jiříkových kasárnách. Původně byl vzorek nasycen a zvážen. Jeho celková hmotnost byla 535 g. Vysoušení nesoudržného písku probíhalo za teploty $60 \text{ }^\circ\text{C}$ po dobu 24 hodin. Po vysoušení byl opět zvážen a jeho hmotnost klesla na 488 g.

Vzorek nebyl změřen metodou optického skenování. Jelikož se jedná o nesoudržnou zeminu, je její zpracování limitováno. Výsledek optického skenování by nebyl přesný. Sypká zemina je uchovávána v plastových nádobách, které by výsledné měření tepelné vodivosti a difuzivity laserem značně negativně ovlivnily.

Ideální metodou pro tyto případy je Hot Disk. Vzorek uložený v nádobě byl přikryt tenkou folií, aby se zabránilo úniku vlhkosti a zároveň pro zpevnění povrchu sypkého vzorku (Obrázek 19). Parametr Heating power byl zvolen na 589,67 mW a Measurement time 160 sekund. Výsledná tepelná vodivost byla změřena na $2,840 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, difuzivita $1,288 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $2,205 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$.

Pro suchý vzorek byl parametr Heating power zvolen 300 mW a Measurement time 160 sekund. Změřená tepelná vodivost byla $1,382 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$, difuzivita $0,910 \text{ m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $1,518 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$.



Obrázek 19: Vzorek vlhkého písku měřeného metodou Hot disk. Senzor je vložen mezi vzorek přikrytý folií a izolant

6.3.8 Pískovec (1e)

Vzorek horniny pochází z prvního průzkumného vrtu pro PUSH-IT v Litoměřicích z hloubky 80,52 m. Jedná se o velmi jemnozrnný šedý jílovito-prachovitý pískovec. U horniny byla pozorována anizotropie, a tak byla tendence změřit tepelné vlastnosti ve dvou hlavních směrech a sledovat rozdílné hodnoty. Vzorek byl v původním stavu nasycen. Jeho hmotnost včetně sytící složky byla 1370 g. Po vysušení v troubě za teploty 60 °C po dobu 24 hodin byl opět zvážen. Hmotnost klesla na 1218 g.

První měření probíhalo metodou optického skenování. Jako standardy byly využity titan a sklo. Původní nasycený vzorek měl průměrnou tepelnou vodivost $3,050 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivitu $1,100 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Po vysušení byl dvakrát vzorek změřen kolmo vrstevnatostí na linii skenu. Změřená tepelná vodivost byla $1,815 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,024 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Při druhém měření byl vzorek posunut o pár milimetrů vzhledem k linii skenu. Tepelná vodivost vyšla $1,868 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,029 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

V následujícím měření byl vzorek uložen svou vrstevnatostí podél linie skenu. Hodnota tepelné vodivosti byla $1,936 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,065 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Vzorek byl posunut o pár milimetrů vzhledem ke skenovací linii a změřen znovu. Výsledná hodnota tepelné vodivosti byla $1,821 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a difuzivita $1,003 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dále byl vzorek změřen metodou Hot disk. Stejně jako u předchozí metody byly tepelné parametry horniny prvně měřeny v orientaci kolmo na vrstevnatost (Obrázek 20). Parametr Heating power byl nastaven na 300 mW a Measurement time na 160 sekund. Hodnoty pochází z výchozího nastavení a po provedení měření nehlásil systém chybu. Bylo možné je ponechat. Tepelná vodivost kolmo na vrstevnatost vyšla $1,501 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, difuzivita $0,887 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $1,732 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.

Při měření tepelných parametrů ve směru podélném s vrstevnatostí (Obrázek 21) byly vkládané parametry stejné jako u směru kolmého na vrstevnatost. Výsledná tepelná vodivost byla $1,611 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, difuzivita $0,867 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a objemová tepelná kapacita $1,859 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$.



Obrázek 20: Vzorek měřený metodou Hot disk. Tepelné parametry měřené kolmo na vrstevnatost



Obrázek 21: Tepelné parametry měřeny podél na vrstevnatost metodou Hot disk

7 Diskuse

Tepelné parametry horninových vzorků byly změřeny metodami Optické skenování a Hot Disk. Průměrné hodnoty měření jsou uvedeny v Příloze v tabulce AT 3.

Mezi vzorky byly zvoleny pískovce odebrané ze dvou lokalit. Broumovské pískovce (1a-1d) byly křemenité a pocházely z velkých hloubek. Oproti tomu pískovec z Litoměřic (1e) obsahoval jílovito-prachovitou složku a pocházel z podstatně menší hloubky. Ve srovnání obou vzorků tepelná vodivost pískovce z lokality Broumov značně převyšuje pískovec z lokality Litoměřice (Tabulka 2). Markantní rozdíl vodivostí pískovců je způsoben odlišným minerálním složením a mírou kompakce. Křemenná složka je vodivější než jílovito-prachovitá. Pískovce z Broumova pocházejí z násobně větších hloubek, kdy vlivem kompakce docházelo ke zmenšování mezizrnných prostorů a zvýšení tepelné vodivosti horniny. Porovnáním metod bylo zjištěno, že hodnota směrodatné odchylky tepelné vodivosti je nižší v obou případech u metody OP. Nelze však s jistotou konstatovat, že větší spolehlivost metody Optického skenování je plně pravdivá vzhledem k malému množství zpracovaných dat.

Tabulka 2: Srovnání tepelné vodivosti pískovců z lokality Broumov a pískovce Litoměřic, $\bar{\lambda}$ průměrná tepelná vodivost, σ směrodatná odchylka

Vzorky	OP	HD
	$\bar{\lambda} \pm \sigma$ [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]	$\bar{\lambda} \pm \sigma$ [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]
Broumov 1a, 1b, 1c, 1d	4,007 ± 0,268	4,177 ± 0,302
Litoměřice 1e	1,860 ± 0,056	1,556 ± 0,078

Tepelné vodivosti změřené pro pískovce (1a, 1b, 1d) z lokality Broumov vycházely pro obě metody velmi podobně. U vzorku pískovce (1c) z lokality byl zaznamenán jistý rozdíl mezi hodnotami tepelné vodivosti měřenými Optickým skenerem a Hot Diskem. Metodu OP výsledná vodivost vyšla $3,875 \pm 0,076$ W.m⁻¹.K⁻¹ a metodou HD $4,261$ W.m⁻¹.K⁻¹. Pískovec je hrubozrnný s vyrostlicemi a úlomky hornin. Texturní odlišnosti a nehomogenity mohou do značné míry ovlivnit měření tepelné vodivosti vzorku. Senzor Hot Disk snímá tepelnou vodivost vzorku v místě nad sebou, a tak měření mohou být zkreslené v případě vyšší koncentrace heterogenit v oblasti snímání horninového vzorku. V případě metody OP jsou tepelné vlastnosti snímány podél linie skenu a je pokryt větší rozsah vzorku. V případě pískovce (1c), který je významně

heterogenní, bude metoda OP podávat reprezentativnější informaci o tepelných parametrech vzorku.

U vzorků pískovců 1a-d bylo předpokládáno, že tepelná vodivost s narůstající hloubkou systematicky poroste. V případě metody OP byla u pískovce (1a) naměřena nezvykle vysoká hodnota tepelné vodivosti. Měřením HD se tepelná vodivost u pískovce (1b) vychýlila z trendu. V takovém případě je možné, že výchyly měření mohou být způsobeny malým množstvím dat. Při větším množství měření by průměrná hodnota tepelných vodivostí měla splňovat předpokládaný rostoucí trend.

Tepelná vodivost u Litoměřického pískovce (1e) změřena kolmo a podél na vrstevnatost vyšla pro obě metody odlišně. I přesto obě metody změřily malý rozdíl mezi vodivostí v kolmém a podélném směru. Vizuálně se vzorek pískovce jevil anizotropní, přičemž na základě měření bylo zjištěno, že tomu tak není. Pro výsledky tepelné vodivosti obou metod byl spočítán anizotropní faktor $\lambda_{podél} / \lambda_{kolmo}$. Podíl z výsledků OP vyšel 1,020 a z HD 1,073, což dokazuje nízkou míru anizotropie.

Tepelná vodivost u nasycených vzorků nesoudržného písku (5a) a vzorku pískovce z Litoměřic (1e) vycházela podle očekávání vyšší než jejich vysušená forma. Obě horniny jsou porózní. Póry byly v původní stavu zaplněny vodou, která v obou případech významně navyšovala tepelnou vodivost. Tepelná vodivost po vysušení u vzorku písku klesla o 1,458 W.m⁻¹.K⁻¹, u jílovito-prachovitého pískovce o 1,190 W.m⁻¹.K⁻¹.

Vzorek ortoruly (2a) byl změřen OP dvakrát. Jedno měření tepelné vodivosti vyšlo 2,614 W.m⁻¹.K⁻¹ a druhé 3,150 W.m⁻¹.K⁻¹. Rozdíl hodnot může být způsobený anizotropií vzorku a pozicí skenování nebo případnou chybou měření. U druhého měření se záznam modré teplotní křivky (teplota před zahřátím) choval netypicky. Je možné, že v tomto případě došlo k chybě měření a spolehlivější je tak hodnota první. Při dalších měření by bylo možné rozdíl mezi výsledky objasnit.

Vzorek ortoruly (2b) vykazoval nejvyšší rozdíl mezi hodnotami tepelných vodivostí v kolmém a podélném směru na zvrstvení změřených OP. Měření tepelné vodivosti ortoruly (2b) v kolmém směru na vrstevnatost metodou Hot Disk (senzor položen na ploše vrstvy) vyšlo 2,656 W.m⁻¹.K⁻¹ a metodou OP 1,844 W.m⁻¹.K⁻¹. Měření tepelné vodivosti kolmo na vrstevnatost metodou HD může být velmi zkreslené. Záleží na pozici uložení senzoru na vrstvy. Pokud je senzor položen na vodivou vrstvu, teplo se bude šířit také do stran a výsledek bude zkreslený. Tepelná vodivost ve směru podélném s vrstevnatostí měřena HD (senzor uložen na hrany vrstev)

vyšla $2,723 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a metodou OP $2,905 \pm 0,240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Vyšší odchylka u výsledků skenování ukazuje variabilitu tepelných vodivostí v závislosti průchodu laseru skrz světlé a tmavé pásy. Poměr tepelných vodivostí $\lambda_{podél} / \lambda_{kolmo}$ byl spočítán pro zprůměrované hodnoty obou měření. Pro měření Optickým skenerem faktor anizotropie vyšel 1,255 a pro hodnoty změřeny HD 1,025. Stavba horninového vzorku se vizuálně jeví výrazně vrstevnatá s anizotropním charakterem, což odpovídá spíše výsledku anizotropního faktoru metody OP.

Vzorky granitu byly zkoumány za účelem sledovat vliv velikosti minerálních zrn hornin stejného typu na tepelnou vodivost a na správnost měření metodami. Tepelná vodivost u vzorku jemnozrnného granitu (3a) změřena Optickým skenerem vyšla $3,338 \pm 0,011 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a Hot Diskem $3,587 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Tepelná vodivost hrubozrnného granitu měřena Optickým skenerem vyšla $3,302 \pm 0,104 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a metodou Hot Disk $3,275 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Hodnoty tepelné vodivosti hrubozrnného granitu vychází velmi podobně. Naopak hodnota tepelné vodivosti měřena u jemnozrnného granitu vyšla metodou Hot Disk vyšší o $\sim 0,2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ než metodou Optického skenování. Rozdíl není zásadní a je možné, že je způsobený koncentrací vodivějších zrn křemene v oblasti uložení senzoru HD. V takovém případě lze soudit, že obě metody jsou vhodné a velikost zrn není ovlivňujícím faktorem.

Tepelná vodivost bazaltu změřena Optickým skenováním vyšla $2,271 \pm 0,006 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ a metodou Hot Disk $2,333 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Výsledné hodnoty vyšly pro obě měření velmi podobně. Malá odchylka může být způsobena srovnáním malého množství dat. S dostupných měření vyplývá, že pro masivní homogenní horniny jsou obě metody stejně vhodné.

8 Závěr

Práce popisuje možnosti a mechanismy vedení tepla v horninách. Největší důraz je kladen na přenos tepla kondukcí, pro který je nejvíce potřebná znalost tepelných vlastností získaná laboratorním měřením. Dále pojednává o možnostech ovlivnění tepelných vlastností horninového prostředí a jakými metodami jsme schopni tepelné parametry měřit.

V praktické části byly u jedenácti horninových vzorků změřeny tepelné parametry metodami Optické skenování a Hot Disk. V rozsahu omezeného množství dat byly diskutovány výhody jednotlivých metod. Obě metody poskytují kvalitní výsledky v případě znalosti práce s nimi. Metoda Optického skenování je vhodná pro málo upravené hrubší vzorky a umí velmi dobře odlišit heterogenity a anizotropii. Podává grafické znázornění měření, kdy je možné zjistit přesnou hodnotu tepelných parametrů až pro konkrétní bod měrného vzorku. Nemalou výhodou je i rychlost měření a možnost měřit nezávisle až několik vzorků zároveň. Metodou OP není možné skenovat nesoudržné vzorky a není možné měřit v peci pro posouzení tepelných vlastností za vyšších teplot.

Naopak metoda Hot Disk je schopna tepelné parametry nesoudržného materiálu změřit. HD je limitován při měření heterogenních vzorků. Podává průměrnou hodnotu tepelné vodivosti celého vzorku a odlišit jednotlivé heterogenity je náročné. Je tedy vhodné využít HD k získání tepelných parametrů pro homogenní horninu. Senzor HD je možné vložit se vzorkem do pece a měřit tak tepelné parametry horniny za různých teplot.

Pro přesnější stanovení závěru o efektivitě a patřičnosti aplikaci jednotlivých metod pro měření tepelných parametrů hornin odlišných petrologický a strukturní znaků metodami, by bylo vhodné provést analýzu na větším množství vzorků.

9 Seznam použité literatury

Ahrens, T.J. (ed.) (1995) *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*. Washington, D. C.: American Geophysical Union (AGU Reference Shelf). Available at: <https://doi.org/10.1029/RF001>.

Antriasian, A. and Beardsmore, G. (2014) 'Longitudinal Heat Flow Calorimetry: A Method for Measuring the Heat Capacity of Rock Specimens Using a Divided Bar', *Geotechnical Testing Journal*, 37(5), p. 20130168. Available at: <https://doi.org/10.1520/GTJ20130168>.

Ashraf, A. (2014) 'Thermal Conductivity Measurement by Hot Disk Analyser'. Available at: <https://doi.org/10.13140/2.1.3655.2484>.

Beck, A. (1957) 'A steady state method for the rapid measurement of the thermal conductivity of rocks', *Journal of Scientific Instruments*, 34(5), pp. 186–189. Available at: <https://doi.org/10.1088/0950-7671/34/5/304>.

Birch, F. (1950) 'FLOW OF HEAT IN THE FRONT RANGE, COLORADO', *Geological Society of America Bulletin*, 61(6), p. 567. Available at: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1950\)61\[567:FOHITF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1950)61[567:FOHITF]2.0.CO;2).

Birch, F. and Clark, H. (1940) 'The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition; Part II', *American Journal of Science*, 238(9), pp. 613–635. Available at: <https://doi.org/10.2475/ajs.238.9.613>.

Bording, T.S., Nielsen, S.B. and Balling, N. (2016) 'The transient divided bar method for laboratory measurements of thermal properties', *Geophysical Journal International*, 207(3), pp. 1446–1455. Available at: <https://doi.org/10.1093/gji/ggw278>.

Cermak, V. and Rybach, L. (1982) '4.1.1 Introductory remarks', in G. Angenheister (ed.) *Subvolume A*. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag (Landolt-Börnstein - Group V Geophysics), pp. 305–310. Available at: https://doi.org/10.1007/10201894_62.

Clauser, C. (2006) '8 Geothermal Energy', in K. Heinloth (ed.) *Renewable Energy*. Springer Berlin Heidelberg (Landolt-Börnstein - Group VIII Advanced Materials and Technologies), pp. 480–595. Available at: https://doi.org/10.1007/10858992_17.

Clauser, C. (2009) 'Heat Transport Processes in the Earth's Crust', *Surveys in Geophysics*, 30(3), pp. 163–191. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9058-2>.

Clauser, C. and Huenges, E. (1995) 'Thermal Conductivity of Rocks and Minerals', in T.J. Ahrens (ed.) *AGU Reference Shelf*. Washington, D. C.: American Geophysical Union, pp. 105–126. Available at: <https://doi.org/10.1029/RF003p0105>.

Davies, J.H. and Davies, D.R. (2010) 'Earth's surface heat flux', *Solid Earth*, 1(1), pp. 5–24. Available at: <https://doi.org/10.5194/se-1-5-2010>.

- Deming, D. (1994) 'Estimation of the thermal conductivity anisotropy of rock with application to the determination of terrestrial heat flow', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), pp. 22087–22091. Available at: <https://doi.org/10.1029/94JB02164>.
- Detournay, C. *et al.* (2022) 'Heat advection and forced convection in a lattice code – Implementation and geothermal applications', *Rock Mechanics Bulletin*, 1(1), p. 100004. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.rockmb.2022.100004>.
- Furlong, K.P. and Chapman, D.S. (2013) 'Heat Flow, Heat Generation, and the Thermal State of the Lithosphere', *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41(1), pp. 385–410. Available at: <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100051>.
- Grubbe, K., Haenel, R., and Zoth, G. (1983) 'Determination of the vertical component of thermal conductivity by line source methods', (1), pp. 49–56.
- Gustavsson, M., Karawacki, E. and Gustafsson, S.E. (1994) 'Thermal conductivity, thermal diffusivity, and specific heat of thin samples from transient measurements with hot disk sensors', *Review of Scientific Instruments*, 65(12), pp. 3856–3859. Available at: <https://doi.org/10.1063/1.1145178>.
- Hahn, D.W. (2012) *Heat conduction*. 3rd ed. Hoboken, N.J: Wiley.
- Horai, K. and Simmons, G. (1969) 'Thermal conductivity of rock-forming minerals', *Earth and Planetary Science Letters*, 6(5), pp. 359–368. Available at: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90186-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90186-1).
- Hot Disk AB (2018) *Hot Disk Thermal Constants Analyser*.
- Jaupart, C. and Mareschal, J.-C. (2011) *Heat generation and transport in the Earth*. Cambridge ; New York: Cambridge University Press.
- Nyblade, A.A. and Pollack, H.N. (1993) 'A comparative study of parameterized and full thermal-convection models in the interpretation of heat flow from cratons and mobile belts', *Geophysical Journal International*, 113(3), pp. 747–751. Available at: <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1993.tb04665.x>.
- Pasquale, V., Verdoya, M. and Chiozzi, P. (2015) 'Measurements of rock thermal conductivity with a Transient Divided Bar', *Geothermics*, 53, pp. 183–189. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.05.008>.
- Popov, Y. A. and Mandel, A. M. (1998) 'Geothermal study of anisotropic rock masses', *IZVESTIJA PHYSICS OF THE SOLID EARTH C/C OF FIZIKA ZEMLI-ROSSIISKAIA AKADEMIIA NAUK*, 1998(34), pp. 903–915.
- Popov, Y.A. *et al.* (1999) 'Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning', *Geothermics*, 28(2), pp. 253–276. Available at: [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00007-3](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00007-3).

Sass, J.H., Lachenbruch, A.H. and Munroe, R.J. (1971) 'Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat-flow determinations', *Journal of Geophysical Research*, 76(14), pp. 3391–3401. Available at: <https://doi.org/10.1029/JB076i014p03391>.

Schwab, A. (2023) *TCS – Manual*.

Vosteen, H.-D. and Schellschmidt, R. (2003) 'Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock', *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9–11), pp. 499–509. Available at: [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00069-X).

Wen, H. *et al.* (2015) 'Temperature dependence of thermal conductivity, diffusion and specific heat capacity for coal and rocks from coalfield', *Thermochimica Acta*, 619, pp. 41–47. Available at: <https://doi.org/10.1016/j.tca.2015.09.018>.

Zhang, Z.-X. (2016) 'Effect of Temperature on Rock Fracture', in *Rock Fracture and Blasting*. Elsevier, pp. 111–133. Available at: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802688-5.00005-1>.

Přílohy

AT 1: Souhrn výsledných hodnot jednotlivých praktických měření pro vybrané horniny. Hodnoty tepelné vodivosti λ , tepelné difuzivity κ měřené Optickým skenerem a hodnoty tepelné vodivosti λ , tepelné difuzivity κ a objemové tepelné kapacity c_v měřené Hot Diskem.

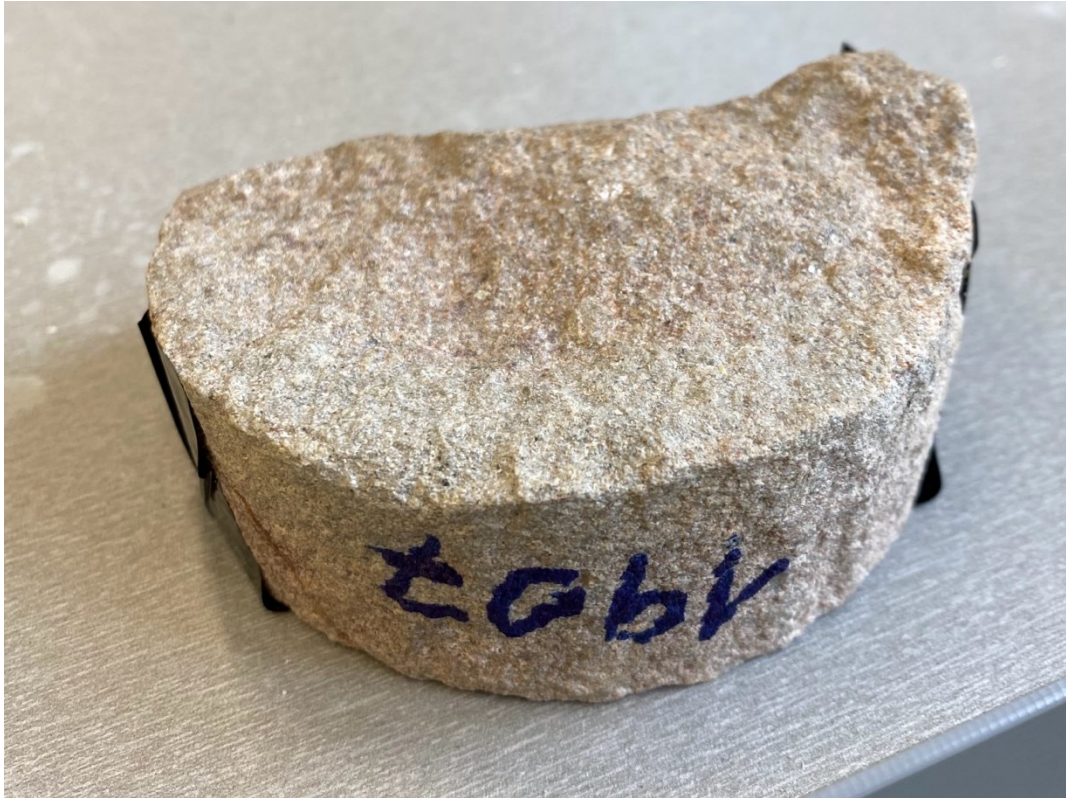
Značka a	Název	Optické skenování		Hot Disk		
		λ [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]	κ [m ² . s ⁻¹]	λ [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]	κ [m ² . s ⁻¹]	c_v [MJ. m ⁻³ . K ⁻¹]
1a	Pískovec (1907 m)	4,162	1,907	4,027	1,911	2,107
		3,763	2,014			
		4,159	1,864			
1b	Pískovec (2170 m)	3,771	1,895	3,862	2,200	1,755
		3,763	1,814			
		3,719	1,864			
1c	Pískovec (2300 m)	3,858	1,969	4,261	2,121	2,009
		3,958	1,946			
		3,810	1,837			
1d	Pískovec (2386 m)	4,364	2,057	4,558	2,267	2,011
		4,461	2,007			
		4,301	2,022			
2a	Ortorula	2,614	1,026	2,942	1,301	2,261
		3,150	1,195			
2b	Ortorula, kolmo	3,074	1,509	2,723	1,087	2,505
		2,735	1,263			
2b	Ortorula, podél	2,302	0,904	2,656	1,147	2,316
		2,327	0,925			
3a	Granit	3,395	1,675	3,587	1,857	1,931
		3,380	1,836			
3b	Granit	3,228	1,630	3,275	2,031	1,612
		3,375	1,830			
4a	Bazalt	2,275	0,858	2,333	0,815	2,863
		2,267	0,875			
5a	Vlhký písek	—	—	2,840	1,288	2,205
5a	Suchý písek	—	—	1,382	0,91	1,518
1e	Pískovec, nasycený	3,050	1,100	—	—	—
1e	Pískovec, nesycený kolmo	1,815	1,024	1,501	0,887	1,732
		1,868	1,029			
1e	Pískovec, nesycený podél	1,936	1,065	1,611	0,867	1,859
		1,821	1,003			

AT 2: Seznam zpracovaných vzorků, popis horniny, lokalita, název vrtu, petrografický popis, hloubka a změřené parametry
(TC – tepelná vodivost, DC – tepelná difuzivita, C – objemová tepelná kapacita)

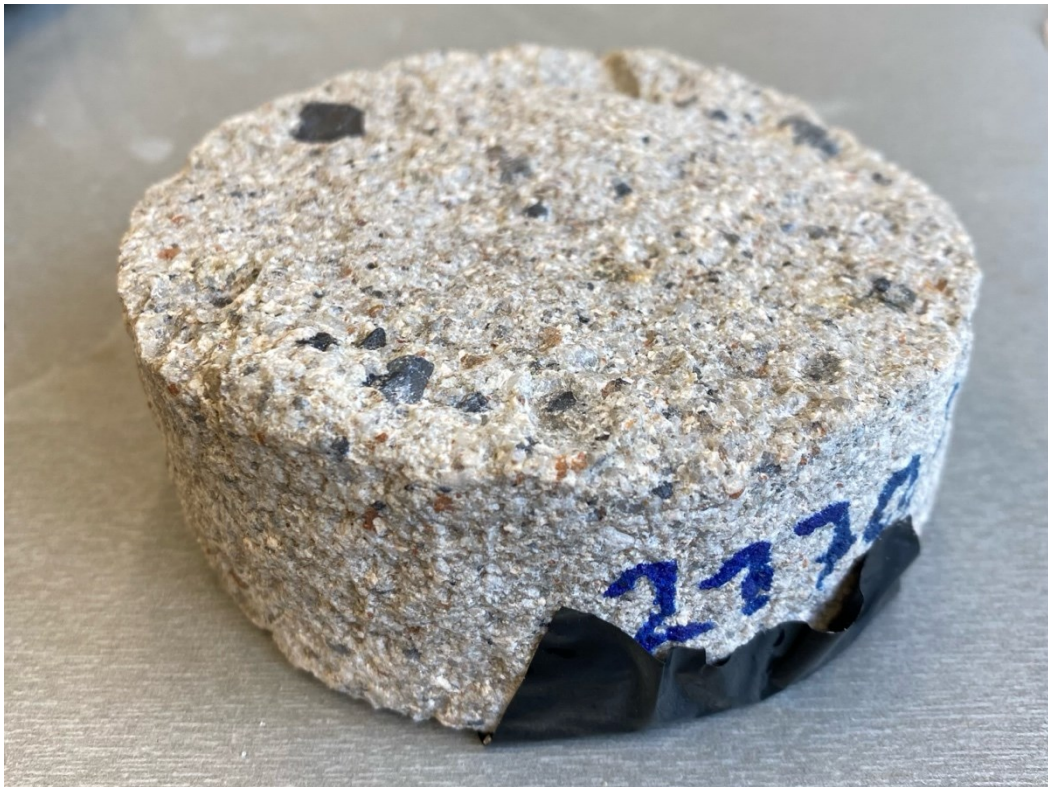
Značení	Hornina	Lokalita	Vrt/Výchoz	Petrografický popis	Hloubka [m]	Měřený parametr
1a	Pískovec	Broumov	Broumov-1	jemnozrný nízká porozita dobře vytríděný křemítý	1907	TC, TD, C
1b	Pískovec	Broumov	Broumov-1	střednězrný nízká porozita středně vytríděný křemítý	2170	TC, DC, C
1c	Pískovec	Broumov	Broumov-1	hrubozrný nízká porozita špatně vytríděný křemítý	2300	TC, DC, C
1d	Pískovec	Broumov	Broumov-1	střednězrný nízká porozita dobře vytríděný křemítý	2386	TC, DC, C
2a	Ortorula	důl Rožná, Dolní Rožínka	důl Rožná	hrubozrná foliovaná, páskovaná křemeno-živcové pásky	600	TC, DC, C
2b	Ortorula	Měděnec	výchoz	jemnozrná foliovaná, páskovaná	0	TC, DC, C
3a	Granit	Libá	S4	jemnozrný křemen, plagioklas, k-živec	388,7	TC, DC, C
3b	Granit	Libá	S4	hrubozrný křemen, plagioklas, k-živec	298,8	TC, DC, C
4a	Bazalt	Libá	S4	jemnozrný vyrostlice olivínu	95	TC, DC, C
5a	Písek	Litoměřice	Průzkumný vrt PUSH- IT	jemnozrný porézni dobře vytríděný křemítý	26	TC, DC
1e	Pískovec	Litoměřice	Průzkumný vrt PUSH- IT	jemnozrný porézni dobře vytríděný jílovito-prachovitý	80,52	TC, DC, C

AT 3: Průměrná tepelná vodivost s odchylkou pro horninové vzorky. Měřeno optickým skenováním a Hot Diskem

Značení	Hornina	Optické skenování [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]	Hot Disk [W. m ⁻¹ . K ⁻¹]
1a	Pískovec 1907	4,028 ± 0,230	4,027
1b	Pískovec 2170	3,751 ± 0,028	3,862
1c	Pískovec 2300	3,875 ± 0,076	4,261
1d	Pískovec 2386	4,375 ± 0,081	4,558
2a	Ortorula R.	2,882 ± 0,379	2,942
2b	Ortorula K-S kolmo	1,844	2,656
2b	Ortorula K-S podél	2,905 ± 0,240	2,723
3a	Granit jemno	3,388 ± 0,011	3,587
3b	Granit hrubo	3,302 ± 0,104	3,275
4a	Bazalt	2,271 ± 0,006	2,333
5a	Písek vlhký	—	2,840
5a	Písek suchý	—	1,382
1e	Pískovec kolmo	1,842 ± 0,037	1,501
1e	Pískovec podél	1,879 ± 0,081	1,611



A 1: Pískovec 1a



A 2: Pískovec 1b



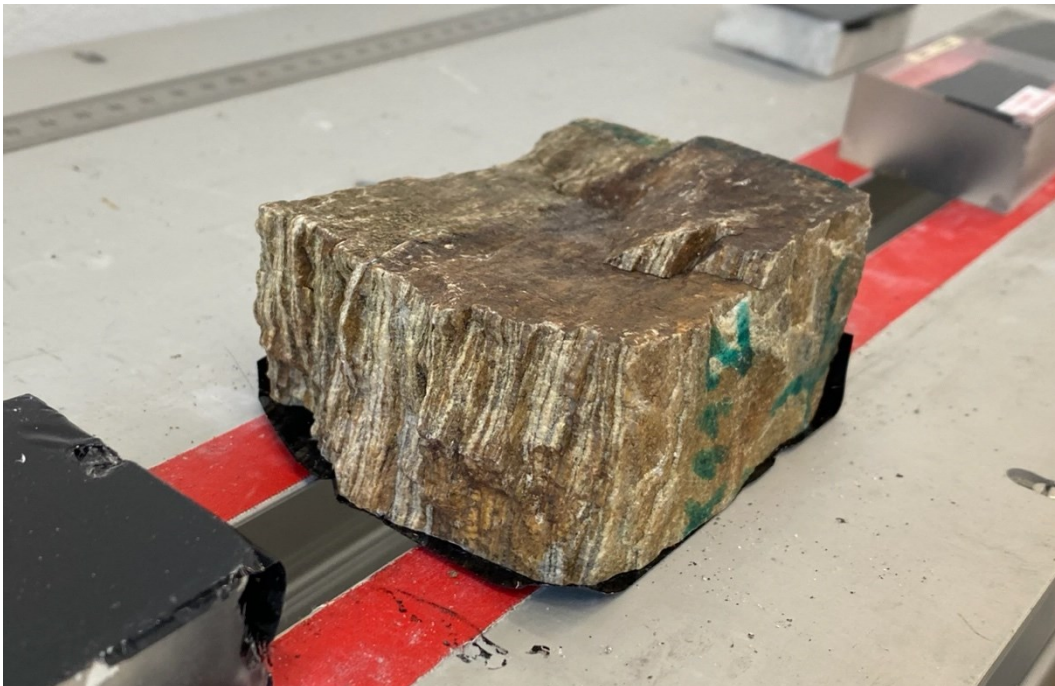
A 3: Piskovec 1c



A 4: Piskovec 1d



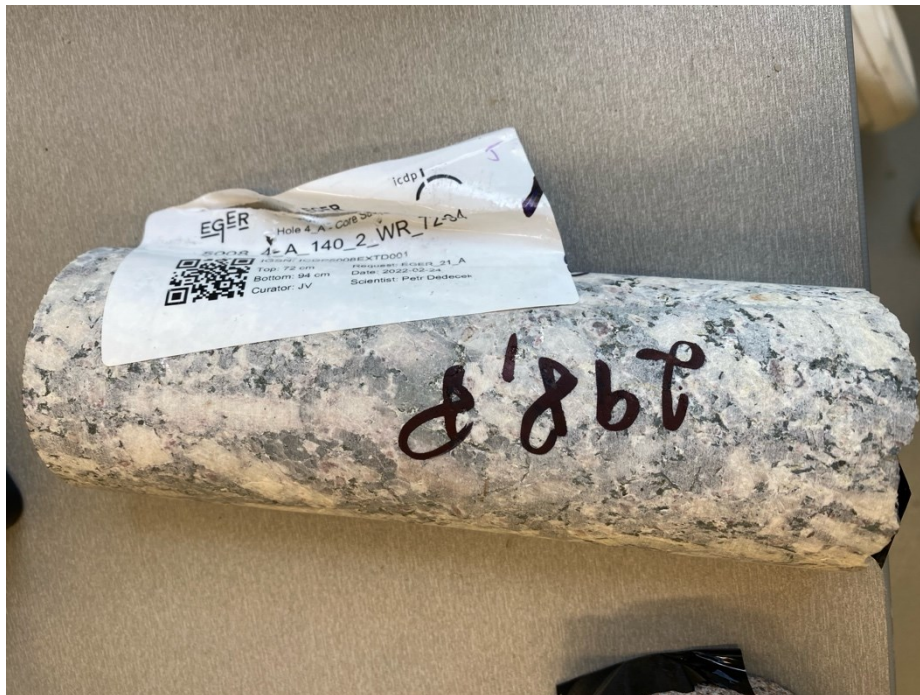
A 5: Ortorula 2a



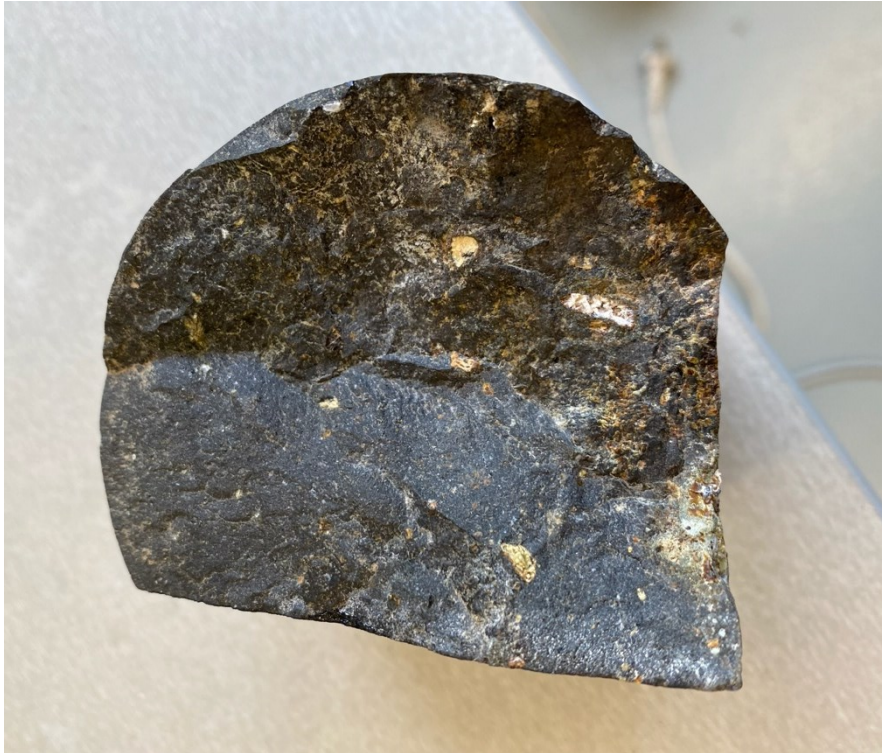
A 6: Ortorula 2b



A 7: Granit 3a



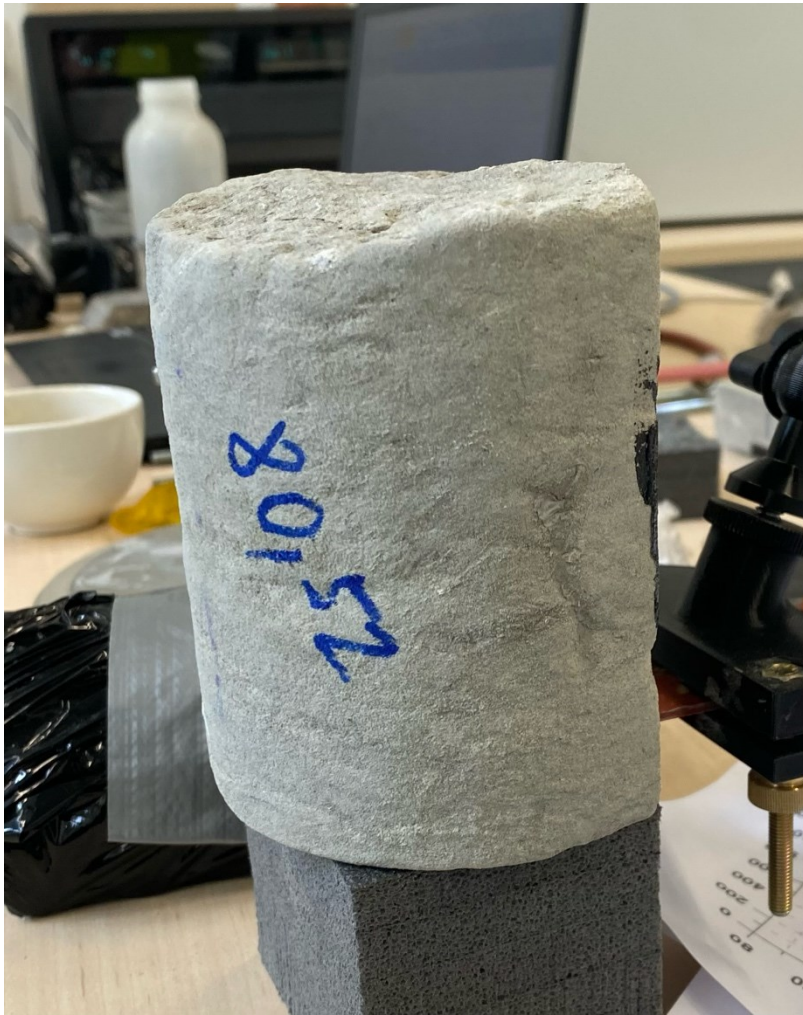
A 8: Granit 3b



A 9: Bazalt 4a



A 10: Písek 5a



A 11: Pískovec 1e