

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geografie  
Studijní obor: Geografie a Kartografie



**Filip Bartůšek**

Georadarový průzkum v peri/glaciálním prostředí  
Ground-penetrating radar in peri/glacial environments

Bakalářská práce

Vedoucí práce: doc. RNDr. Zbyněk Engel, Ph.D.

Praha, 2022



### **Prohlášení**

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

V Praze 25. 07. 2022

Filip Bartůšek

Podpis.....

## **Poděkování**

Děkuji doc. RNDr. Zbyňku Engelovi, Ph.D. za vedení práce, poskytnutí odborné literatury a konstruktivní připomínky. Také děkuji svému bratrovi za obnovení ztracených souborů.

## **Abstrakt**

Měření pomocí georadaru (GPR - z anglického Ground Penetrating Radar) je neinvazivní geofyzikální metoda, založená na vysílání elektromagnetického signálu do země a jeho vyhodnocování po odrazu od podpovrchových struktur. Georadarová metoda je využívána pro studium velkého množství geomorfologických jevů. Tato práce se zaměřuje na vymezení možností využití georadaru v periglaciálním a glaciálním prostředí. Na základě rešerše odborné literatury byl vytvořen přehled aplikací georadaru v periglaciálním a glaciálním prostředí. Pozornost byla věnována také vhodnosti jednotlivých prostředí pro georadarový průzkum a výhodám a omezením georadarové metody při výzkumu kryogenních jevů. V periglaciálním prostředí je georadar nejčastěji používán pro vymezení činné vrstvy a detekci podzemního ledu, hloubkový dosah metody je ovšem limitován přítomností kapalné vody v činné vrstvě. V glaciálním prostředí je georadar nejčastěji využíván na měření mocnosti ledovců a zobrazování jejich struktury. Led je ze všech materiálů (kromě vzduchu) pro šíření rádiového signálu nejvhodnější a hloubkový dosah signálu v ledu je mnohonásobně větší než u jiných materiálů.

**Klíčová slova:** georadar, elektromagnetické vlnění, periglaciální prostředí, glaciální prostředí, permafrost, ledovce

## **Abstract**

Ground penetrating radar (GPR) technique is a non-invasive geophysical method based on sending an electromagnetic signal into the ground and evaluating it after reflection from subsurface structures. The Georadar method is used to study a large number of geomorphological phenomena. This paper focuses on defining the potential applications of GPR in periglacial and glacial environments. Based on a literature search, an overview of GPR applications in periglacial and glacial environments was developed. Attention was also paid to the suitability of individual environments for GPR surveys and the advantages and limitations of GPR method in cryogenic phenomena research. In periglacial environments, GPR is most commonly used for active layer delineation and ground ice detection, but the depth range is limited by the presence of liquid water in the active layer. In glacial environments, GPR is most often used to measure the thickness of glaciers and to image their structure. Ice is the most suitable of all materials (except air) for radio signal propagation and the depth range of the signal in ice is many times greater than in other materials.

**Key words:** Ground penetrating radar, electromagnetic waves, periglacial environments, glacial environments, permafrost, glaciers

## Obsah

1. Úvod .....	9
1.1. Cíle .....	9
1.2. Struktura práce .....	9
2. Fyzikální principy georadaru .....	10
2.1. Elektromagnetické vlastnosti prostředí .....	10
2.2. Geometrie EM vln na rozhraní .....	14
2.3. Antény a polarizace .....	15
2.4. Sběr dat .....	17
3. Využití georadaru v periglaciálním prostředí .....	19
3.1. Vymezení permafrostu a činné vrstvy .....	19
3.2. Vlastnosti a struktura činné vrstvy a permafrostu .....	24
3.2.1. Obsah půdní vody v činné vrstvě .....	25
3.2.2. Detekce podzemního ledu .....	27
3.3. Periglaciální tvary reliéfu .....	29
3.3.1. Strukturní půdy .....	29
3.3.2. Osypy .....	33
3.3.3. Kamenné ledovce .....	36
4. Využití georadaru v glaciálním prostředí .....	40
4.1. Vymezení ledovců .....	40
4.1.1. Vlastnosti ledu .....	40
4.1.2. Mocnost ledovců .....	41
4.1.3. Objem ledovců a subglaciální reliéf .....	43
4.1.4. Supraglaciální suť .....	45
4.2. Struktura ledovců .....	45
4.2.1. Vnitřní zvrstvení ledovců .....	45
4.2.2. Trhliny v ledovcích .....	47
4.2.3. Englaciální koryta .....	48
4.3. Podmínky na podloží ledovců .....	49
4.3.1. Teplotní režim ledovců .....	49
4.3.2. Subglaciální jezera .....	50
4.4. Glaciální tvary reliéfu .....	52
4.4.1. Morény .....	52
4.4.2. Fluvioglaciální tvary reliéfu .....	54
4.4.3. Drumliny .....	57
5. Diskuze .....	60

6. Závěr.....	65
7. Seznam Literatury.....	66

## Seznam obrázků

Obrázek 1 - a) Schéma indukčního proudu, b) Schéma posuvného proudu.....	11
Obrázek 2 - Závislost relativní permitivity a vodivosti vody na frekvenci EM pole.....	13
Obrázek 3 - a) Útlum amplitudy EM vlny, b) Vztah relativní amplitudy a hloubky průniku EM vlny ....	14
Obrázek 4 - Schéma trasy šíření různých typů vln.....	15
Obrázek 5 - Různé typy vzájemné orientace antén.....	16
Obrázek 6 - a) Schéma průzkumu metodou CMP, b) Schéma průzkumu metodou CO.....	18
Obrázek 7 - Schéma průzkumu metodou transiluminace .....	18
Obrázek 8 - Porovnání naměřené hloubky ke zmrzlým vrstvám.....	21
Obrázek 9 - Mocnost činné vrstvy.....	23
Obrázek 10 - Objemová vlhkost půdy .....	27
Obrázek 11 - GPR profil skrz rašelinný pahorek.....	28
Obrázek 12 - Vliv kryoturpace na tvorbu strukturních půd.....	29
Obrázek 13 - a) Činná vrstva pod centrální částí tříděného kruhu, b) mapa velikosti amplitud.....	31
Obrázek 14 - 3D GPR záznam lokality bývalého jezera.. ..	33
Obrázek 15 - 3D GPR záznam lokality na návrší .....	32
Obrázek 16 - Rozhraní osypu a skalního podloží.....	35
Obrázek 17 - Rozdíl mezi stratigrafií osypů .....	36
Obrázek 18 - GPR profil cca 2 km dlouhým kamenným ledovcem v Chilských Andách.....	38
Obrázek 19 - GPR profil svrchní částí ledovcového štítu ve východní Antarktidě.....	46
Obrázek 20 - GPR profil trhlinou v ledovcovém štítu na Antarktidě.....	47
Obrázek 21 - GPR profil ledovcovým štítem ve východním Grónsku.....	51
Obrázek 22 - GPR profil náporovou morénou pod horou Piz Muragl ve švýcarských Alpách .....	54
Obrázek 23 - GPR profil eskerem.. ..	56
Obrázek 24 - GPR profil drumlinem.....	59

## Seznam tabulek

Tabulka 1 - Relativní permitivita a rychlost šíření EM vln ve vybraných geologických materiálech .....	12
Tabulka 2 - Koeficienty odrazu při vertikálním dopadu pro některá prostředí v rámci permafrostu... ..	22
Tabulka 3 - Mocnosti činné vrstvy na Špicberkách podle materiálů a vegetačního krytu .....	24
Tabulka 4 - Přehled aplikací GPR v periglaciálním prostředí s vybranými pracemi na dané téma. ....	65
Tabulka 5 - Přehled využití GPR v glaciálním prostředí s vybranými pracemi na dané téma. ....	66



## 1. Úvod

Georadar, často nazývaný GPR (z anglického Ground Penetrating Radar), je dnes používanou technikou v oblasti geofyziky a průzkumu Země (Annan 2008). Výzkum pomocí GPR spočívá ve vysílání vysokofrekvenčních vln do země a následném vyhodnocování změn v přijímaném odraženém signále. Tato metoda může být využívána v různých prostředích, a to jak v přirozených geologických materiálech, tak i v materiálech umělých, jako je například beton či asfalt. Díky existenci velkého množství materiálů i širokého spektra vysílaných frekvencí je možnost využití georadarové metody v geofyzikálním průzkumu velká. Georadarová metoda se často využívá pro průzkum v glaciálním, periglaciálním a fluviálním prostředí či v pouštních oblastech, a to na zjišťování informací o struktuře ledovců, permafrostu, sedimentů či jiných hornin, nebo na stanovení hloubky hladiny podzemních vod v těchto oblastech (např. El Said 1956).

Ačkoliv už v první polovině 20. století došlo k velkým objevům na poli šíření rádiových vln nad zemským povrchem, prvních výsledků při zkoumání materiálů pomocí rádiových vln bylo dosaženo až na začátku 2. poloviny 20. století (Annan 2002). Jedním z prvních autorů byl El Said (1956), který zkoumal hladinu podzemní vody v Egyptské poušti pomocí elektromagnetických vln. Na základě jejich odrazu dokázal určit hloubku této hladiny, což bylo ověřeno i vrtem v jednom ze zkoumaných míst. Od té doby došlo v rámci georadarové metody k mnoha novým poznatkům a bylo provedeno velké množství výzkumů, z nichž některé budou dále probírány v této práci. Po mnoha letech výzkumu se georadar stává často používanou metodou s vysokým stupněm kvality a spolehlivosti. Objevují se také pokroky na poli inverzního využití georadaru, tedy zjišťování elektrických vlastností materiálů na základě vlastností odražených vln (např. van der Kruk 2001).

### 1.1. Cíle

Cílem této práce je vymezení možnosti využití georadarové metody při výzkumu v glaciálním a periglaciálním prostředí. Práce vychází z rešerše odborné literatury a zaměřuje se na posouzení vhodnosti použití georadaru v různých prostředích - na ledovcích, permafrostu, glaciálních a periglaciálních tvarech reliéfu. Vlastním přispěním by mělo být shrnutí dosavadních poznatků v této oblasti a diskuze na téma vhodnosti jednotlivých prostředí k aplikaci georadarové metody.

### 1.2. Struktura práce

Práce se skládá ze 4 hlavních částí. V první části je stručně popsán princip fungování georadarové metody. Cílem této části je přiblížit základy elektromagnetických vlastností prostředí, charakter šíření rádiových vln pod povrchem a principy měření v terénu, aby bylo možno lépe porozumět výsledkům jednotlivých prací. Druhá a třetí část je zaměřena na možnosti využití metody GPR v periglaciálním,

respektive glaciálním prostředí. Za pomoci dosavadních prací je zde ukázáno spektrum použití georadaru v kryogenním reliéfu a je zde poukázáno na výhody a nevýhody georadarové metody v těchto podmínkách. Poslední část je zaměřena na shrnutí hlavních poznatků a diskuzi o vhodnosti georadarového průzkumu na daných materiálech.

## 2. Fyzikální principy georadaru

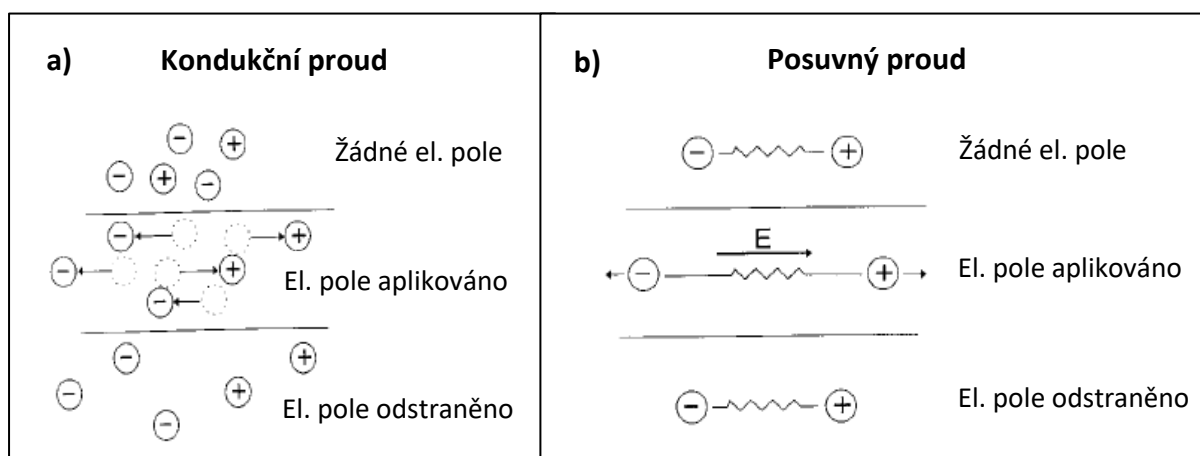
Principem georadaru je změna vlastností elektromagnetických vln vysílaných vysílačem (anténou) v závislosti na změnách elektromagnetických vlastností podpovrchových struktur (Baker 2007). Změny elektrických vlastností mají vyšší vliv na výsledek měření, než změny magnetických vlastností materiálů (Annan 2003). Změny mohou nastávat jak v důsledku malých lokálních nehomogenit ve zkoumaných materiálech, tak i na rozhraní vrstev. Na těchto rozhraních dochází k lomu a odrazu vysílaných vln. Odražené vlny jsou registrovány druhou anténou (přijímačem). Vysílané vlny jsou vysokofrekvenční, mají obvykle frekvenci v rozmezí 1–1000 MHz a ve vakuu se šíří rychlostí světla ( $c = 300\,000\,000$  m/s). Elektrická a magnetická složka vlny jsou na sebe kolmé, zároveň jsou obě složky kolmé na směr šíření.

### 2.1. Elektromagnetické vlastnosti prostředí

Pokud chceme popsat fungování georadaru, je zapotřebí zkombinovat poznatky o fyzice elektromagnetického pole a vlastnostech zkoumaných materiálů. Matematický popis chování elektromagnetického pole nám podávají Maxwellovy rovnice, které popisují nestacionární elektromagnetické pole. V těchto rovnicích figurují následující veličiny: intenzita elektrického pole, intenzita magnetického pole, hustota elektrického proudu, elektrická indukce, magnetická indukce, hustota volného náboje a čas. Z Maxwellových rovnic lze odvodit všechny klasické zákony elektřiny a magnetismu (Annan 2008).

Vlastnosti materiálů popisují takzvané konstituční rovnice (Annan 2008). Jednou z veličin v těchto rovnicích je elektrická vodivost ( $\sigma$ ), která popisuje pohyb volných částic a vytváření elektrického proudu při aplikaci elektrického pole (Annan 2003). Při působení elektrického pole na materiál, který obsahuje volné nosiče náboje, vzniká takzvaný kondukční proud. To je typ proudu, kdy se nositelé náboje mohou volně pohybovat na větší vzdálenosti, příkladem mohou být elektrony v kovovém drátu nebo ionty ve vodě. Jakmile se tento materiál obsahující volné nositele náboje dostane do elektrického pole, začnou se náboje pohybovat k opačně nabitému pólu a v materiálu začne téct kondukční proud (viz obrázek 1 a). Jelikož je v prostředích s vysokou vodivostí energie aplikovaného elektromagnetického pole využita k vytvoření kondukčního proudu v materiálu, dochází zde k významným ztrátám energie vysílané georadarem. Proto je pro georadar nejvhodnější prostředí s co nejmenší vodivostí.

Další významnou fyzikální vlastností materiálů je permitivita ( $\epsilon$ ). Mareš et al. (1990, str. 291) definuje permitivitu jako „schopnost prostředí zesilovat nebo zeslabovat elektrické pole v důsledku polarizace, tj. uspořádané orientace vázaných elektrických nábojů.“ Při průchodu elektromagnetické vlny skrz materiál dochází k posunu nábojů jak v rámci atomů, tak na úrovni celého objektu. Na vzestupné hraně vlny je energie využita na posun nábojů (polarizaci), čímž dochází k ukládání energie. Na sestupné hraně vlny se naopak náboje vrací do původní polohy a energie je uvolňována (Cassidy 2008). Míru separace náboje popisuje veličina hustota dipólového momentu (Annan 2003). V jednoduchých materiálech je hustota dipólového momentu přímo úměrná velikosti aplikovaného elektrického pole, proporční konstanta je v tomto vztahu právě permitivita (Annan 2003, Cassidy 2008). Při posunu vázaných nábojů dochází ke vzniku posuvného proudu (obrázek 1 b). Vzniklý posuvný proud produkuje EM (elektromagnetickou) energii, která je mimo fázi s procházející vlnou a tím zpomaluje její výslednou rychlost. Proto je permitivita úzce spjata s rychlostí EM vlny v materiálu (Cassidy 2008).



Obrázek 1 – a) Schéma kondukčního proudu, b) Schéma posuvného proudu. Převzato a upraveno z Annan (2003).

V praxi se běžně používá spíše relativní permitivita ( $\epsilon_r$ ), což je poměr absolutní permitivity zkoumaného materiálu a absolutní permitivity vakua v jednotkách F/m (farad na metr). Tato veličina je tedy bezrozměrná, relativní permitivity materiálů se odvíjí od permitivity vakua, která je cca  $8,85 \times 10^{-12}$  F/m (Annan 2003). Ve starší literatuře je možno se setkat místo relativní permitivity s pojmem dielektrická konstanta ( $K$ ). V tabulce 1 lze vidět hodnoty relativní permitivity různých prostředí a rychlosti šíření elektromagnetických vln v nich. Při vysokých frekvencích a zanedbání magnetické permeability lze rychlost šíření EM vlny v prostředí spočítat jako podíl rychlosti světla a odmocniny relativní permitivity prostředí.

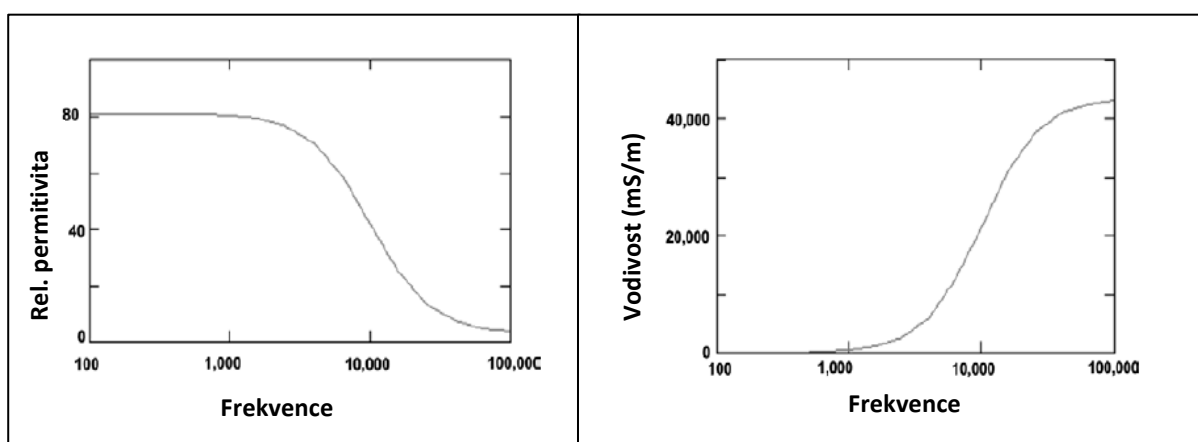
<b>Materiál</b>	<b>ε<sub>r</sub>; Davis a Annan (1989)</b>	<b>ε<sub>r</sub>; Daniels (1996)</b>	<b>Rychlost (m/ns)</b>
Vzduch	1	1	0.3
Destilovaná voda	80		0.03
Sladká voda	80	81	0.03
Mořská voda	80		0.03
Sladkovodní led	3–4	4	0.15–0.17
Mořský led		4–8	0.11–0.15
Sníh		8–12	0.09–0.11
Permafrost		4–8	0.11–0.16
Písek suchý	3–5	4–6	0.12–0.17
Písek vlhký	20–30	10–30	0.05–0.09
Pískovec suchý		2–3	0.17–0.21
Pískovec vlhký		5–10	0.09–0.13
Vápenec	4–8		0.11–0.15
Vápenec suchý		7	0.11
Vápenec vlhký		8	0.11
Břidlice	5–15		0.08–0.13
Břidlice vlhká		6–9	0.10–0.12
Bahna	3–30		0.05–0.13
Jíly	5–40		0.05–0.13
Jíl suchý		2–6	0.12–0.21
Jíl vlhký		15–40	0.05–0.08
Půda písčítá suchá		4–6	0.12–0.15
Půda písčítá vlhká		15–30	0.05–0.08
Půda hlinitá suchá		4–6	0.05–0.08
Půda hlinitá vlhká		15–30	0.07–0.09
Půda jílovitá suchá		4–6	0.12–0.15
Půda jílovitá vlhká		10–15	0.08–0.09
Uhlí suché		0.35	0.16
Uhlí vlhké		0.8	0.11
Granity	4–6		0.12–0.15
Granit, suchý		5	0.13
Granit, vlhký		7	0.11
Sůl, suchá	5–6	4–7	0.11–0.15

**Tabulka 1 - Relativní permitivita a rychlost šíření EM vln ve vybraných geologických materiálech. Převzato a upraveno z Baker (2007)**

Kondukcí a posuvný proud spolu utváří celkový proud indukovaný působením elektrického pole. Stejně tak ztráty energie způsobené kondukcí i pohyby vázaného náboje tvoří celkovou ztrátu energie EM pole – celková elektrická vodivost je tedy důležitým parametrem pro určení míry útlumu signálu, tzn. míry snižování amplitudy vlny. Tato míra je vyjádřena jako  $e^{-\alpha\beta}$ , přičemž  $\alpha$  je zde absorpční koeficient a  $\beta$  je vzdálenost, kterou vlna urazí (Baker 2007, Ulaby 2001). Proto jsou pro georadarovou

metodu nejvhodnější materiály, které jsou špatnými vodiči. Naopak nejhorších výsledků tato metoda dosahuje v prostředích s vysokou elektrickou vodivostí, jako je například voda (která ale obsahuje ionty – destilovaná voda je naopak špatným vodičem) (Annan 2003). Toto je velice důležitá skutečnost pro GPR, jelikož vodu obsahuje většina materiálů na Zemi. Právě obsah vody je významným faktorem ovlivňujícím elektrické vlastnosti materiálů.

Permitivita i elektrická vodivost jsou z důvodu takzvaného jevu relaxace závislé na frekvenci působícího pole (Cassidy 2008), viz obrázek 2. Při frekvencích nižších, než je relaxační frekvence, se částice přizpůsobují aplikovanému elektrickému poli a zůstávají s ním ve fázi, nedochází tedy k velkým ztrátám energie. Pokud ale frekvence dosáhne či přesáhne relaxační frekvenci, částice se přizpůsobit nestíhají, jsou mimo fázi s působícím elektrickým polem a energie se ztrácí ve formě tepla. Velice dobrý příklad tohoto jevu je voda, která má relaxační frekvenci cca 10 GHz. Jelikož je molekula vody už ze své podstaty polární, dokáže se velice dobře přizpůsobit aplikovanému poli. Jakmile ale dojde k překročení relaxační frekvence, orientace molekul vody se přestanou shodovat s orientací působícího pole a nastávají zde velké ztráty v podobě tepla (Annan 2003, Cassidy 2008). Z tohoto důvodu jsou při frekvencích přesahujících 1000 MHz možné pouze mělké průzkumy, pokud nejsou zkoumané materiály suché (Annan 2003).



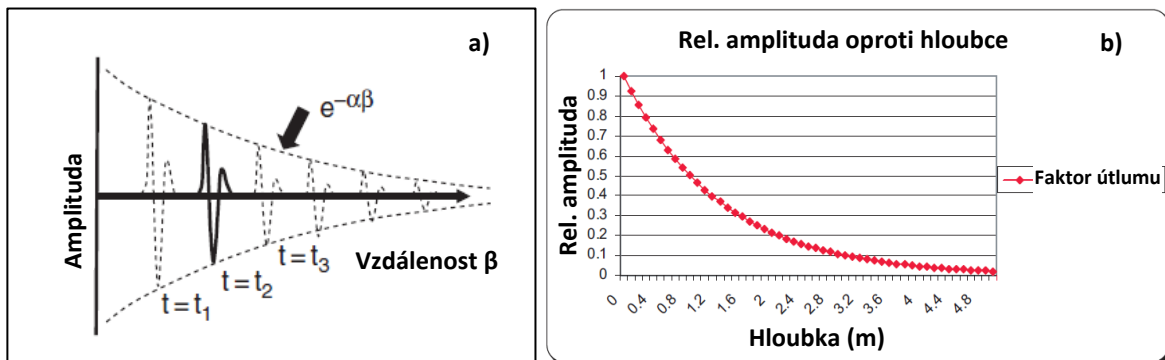
**Obrázek 2 - Závislost relativní permitivity a vodivosti vody na frekvenci působícího elektromagnetického pole. Převzato a upraveno z Annan (2003).**

Poslední z elektromagnetických vlastností, která má vliv na využití georadaru, je magnetická permeabilita ( $\mu$ ). Jedná se o obdobu permitivity pro magnetickou složku vlnění. Popisuje, jak se materiál zmagnetizuje při působení magnetického pole. Magnetická permeabilita je podle Powers (1997) mírou uložení a ztráty energie magnetického pole skrz indukovanou magnetizaci. Powers (1997) dále uvádí, že permeabilita je často při georadarových průzkumech zanedbávána, jelikož se předpokládá, že mnoho přírodních materiálů má velice slabou magnetickou odezvu. Podle stejného autora však průzkum může postihnout i materiály, které vykazují významné magnetické odezvy a

měření pomocí GPR jsou na takových materiálech ovlivněna ztrátami energie. Magnetická permeabilita je dána poměrem oxidu železitého či minerálů magnetitu a hematitu v materiálu a její vysoká hodnota zapříčiňuje horší kvalitu dat a menší hloubkový dosah signálu (Baker 2007).

Pro určení míry útlumu šířící se vlny se kromě míry útlumu signálu  $e^{-\alpha\beta}$  (obrázek 3 a) používá také tzv. skin depth. Skin depth je vypočítána jako  $1/\alpha$  a ukazuje nám v metrech, jak hluboko pod povrchem dojde k utlumení amplitudy vyslané vlny na  $1/e$  její původní hodnoty (Baker 2007). Na obrázku 3 b je znázorněn odhad útlumu amplitudy EM vlny v závislosti na hloubce průniku. Obecně platí, že:

- Čím vyšší je frekvence vlny, tím větší je útlum (skin depth v menší hloubce).
- Čím vyšší je vodivost, tím větší je útlum (skin depth v menší hloubce)
- Čím vyšší je relativní permitivita, tím menší je útlum (skin depth ve větší hloubce) (Baker 2007)



**Obrázek 3 - a) Útlum amplitudy EM vlny v závislosti na vzdálenosti a konstantě útlumu signálu, b) Vztah relativní amplitudy a hloubky průniku EM vlny pro materiál s vodivostí 10 mS/m a relativní permitivitou 6 při použití antény s frekvencí 200 MHz. Převzato z Baker (2007) a upraveno.**

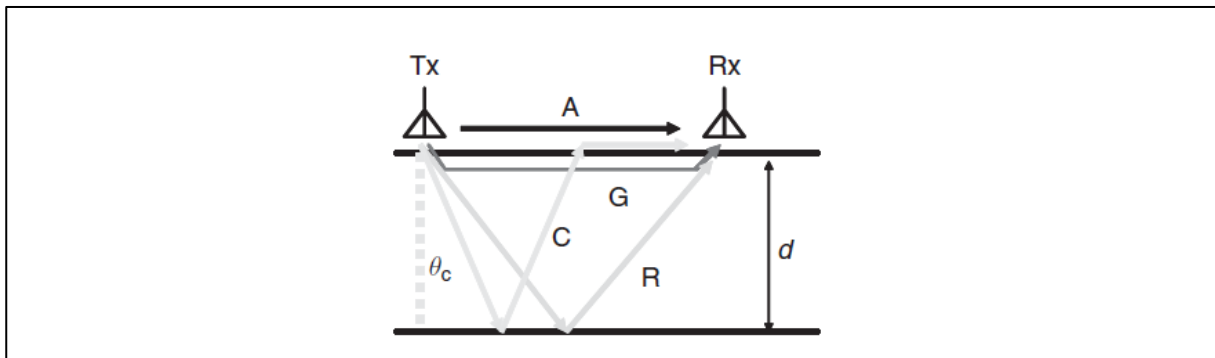
Ke ztrátám energie vlny dochází také rozptylem. Procházející vlna se při průchodu materiálem setkává s heterogenními elektrickými i magnetickými vlastnostmi v různých měřítcích. Malé heterogenity vytvářejí velice slabou nebo nedetekovatelnou odezvu, ale mají vliv na procházející signál – pohlcují část energie procházející vlny a rozptylují ji do všech směrů. Tento jev je velice závislý na frekvenci EM vlnění. Spolu s výše zmíněnými mechanismy útlumu energie je rozptyl energie započítáván do celkového snížení amplitudy vlny při průchodu dielektrikem (Annan 2008).

## 2.2. Geometrie EM vln na rozhraní

Pro georadar jsou důležitá rozhraní materiálů s různými dielektrickými vlastnostmi. Na rozhraní s odlišnými relativními permitivitami dochází k odrazům EM vlnění (Baker 2007), které jsou zaznamenávány přijímací anténou. Pro odraz EM vlnění platí klasický zákon odrazu – tedy že úhel odrazu je roven úhlu dopadu. Jelikož se jedná o trojrozměrný prostor, je nutno dodat, že dopadající a odražené vlnění zůstává v jedné rovině.

Při průniku EM vlny prostředím však nedochází pouze k odrazu, ale i k ostatním jevům, z nichž nejdůležitější je lom (refrakce). Pro lom signálu na rozhraní dvou prostředí s různou optickou hustotou platí Snellův zákon lomu. Ten zní:  $\sin(\Theta_1)/v_1 = \sin(\Theta_2)/v_2$ , přičemž  $\Theta_1$  je úhel dopadu,  $v_1$  je rychlost šíření vlny v prvním prostředí,  $\Theta_2$  je úhel lomu a  $v_2$  je rychlost šíření vlny v druhém prostředí. Při přechodu vlny z opticky hustšího do opticky řidšího prostředí dochází k lomu od normály, díky čemuž lze definovat kritický úhel dopadu. Když z hustšího do řidšího prostředí dorazí vlna pod kritickým úhlem, dojde k lomu pod úhlem přesně  $90^\circ$  od kolmice. To znamená, že pokud je úhel dopadu paprsku větší než kritický úhel, k lomu už nedochází, paprsek se pouze odrazí.

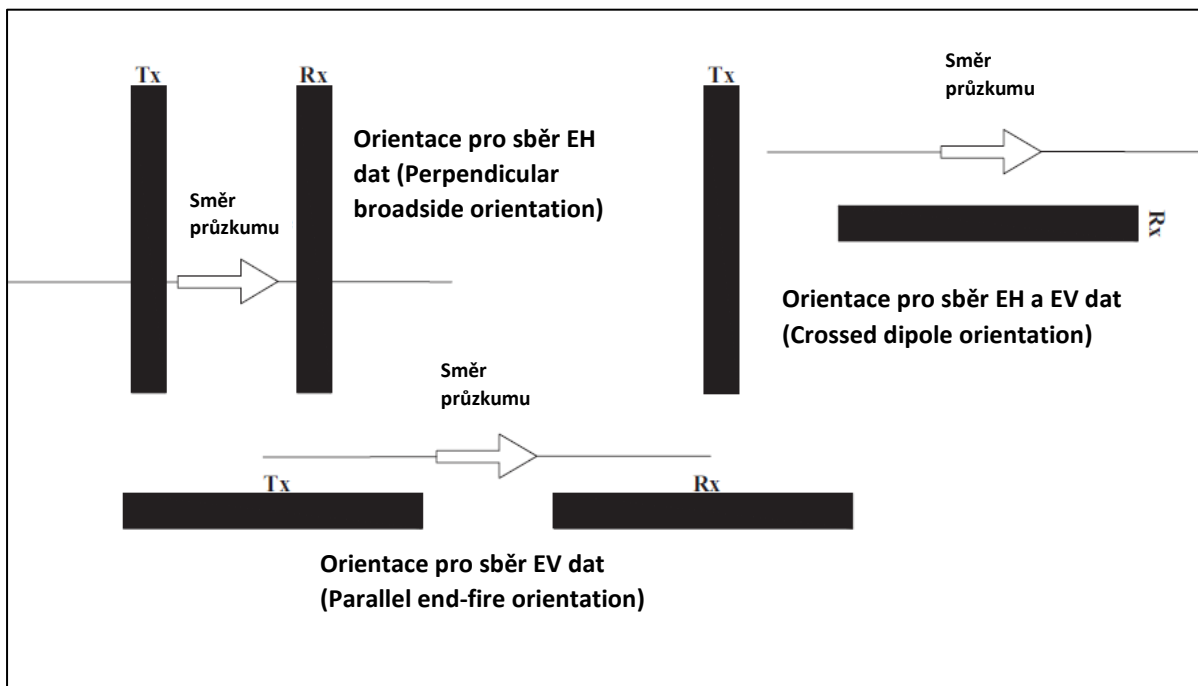
Díky výše zmíněným skutečnostem tak do přijímací antény dorazí různé typy vln. Jedná se o přímou nadpovrchovou vlnu (air wave), přímou podpovrchovou vlnu (direct ground wave), lomenou vlnu kritického úhlu (critically refracted air wave) a odraženou vlnu. Jednotlivé typy vln ukazuje obrázek číslo 4.



**Obrázek 4 - Schéma trasy šíření různých typů vln. Tx – vysílací anténa, Rx – přijímací anténa, A – přímá nadpovrchová vlna, C – lomená vlna kritického úhlu  $\theta_c$ , G – přímá podpovrchová vlna, R - odražená vlna (Annan 2008)**

### 2.3. Antény a polarizace

Elektromagnetické vlny charakterizuje kromě rychlosti, frekvence a vlnové délky také polarizace. Polarizace může být buď lineární, eliptická nebo kruhová (Baker 2007). Při GPR průzkumu jsou většinou využívány antény, které produkují lineárně polarizované vlny. Tyto vlny mají obě složky (elektrickou i magnetickou) ve stejné fázi a mají shodné amplitudy nebo jejich poměr. Pro lineárně polarizované vlny je důležitá orientace vysílací antény, jelikož vektor elektrické složky s časem nerotuje, a tudíž jediná možnost, jak dosáhnout změny orientace vektoru E, je změnit orientaci antény (Baker 2007). Pro generování různě polarizovaných vln je potřeba mít různě zorientované obě antény vůči sobě i vůči linii průzkumu. Rozlišujeme 2 typy polarizace antén – E horizontální (EH) a E vertikální (EV) – v závislosti na orientaci E složky EM pole vůči směru šíření vlny. EH má elektrickou složku rovnoběžnou s rovinou dopadu, zatímco EV má magnetickou složku rovnoběžnou s rovinou dopadu (Annan 2003). Na obrázku 5 jsou znázorněny možnosti vzájemné orientace antén pro sběr EH, EV nebo obou typů dat.



**Obrázek 5 - Různé typy vzájemné orientace antén pro sběr EH polarizovaných, EV polarizovaných nebo obou typů dat. Převzato a upraveno z Baker (2007)**

GPR často využívá broadside orientaci (jejím výstupem jsou EH polarizovaná data), jelikož ta mají obecně vyšší poměr signál – šum než EV polarizovaná data. To je částečně způsobeno orientací „osvětlené elipsy“ (footprint) vůči směru průzkumu. EV polarizovaná data jsou náchylnější k šumu z liniových objektů mimo směr průzkumu (Baker 2007). Osvětlená elipsa je prostor v dané hloubce, který je anténa schopna zabrat (osvítit). Osa A (dlouhá) elipsy je kolmá na širokou stranu antény, osa B je rovnoběžná se širokou stranou antény. Při pořizování dat za použití parallel broadside orientace bude prodloužená osa osvětlené elipsy ve směru průzkumu, při parallel end-fire orientaci bude prodloužená osa osvětlené elipsy kolmá na směr průzkumu. Právě to zvyšuje pravděpodobnost rušivého signálu od objektů mimo směr průzkumu (Baker 2007).

Antény vysílají signál do prostoru a jsou reciproční, co se týče vysílaného a přijímaného signálu (Ulaby, 2001). Vyzařovací diagram může být popsán matematickou funkcí, nebo grafickým vyjádřením závislosti intenzity vysílaného pole na směru (úhlu). Vyzařovací vzor je prostorový, bývá však graficky vyjádřen jako více 2D grafů. Jako hlavní 2D grafy jsou potom označovány a využívány ty, které jsou v rovině jednotlivých komponent elektromagnetického pole – tedy v rovině elektrické složky (E) a magnetické složky (H) (Balanis 1997, Baker 2007). Intenzita, respektive její pokles, je zde měřena v decibelech. Zavádí se také pojem direktivita, což je podíl vyzařovací intenzity v určitém směru a průměrné intenzity ve všech směrech. Pro EV polarizované vlny je nejvyšší intenzita vyzařování kolmo dolů (zenitový úhel  $0^\circ$ ), minimum se nachází v takzvaném Brewsterově úhlu. To je úhel, pod kterým se



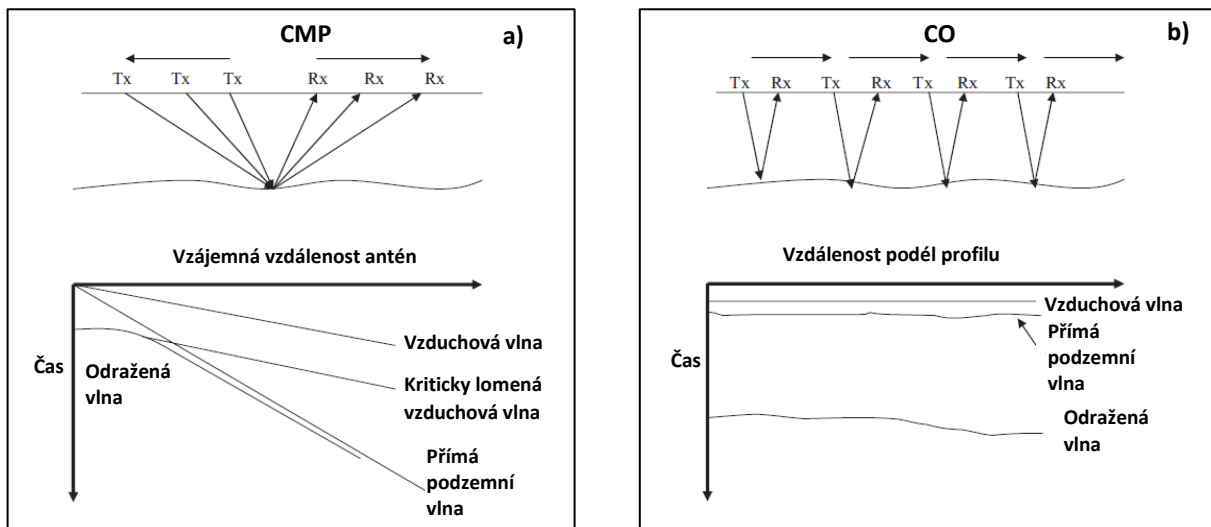
vlna, která má EV polarizaci, na rozhraní vůbec neodráží zpět k přijímači, ale veškerá její energie se přenesla přes rozhraní dále (Annan 2003, Baker 2007). Velikost Brewsterova úhlu závisí na elektrických vlastnostech materiálů, tedy pro rozhraní různých materiálů budou Brewsterovy úhly různé. U vln s polarizací EH není nejvyšší intenzita ve směru kolmo dolů, nýbrž pod úhlem  $\sin^{-1}(n^{-1})$ ; (písmeno  $n$  zde reprezentuje index lomu). U těchto vln se nesetkáme s nulovým bodem ani Brewsterovým úhlem (Baker 2007).

#### 2.4. Sběr dat

Při průzkumu v terénu existují 3 hlavní režimy sběru dat. Metoda společného středového bodu (common midpoint – CMP), metoda společného posunu (common offset – CO) a transiluminace.

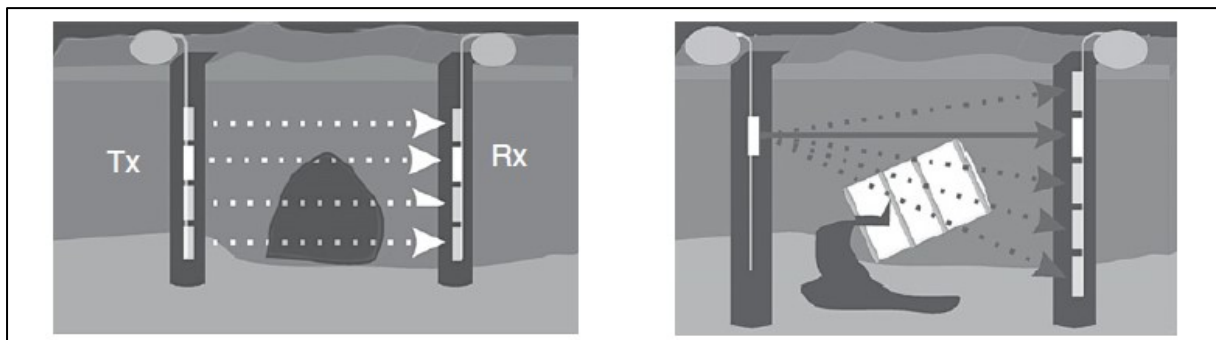
Metoda **common midpoint** – Při tomto typu pořizování dat se antény umístí stejně daleko od středového bodu (midpoint) a poté se postupně zvyšuje jejich vzájemná vzdálenost, přičemž středový bod zůstává stále na stejném místě, v polovině vzdálenosti mezi anténami. Pomocí této metody lze určit rychlosti šíření elektromagnetických vln v daném geologickém prostředí, a to pomocí vlny, která prochází zemí těsně pod povrchem mezi anténami (direct ground wave) (Smith and Jol 1995). Jelikož známe vzájemné vzdálenosti antén a čas mezi vysláním vlny a jejím přijetím druhou anténou (two way travel time), lze spočítat rychlost šíření vln i hlouběji pod zemí (Baker 2007).

Metoda **common offset** se používá k mapování podpovrchových struktur. Vysílací a přijímací antény jsou od sebe v konstantní vzdálenosti, ale mohou být orientovány různě vzájemně i vůči směru měření. Měří se většinou po liniích, které jsou rovnoběžné a pokrývají celé cílové území. Cílem měření je pomocí odrazů vysílaných rádiových vln zjistit odlišnosti v přijímaných amplitudách a zpoždění přichodící vlny, z čehož lze určit odchylky v rychlosti, útlumu vln a impedanci, které se poté na radargramu zobrazí jako jednotlivé podpovrchové struktury. Georadar neměří přímo hloubky, nýbrž čas mezi vysláním signálu vysílačem a přijetím signálu přijímačem (two way travel time). Z časových údajů lze spočítat hloubku pomocí rychlostí šíření vln, změřených například metodou common midpoint. Při průzkumu metodou common offset je důležitá především frekvence, orientace a vzájemná vzdálenost antén a vzájemná vzdálenost linií, na kterých se měření provádějí (Annan 2008).



**Obrázek 6 - a) Schéma průzkumu metodou common midpoint (nahore) a idealizovaný graf času příchodu jednotlivých typů vln v závislosti na vzájemné vzdálenosti antén (dole), b) Schéma průzkumu metodou common offset (nahore) a idealizovaný graf času příchodu jednotlivých typů vln v závislosti na staničení (dole). Převzato z Baker (2007) a upraveno.**

**Transiluminace** – Při tomto typu průzkumu jsou antény umístěny ve vrtech, kde zaznamenávají refrakci signálu. Signál prochází z vysílače umístěného ve vrtu skrz objekty a po průchodu je přijímán v druhém vrtu přijímačem. Antény jsou vzájemně posouvány, aby byl zmapován studovaný prostor (viz obrázek 7).



**Obrázek 7 - Schéma průzkumu metodou transiluminace. Převzato z Annan (2008).**

### 3. Využití georadaru v periglaciálním prostředí

#### 3.1. Vymezení permafrostu a činné vrstvy

Jako permafrost se označují horniny nebo sedimenty, led a organický materiál, které mají teplotu 0 °C nebo nižší alespoň ve 2 po sobě následujících letech (French 2018). Jen na severní polokouli zabírá permafrost přibližně 24 % plochy souše (Westermann et al. 2010). Obu (2021) ale poukazuje na nadsazování těchto čísel a odhaduje plochu permafrostu na severní polokouli na cca 14 milionů kilometrů čtverečních, tedy asi 15 % povrchu souše na této polokouli. Permafrost se hojně vyskytuje například v severních částech Kanady, Ruska či na Aljašce, na jižní polokouli potom v jižní části And a na Antarktidě. Dosahuje mocností od jednotek až po tisíce metrů, nejvyšší mocnost (asi 1500 metrů) má na severní Sibiři. Permafrost můžeme dělit podle toho, kolik procent plochy území pokrývá, na souvislý, nesouvislý a sporadický. V poslední době je permafrost předmětem četných výzkumů z důvodu globálního oteplování. Degradace permafrostu a s tím spojené uvolňování uhlíku a metanu může mít významný vliv na urychlení globálního oteplování, podle Abbotta a Schuura (2011) může být celkový efekt tání permafrostu na klima až 2,5krát silnější než současné rychlé odlesňování. Degradace permafrostu může také vést ke zvýšené nestabilitě svahů, ohrožení staveb a dalším rizikům (Hauck a Kneisel 2008).

Tradiční metodou pro výzkum permafrostu jsou hloubkové vrty. Jelikož je v permafrostu hloubkové vrtání časově, finančně i logisticky velice náročné, najdou zde geofyzikální metody, včetně georadaru, bohaté využití (Kneisel et al. 2008). S jejich pomocí lze zkoumat permafrost i do hloubky několika desítek metrů (např. Schennen et al. 2016), a to na rozsáhlých plochách (Kneisel et al. 2008). Podle Arconeho et al. (1998) je pro docílení největšího hloubkového dosahu výhodnější pracovat s georadarem na permafrostu v zimě, jelikož v létě rozmrzá činná vrstva permafrostu. To se projeví zvýšeným obsahem vody v kapalném skupenství, což vede k většímu útlumu signálu. Vysoká míra útlumu signálu omezuje použitelnost georadaru i ve zmrzlých jílech a hlínách (Davis et al. 1976, Annan a Davis 1976, Arcone et al. 1998). V půdách s hrubozrnnějším materiálem se míra útlumu signálu snižuje, zvyšuje se hloubka průniku a podmínky georadarového průzkumu jsou obecně příznivější (Hinkel et al. 2001). Většina georadarových měření na permafrostu je založena na kontrastu mezi dielektrickými vlastnostmi půdy s kladnou a se zápornou teplotou. Tento kontrast je způsoben přítomností kapalné vody.

Georadar najde využití už při samotném určování, zda se jedná o permafrost, jelikož dokáže rozlišit mezi zmrzlým a nezmrzlým materiálem (Klug et al. 2017). Stejně tak lze na základě této schopnosti georadaru lokalizovat taliky, což jsou tělesa v permafrostu, která mají po dobu nejméně dvou let kladnou teplotu. Četné práce se také zaměřují na výzkum činné vrstvy permafrostu. Georadar je při

tom využíván na měření mocnosti činné vrstvy, z čehož lze při opakovaných měřeních vyčíst informace o dynamice činné vrstvy, o změnách její mocnosti během roku nebo například o změnách její objemové vlhkosti (Westermann et al. 2010, Wollschläger et al. 2010). V permafrostu lze také pomocí georadaru detekovat ledová tělesa jako jsou ledové klíny či čočky (Hinkel et al. 2001). Led má výrazně jiné dielektrické vlastnosti než okolní půdy a sedimenty, a proto se na rozhraní s ním elektromagnetické vlny dobře odráží. Mocnost samotného permafrostu je pomocí GPR špatně určitelná, jelikož dosahuje až stovek metrů, což je, zvláště pokud je přítomná i činná vrstva s vysokým tlumícím faktorem, příliš mnoho.

Při výzkumu na permafrostu se pro verifikaci výsledků často používají i jiné metody, pomocí kterých lze ověřit výsledky GPR průzkumu a určit optimální parametry měření (Hinkel et al. 2001). Většinou se pro tento účel využívá vrtů, nebo jiných geofyzikálních metod.

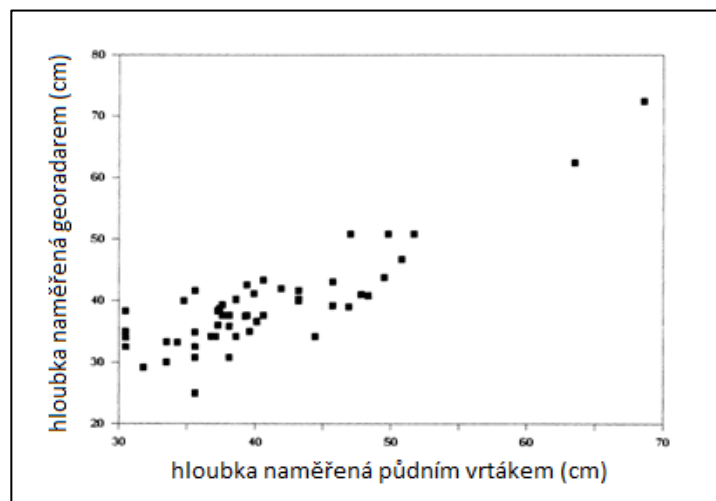
Měření bývají prováděna podél transektů dlouhých desítky až tisíce metrů (podle měřítka výzkumu). Antény přitom bývají vlečeny v závislosti na zkoumaném prostředí buď za vozidlem, nebo manuálně v rychlostech jednotek kilometrů za hodinu. Podél profilů bývají v určitých rozmezech umístěny značky, které slouží ke georeferencování pozorovacích bodů. Při průjezdu vlečené antény kolem vlajky vyznačí operátor značku do kontinuálního záznamu georadaru (Hinkel et al. 2001). Tak vznikají bodová pozorování, kterých mohou být na zkoumaném území zaznamenány i stovky (např. Doolittle et al. 1990).

Činná (aktivní) vrstva permafrostu je vrstva nad permafrostem, která sezónně taje. Mocnost činné vrstvy z dlouhodobého hlediska závisí především na teplotě a délce období, kdy činná vrstva taje. Hloubka sezónního tání je však lokálně ovlivněna různými dalšími faktory, které ovlivňují místní mikroklima a energetickou bilanci povrchu. Důležitými faktory jsou povrchová teplota, fyzikální a tepelné vlastnosti povrchu a substrátu, vegetační kryt, vlhkost půdy, albedo, tloušťka a doba trvání sněhové pokrývky (Wollschläger et al. 2010). Degradaci permafrostu v důsledku globálního oteplování předchází zvyšování mocnosti činné vrstvy (Westermann et al. 2010).

Pro měření mocnosti činné vrstvy permafrostu pomocí georadaru je potřeba období, kdy je činná vrstva nezmrzlá, tedy na severní polokouli ideálně během léta. Pro zjištění maximální mocnosti činné vrstvy je obvykle měření vykonáváno na konci léta, kdy je vrstva nejmocnější (například Westermann et al. 2010). V nejchladnější části roku, kdy je činná vrstva zmrzlá, nelze její mocnost určit, jelikož její dielektrické vlastnosti (relativní permitivita) jsou podobné vlastnostem permafrostu a na rozhraní těchto vrstev nevznikají odrazy, které by bylo možno interpretovat (Arcone et al. 1998).

Hloubku rozmrznání lze určit také pomocí půdní a mrazové sondy. Ta se ale stává těžce použitelnou v kamenité půdě či ve skalním podloží a tam, kde země rozmrzá do hloubek větších než 1,5 m

(Moorman et al. 2003). Na rozdíl od konvenčních metod (mrazová sonda, půdní vrták) pořizuje georadar kontinuální záznam podpovrchových struktur, a navíc se jedná o rychlejší a přesnější metodu (Doolittle et al. 1990). Pro GPR také neplatí omezení jako pro mrazovou sondu. Změřené mocnosti činné vrstvy se mohou při porovnávání GPR a půdního vrtáku mírně lišit, jak je možno odečíst z grafu hloubek dosažených pomocí obou metod na shodných místech (obrázek 8). Odlišnosti mohou být způsobeny při vrtání – vrt nemusí být proveden přesně kolmo, hranice zmrzlé země může být špatně určena a vrt nemusí být přesně v místě georadarového měření. Nepřesnosti vznikají i při GPR měření – rychlost šíření EM vln je silně ovlivněna obsahem vody v půdě. Ten není v hloubkovém profilu homogenní, a tak nelze přesně určit rychlost šíření vln a tím pádem nejsou spočítané hloubky zcela přesné (Doolittle et al. 1990). Rozhraní mezi zmrzlou a nezmrzlou zemí je díky silnému kontrastu dielektrických konstant, a tím pádem vysokému koeficientu odrazu (viz tabulka 2) na radargramu, indikováno silným souvislým odrazem (Moorman et al. 2003).



**Obrázek 8 - Porovnání naměřené hloubky ke zmrzlým vrstvám za pomoci půdního vrtáku a georadaru. Převzato z Doolittle et al. (1990) a upraveno.**

Frekvence vysílačů a přijímačů, používaných pro měření mocnosti činné vrstvy permafrostu, se liší v závislosti na požadované přesnosti a na vlastnostech zkoumaného prostředí. Brosten et al. (2009) při určování mocnosti činné vrstvy permafrostu podél arktických toků využíval antény o frekvenci 200 MHz. Stejně frekvence antén používal i Wollschläger et al. (2010) při sledování vlivu vlastností povrchu

Z prostředí	Do prostředí	Koeficient odrazu
Nezmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 25$ )	Zmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 6$ )	0,34
Nezmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 25$ )	Led ( $\epsilon_r = 3,2$ )	0,47
Zmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 6$ )	Led ( $\epsilon_r = 3,2$ )	0,16
Zmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 6$ )	Skála ( $\epsilon_r = 8$ )	-0,07
Zmrzlý sediment ( $\epsilon_r = 6$ )	Vzduch ( $\epsilon_r = 1$ )	0,42

**Tabulka 2 - Koeficienty odrazu při vertikálním dopadu pro některá prostředí v rámci permafrostu. Převzato z Moorman et al. (2003) a upraveno.**

a struktury půdy na prostorové odlišnosti v mocnosti a obsahu vlhkosti činné vrstvy permafrostu. Nižších frekvencí použil Kneisel et al. (2008) při výzkumu termálních podmínek permafrostu v mělkých vodách delty Mackenzie, protože při velice komplexní vertikální struktuře a velkých rozdílech v dielektrických vlastnostech jednotlivých materiálů je složité dosáhnout ideální rovnováhy mezi rozlišením a hloubkou průniku signálu. Velký rozdíl v rychlosti šíření radarových vln mezi ledem (rychlost cca 0,16 m/ns) a vodou (rychlost cca 0,03 m/ns) a rozdíl v útlumu signálu mezi ledem (extrémně nízký) a nezmrzlými sedimenty (vysoký) znemožňuje použití pouze jedné frekvence k zobrazení podpovrchových struktur s přiměřeným rozlišením a k určení hloubky permafrostu pod tenkou aktivní vrstvou (Kneisel et al. 2008). Proto Kneisel et al. (2008) používal ke stanovení termální struktury země pod dnem frekvencí mezi 12,5 a 100 MHz v závislosti na mocnosti nezmrzlého sedimentu. Podle Arconeho et al. (1998) byla rozhraní mezi sedimenty s kladnou a zápornou teplotou nejlépe rozlišena při frekvencích 100 MHz. Hinkel et al. (2001) zase z důvodu potřeby vysokého rozlišení podpovrchových struktur operoval s anténou o frekvenci 400 MHz.

Mocnost činné vrstvy zjištěná pomocí georadaru se většinou liší od mocnosti určené půdními vrty pouze o 2,5 až 5 cm, pokud je mocnost vrstvy nižší než 2 metry (Dollittle et al. 1990). Moorman et al. (2003) zase uvádí, že hloubka tání v rámci činné vrstvy může být pomocí georadaru změřena s vertikální přesností 10 cm. Obecně lze říci, že chyby v měření mocnosti činné vrstvy jsou většinou v jednotkách centimetrů.

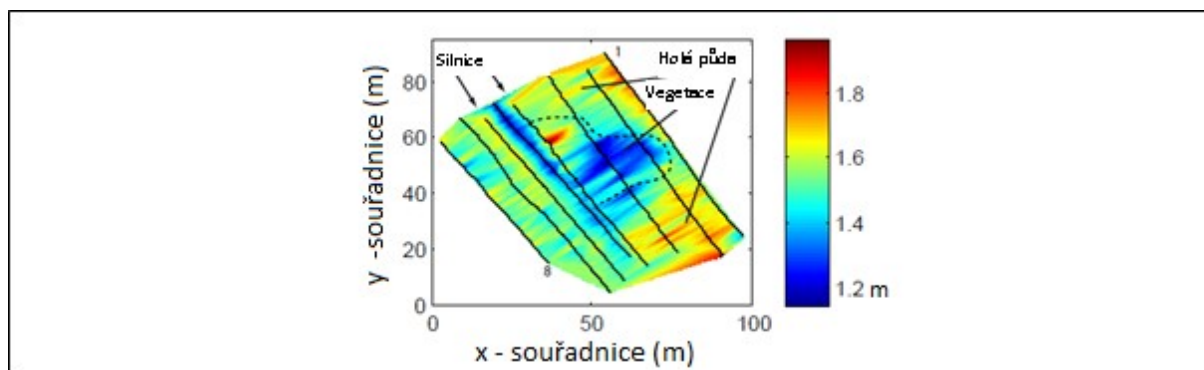
Změřené hloubky rozhraní činné vrstvy a permafrostu se liší v závislosti na oblasti a také na čase průzkumu, tzn., kdy během roku byl průzkum realizován. Pokud není měření provedeno v období maximální hloubky tání činné vrstvy, nelze mluvit o stanovení mocnosti činné vrstvy, ale pouze o hloubce, do které je činná vrstva roztátá v aktuálním období (Doolittle et al. 1990).

Vysokých mocností dosahuje činná vrstva v údolí Mackenzie u města Norman Wells v severozápadní Kanadě. V místě GPR profilu byla činná vrstva místy až 4,5 m mocná, lokálně se její mocnost snižovala s rostoucím obsahem ledu v permafrostu pod ní až ke 2 m (Moorman et al. 2003). O něco nižších

maximálních mocností dosahovala vrstva s kladnou teplotou v oblasti řeky Kuparuk na Aljašce. Zde byly zjištěny zajímavé lokální rozdíly – zatímco v rámci hlavního toku byly zjištěny nejvyšší mocnosti nezmrzlé vrstvy pod říční štěrkovou lavicí (přibližně 2,3 m) a nejnižší mocnosti pod hlubšími tůněmi (cca 1 m), u vedlejších ramen s rašelinným dnem tomu bylo přesně naopak – největší mocnosti byly naměřeny pod hlubšími tůněmi (cca 1,5 m) a nejmenší pod mělčími částmi toku (0,9 m) (Brosten et al. 2009). Hranice zmrzlé země byla nalezena nejhluběji v 2,9 m, a to na říční štěrkové lavici u jezírka Green Cabin Lake. Autoři tyto rozdíly vysvětlují tím, že štěrkové lavice jsou schopny dobře absorbovat sluneční vlnění a vést teplo do nižších vrstev – proto jsou v místech těchto lavic nejhlubší zóny sezónního tání. V místech s rašelinným pokryvem dochází podle Brostena et al. (2009) k jevu, kdy se rašelina špatně ohřívá, a proto zde země taje méně. V místech hlubokých tůní s rašelinným dnem potom autoři vysvětlují hlubší hranici zmrzlé země pomocí existence talíku, který může existovat právě díky dobře izolující rašelině.

Na aluviálních sedimentech centrální Aljašky dosahují mocnosti činné vrstvy 1,6 až 2,6 m (Arcone et al. 1998). Na vlhké a mokré tundře jihozápadní Aljašky se mocnosti činné vrstvy liší v závislosti na půdním typu a vlhkosti povrchu. Podle Doolittla et al. (1990) je činná vrstva průměrně nejmocnější v písčítých areálech „vlhké ostřicové tundry“ (moist sedge tundra), kde je medián změřených mocností 90 cm. O trochu nižší mocnost byla naměřena na lokalitách „mokré ostřicové tundry“ (wet sedge tundra) s přítomností siltu, kde dosahovala průměrně 60 cm. Nejnižší pak byla mocnost činné vrstvy na prachovitých lokalitách „vlhké ostřicové tundry“, a to průměrně 38 cm.

Zajímavé závěry byly učiněny při výzkumu variací hloubky tání činné vrstvy na Tibetské plošině (Wollschläger et al. 2010). Topografie zmrzlé vrstvy zde obecně kopíruje topografii povrchu, nicméně zde existují poměrně výrazné lokální rozdíly mezi částmi území s holým povrchem a částmi území porostlými vegetací. Pod vegetací je hloubka tání o 0,3 až 0,7 m menší než pod okolní holou půdou, rozhraní mezi zmrzlou a nezmrzlou půdou je tedy blíže k povrchu (obrázek 9). Podle Wollschlägera et al. (2010) nemá samotná vegetace z důvodu její řídkosti výrazný vliv na teplotní vlastnosti půdy. Větší



**Obrázek 9 – Mocnosti činné vrstvy je v lokalitách bez vegetace až o 0,7 m hlubší. Převzato z Wollschläger et al. (2010) a upraveno.**

vliv má zvýšené odpařování půdní vlhkosti z jemně strukturované půdy, která se pod vegetací nachází. V období, kdy voda ve svrchních vrstvách půdy není zmrzlá, dochází k odpařování, což vede ke snižování podpovrchové teploty a k výše položené hranici zmrzlé půdy.

V hruběji strukturovaných půdách bez vegetačního krytu je kapilární výstup vody nižší a k odpařování (tím pádem i k ochlazení) nedochází v takové míře, proto se i hranice zmrzlé půdy nachází níže, konkrétně 1,5 až 2 m pod povrchem (Wollschläger et al. 2010). Skutečnost, že pod vegetací je hranice permafrostu méně hluboko potvrzuje i Akerman (2005) (tabulka 3), který se ve svém výzkumu věnuje mocnosti činné vrstvy a svahovým procesům na Špicberkách.

Materiál	Bez vegetace	S vegetací
	prům. mocnost č. vrstvy (max.)	prům. mocnost č. vrstvy (max.)
Regolit	0,72 (1,12)	
Talus	0,62 (0,91)	
Plážový písek	1,60 (2,40)	
Plážový štěrk	1,25 (2,23)	1,10 (1,60)
Aluvium	1,10 (1,97)	0,95 (1,68)
Till	0,87 (1,43)	0,77 (1,22)
Organické půdy		0,42 (0,71)

**Tabulka 3 - Mocnosti činné vrstvy na Špicberkách podle materiálů a vegetačního krytu. Převzato z Akerman (2005) a upraveno.**

Na Špicberkách byla v roce 2008 naměřena mocnost nezmrzlé vrstvy cca 1,5 až 2 m, což jsou hodnoty, které patří mezi dosud nejvyšší naměřené v této oblasti (Westermann et al. 2010). Jelikož měření probíhala v srpnu a v září, tato mocnost pravděpodobně reprezentuje mocnost činné vrstvy. Jde o nárůst o více než půl metru oproti měřením, které provedli mezi lety 1998 a 2000 Roth a Boike (2001), což se shoduje se zvyšováním teploty permafrostu a přibýváním mocnosti činné vrstvy na jiných lokalitách v rámci Špicberk (Westermann et al. 2010).

### 3.2. Vlastnosti a struktura činné vrstvy a permafrostu

Georadarem lze také měřit celou řadu vlastností činné vrstvy i permafrostu. V činné vrstvě lze za pomoci GPR určit kromě její mocnosti (viz předchozí kapitola) i změny její vlhkosti v prostoru (např. Wollschläger et al. 2010). Dalším parametrem, který lze pomocí georadaru změřit, je relativní permitivita prostředí (například Jadoon et al. 2015). Důležitá je také aplikace georadaru k detekci přítomnosti ledových těles. V rámci činné vrstvy dochází v chladných obdobích k zámruzu vody a vzniku ledových struktur. Během teplých období naopak led taje a tavná voda migruje. Z tohoto důvodu dochází v zónách bohatých na led k častému sesedání půdy (Klug et al. 2017), což může mít velký dopad na obyvatelstvo, především na základy staveb. Proto je důležitou součástí četných výzkumů detekce ledových struktur (čoček či klínů) pod povrchem. Možná je pomocí GPR také lokalizace taliků



v permafrostu či detekce hladiny podzemní vody pod permafrostem (Arcone et al. 1998). Pomocí 3D profilování lze potom vymezit geologické struktury v permafrostu a vytvořit 3D kryostratigrafický model země až do hloubek přes 20 m (Schennen et al. 2016).

### 3.2.1. Obsah půdní vody v činné vrstvě

Obsah půdní vody v činné vrstvě má zásadní význam pro podpovrchovou energetickou bilanci a řadu periglaciálních procesů (např. mrazové vzdouvání nebo tání podzemního ledu). Sledování obsahu vody v půdě pomocí jiných geofyzikálních metod (např. gravimetrická měření nebo TDR) nebo pomocí odebrání vzorků je však pracné nebo poskytuje pouze bodová měření (Moorman et al. 2003). Z důvodu vysoké relativní permitivity vody (cca 80, Davis a Annan 1989) její přítomnost zvyšuje relativní permitivitu materiálu, který vodu obsahuje. Díky tomu lze pomocí georadaru odhadovat obsah půdní vody a sledovat jeho časové a prostorové změny (Moorman et al. 2003). Zároveň má obsah půdní vody v činné vrstvě velký vliv na měření pomocí georadaru. Pokud se elektromagnetická vlna šíří v poměrně homogenním materiálu, změny obsahu půdní vody v horizontálním i vertikálním měřítku způsobují nerovnoměrné rychlosti jejího šíření. To potom vede k celkem výraznému ovlivnění vymezení hloubek odrazných rozhraní (Westermann et al. 2010). Rychlosti šíření se v suchých a vlhkých materiálech liší, takže pokud při přepočtu času na hloubku počítáme s jednou hodnotou obsahu půdní vody, ačkoliv ten se horizontálně i vertikálně mění, přepočtené hloubky jsou potom nesprávné. Z tabulky 2 lze vyčíst, jak se liší rychlosti šíření EM vln pro stejné materiály s nízkým obsahem půdní vody (suché) a s vysokým obsahem půdní vody (vlhké). Například pro suchý a vlhký písek se uvedená rychlost šíření liší více než dvakrát. Problémy s variabilitou vlhkosti půdy lze překonat použitím vícekanálových systémů, které jsou schopny současně mapovat hloubku odrazného rozhraní a průměrný obsah vody v půdě mezi povrchem a odrazným rozhraním (Bradford 2008 a Gerhards et al. 2008 v Westermann et al. 2010).

Vzhledem k polární povaze vody je obsah vody v materiálu jedním z důležitých faktorů ovlivňujících jeho relativní permitivitu. Měření relativní permitivity se proto běžně používá pro stanovení obsahu vody v půdách (Berthling a Melvold 2008). Jednou z metod, jak stanovit objemovou vlhkost půdy, je sledovat proměnlivost příchodu přímé podpovrchové vlny (Moorman et al. 2003). Pokud se během měření v rámci lokality zachová shodná vzájemná vzdálenost antén, časový rozdíl mezi příchodem přímé nadpovrchové a přímé podpovrchové vlny ukazuje na rozdíly v rychlosti šíření EM vln těsně pod povrchem (Moorman et al. 2003). Podle Huismana a Boutena (2002) lze při přesném časovém měření přímé podpovrchové vlny určit obsah půdní vody s přesností až  $0,003 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ . Při známé rychlosti šíření EM vlnění lze potom obsah vody v půdě spočítat pomocí rovnice:

$$\theta = a\sqrt{\varepsilon_r} - b$$

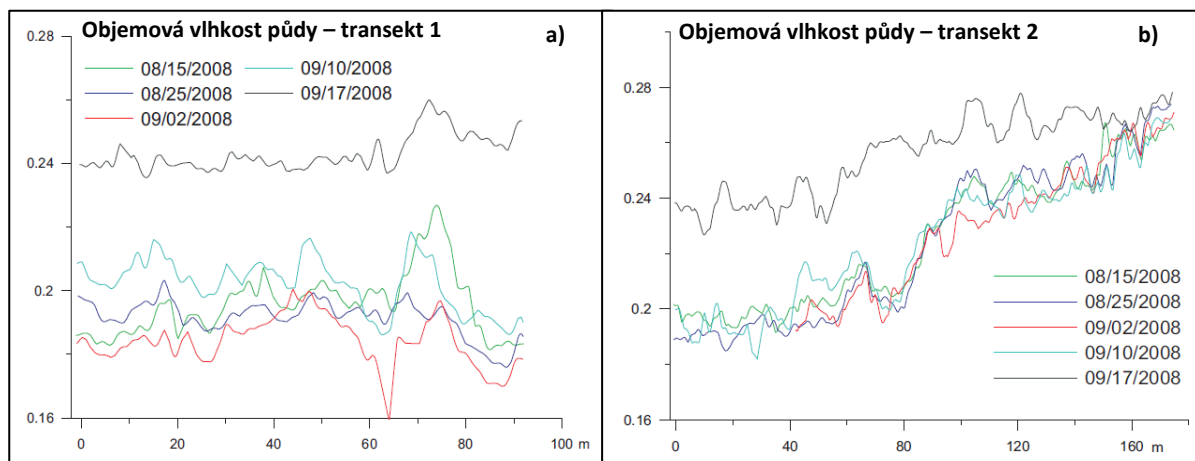
kde  $\varepsilon_r$  je relativní permitivita prostředí a  $a$  a  $b$  jsou konstanty závislé na vlastnostech prostředí, které je možno určit přímými měřeními v lokalitě průzkumu (Moorman et al. 2003). Další metodou ke stanovení objemové vlhkosti půdy je výpočet na základě naměřené relativní permitivity prostředí a odhadnutých (tabulkových) relativních permitivit jednotlivých složek země. Obsah vody v půdě se potom vypočítá pomocí CRIM (Complex Refractive Index Model – model komplexního indexu lomu) (Westermann et al. 2010, Wollschläger et al. 2010) následujícím způsobem:

$$\sqrt{\varepsilon_c} = \theta\sqrt{\varepsilon_w} + (1 - \emptyset)\sqrt{\varepsilon_s} + (\emptyset - \theta)\sqrt{\varepsilon_a}$$

kde  $\varepsilon_c$  je složená relativní permitivita tvořená relativními permitivitami suché pevné hmoty ( $\varepsilon_s$ ), vody ( $\varepsilon_w$ ) a vzduchu ( $\varepsilon_a$ ),  $\emptyset$  je porozita a  $\theta$  je obsah vody v půdě v objemových procentech. Upravením této rovnice a stanovením  $\varepsilon_a = 1$  získáme:

$$\theta = \frac{\sqrt{\varepsilon_c} - \sqrt{\varepsilon_s} - \emptyset(1 - \sqrt{\varepsilon_s})}{\sqrt{\varepsilon_w} - 1}$$

Jelikož známe  $\varepsilon_c$  (změřená relativní permitivita prostředí),  $\varepsilon_w$  (podle tabulek cca 80),  $\varepsilon_s$  (opět tabulková hodnota pro daný suchý materiál) i  $\emptyset$  (odhad pro materiál v místě průzkumu), můžeme spočítat přibližný obsah vody v půdě. Výstupem je vždy zprůměrovaná hodnota obsahu půdní vody v celé měřené vrstvě, v rámci jedné vrstvy se tedy měří pouze horizontální, nikoliv vertikální variabilita vlhkosti půdy (Wollschläger et al. 2010)



**Obrázek 10 – Objemová vlhkost půdy naměřená během léta 2008 na Špicberkách. A) hodnoty naměřené v transektu 1, černě zvýrazněná odlišnost posledního měření kvůli vysokému úhrnu srážek v předchozím týdnu. B) hodnoty naměřené v transektu 2, směrem doprava ovlivněno přítomností vodního toku, který jednak zvyšuje obsah vody v půdě a zároveň minimalizuje rozdíly mezi jednotlivými měřeními. Převzato z Westermann et al. (2010) a upraveno.**

Obsah vody v půdě se liší v čase i prostoru. Mají na něj vliv teplotní, ale především srážkové výkyvy i poloha vůči vodním tokům. Při výzkumu Westermann et al. (2010) došlo například během měření k výrazné srážkové události (přibližně 40 mm za týden), která zvýšila obsah půdní vody o cca 4 %. Kromě

tohoto měření, ovlivněného vydatnými srážkami, se hodnoty, naměřené Westermannem et al. (2010) na území Špicberků, pohybovaly většinou mezi 18 a 25 procenty (obrázek 10 a, b). Na obrázku 10 b lze vidět, jak přítomnost blízkého vodního toku ovlivňuje obsah půdní vody, z obrázků 10 a i b lze potom odečíst vliv srážek na půdní vlhkost.

Wollschläger et al. (2010) uvádí 2 hlavní důvody odlišností v obsahu půdní vody v lokálním měřítku na Tibetské plošině. Hodnoty se zde pohybují mezi 15 a 30 % a mění se hlavně v důsledku: 1) hladiny podzemní vody a její vazby na topografii povrchu a s tím související topografii přechodu mezi činnou vrstvou a permafrostem a 2) struktury půdy a přítomnosti vegetace. Hladina podzemní vody je podle Wollschlägera et al. (2010) klíčovým faktorem v určování průměrného vertikálního obsahu půdní vody. Hladina podzemní vody je totiž obecně vodorovná, na rozdíl od topografie hranice zmrzlé půdy. To znamená, že v místech lokálních sníženin (větších hloubek činné vrstvy) je podzemní voda ve větší části vertikálního profilu a tím pádem výrazně přispívá k průměrné objemové vlhkosti v tomto profilu. Struktura půdy ovlivňuje obsah vody převážně svými vlastnostmi, vhodnými či nevhodnými pro kapilární vztlínání. V jemně strukturovaných (např. písčítých) půdách dochází ke vztlínání ve větší míře než v půdách s hrubou strukturou. Kapilární zdvih vody vede k většímu vypařování a tím k menšímu obsahu vody v půdě. Ke ztrátě vody z půdy přispívá i vegetace, která vodu získává svými kořeny. Vztah mezi strukturou půdy a obsahem půdní vody potvrzuje i Moorman et al. (2003).

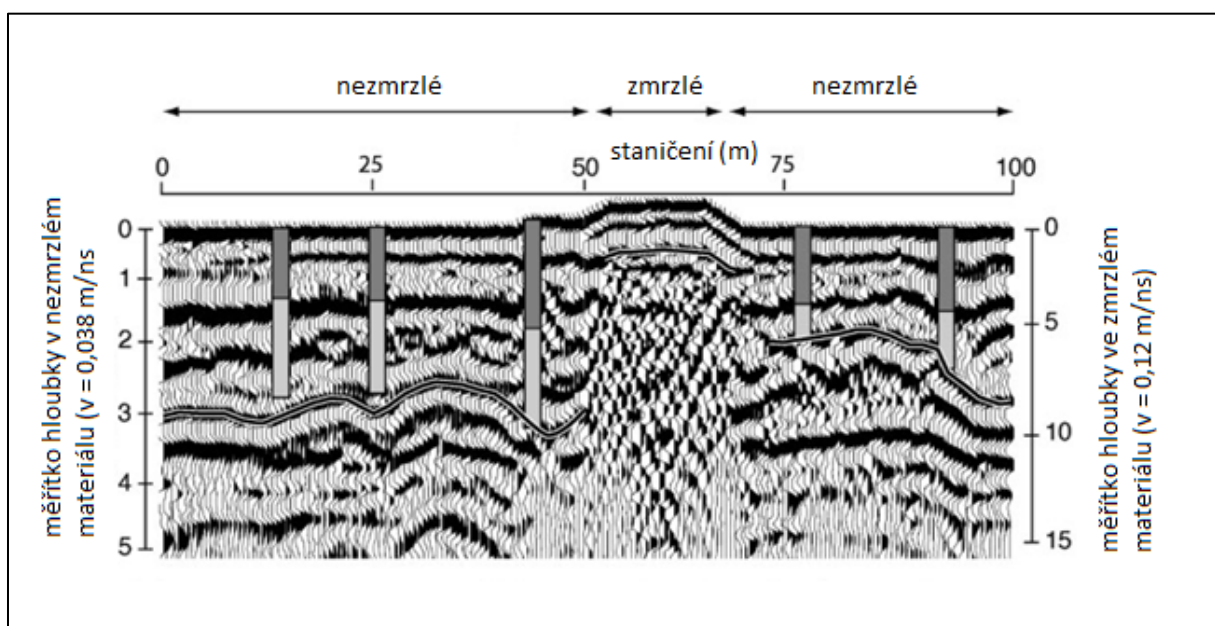
Zvýšený obsah vody v půdě má vliv na její energetickou bilanci. Vysoké úhrny dešťových srážek na podzim, těsně před opětovným mrznutím činné vrstvy, patrně vedou k jejímu pozdějšímu mrznutí. To může v kombinaci s mírnější zimou a brzkou přítomností sněhové pokrývky přispívat ke vzniku taliků (Westermann et al. 2010). Měření georadarem, prováděná bezprostředně před opětovným zámrazem činné vrstvy, proto mohou přispět k lokalizaci potenciálních míst v oblastech permafrostu, kde může začít docházet ke vzniku taliků, a tím i počáteční degradaci permafrostu (Westermann et al. 2010). Samotné vymezení taliků bývá složité z důvodu problematiky odrazu georadarového signálu od sklonitého rozhraní. Když se sklon rozhraní blíží 45°, množství energie odražené od rozhraní zpět k anténě se blíží nule (Moorman et al. 2003).

### **3.2.2. Detekce podzemního ledu**

V mnoha oblastech s permafrostem představuje přítomnost podzemního ledu významné geologické nebezpečí pro činnosti související s rozvojem, jako je výstavba domů a potrubí, těžba atd. (Dallimore a Davis 1992). Jeho detekce je proto důležitá pro předcházení těmto nebezpečím.

Ledová tělesa jsou na radargramu rozpoznatelná podle zřetelného rozhraní a znatelné absence vnitřních odrazných ploch. Led je totiž poměrně homogenní, není zde mnoho vnitřních heterogenit, které by způsobovaly kontrast v relativních permitivitách (Moorman et al. 2003). Led se zároveň

dielektrickými vlastnostmi odlišuje od okolního prostředí. Ledová tělesa mohou dosahovat mocností i několika desítek metrů a vzhledem ke svým dielektrickým vlastnostem je lze mapovat do poměrně velkých hloubek. Například Dallimore a Davis (1992) naměřili pomocí GPR mocnosti ledových těles v Severozápadních teritoriích v Kanadě až 12 m. Takto mocná tělesa ledu často tvoří jádra kopců a pahorků vzniklých periglaciálními procesy (viz Dallimore a Davis 1992, Moorman et al. 2003). Naopak malá tělesa podzemního ledu (ledové čočky) způsobují rozptyl a tím pádem chaotické odrazy a útlum vysílaného signálu (obrázek 11). Maskují tak odrazná rozhraní ve větších hloubkách. Ledové klíny zase vytvářejí nápadné odrazy, jejich horní hrany jsou však často zastřené a obtížně identifikovatelné. Skutečné horní hrany ledových klínů se často vyskytují v menších hloubkách, kde jsou maskovány odrazy od nadložních půdních horizontů a prvků (Hinkel et al. 2001).



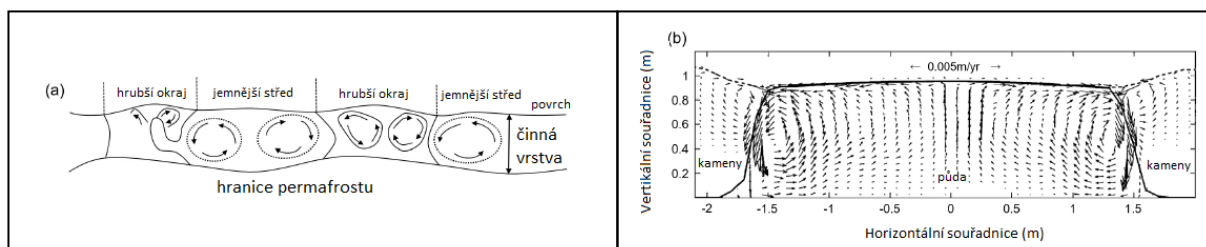
**Obrázek 11 - GPR profil skrz rašelinný pahorek. Pod rašelinným pahorkem (mezi 50. a 70. metrem) lze vidět velké množství malých ledových čoček, které produkují chaotické odrazy. Zároveň maskují rozhraní ve větších hloubkách. Obrázek zároveň ukazuje rozdíl mezi rychlostmi šíření EM vlnění v nezmrzlé a zmrzlé půdě. Převzato z Moorman et al. (2003) a upraveno.**

Pomocí GPR lze také rozlišovat vrstvy permafrostu s různým obsahem ledu. Schwamborn et al. (2007) uvádí, že georadar je schopen zobrazovat kontrasty v obsahu ledu přibližně 30 hmotnostních procent. Schennen et al. (2016) rozlišil pomocí georadaru 4 vrstvy permafrostu s různými obsahy ledu až do hloubky cca 30 metrů. Pomocí husté sítě měření (odstup jednotlivých linií měření 5 cm bočně a 25 cm napříč) vytvořil 3D kryostratigrafický model oblasti o velikosti 20 x 70 m.

### 3.3. Periglaciální tvary reliéfu

#### 3.3.1. Strukturální půdy

Strukturální půdy jsou jedním z nejvýraznějších periglaciálních tvarů (French 2018). Jedná se o řadu tvarů reliéfu, které na zemském povrchu vytvářejí geometrické struktury (Křížek 2015). Tyto struktury se vyvíjejí v chladném periglaciálním prostředí, kde je půda opakovaně vystavována cyklům tání a mrznutí, nejsou však nutně vázány na permafrost (Harris et al. 1988). Vyskytují se v oblastech vysokých zeměpisných šířek, například v Arktidě a na Antarktidě. Kromě aktivních strukturálních půd, které se stále vyvíjejí, se můžeme setkat i s reliktními strukturálními půdami. To jsou pozůstatky chladných období v oblastech dnes již mimo periglaciální zónu. Strukturální půdy mohou mít různé tvary, nejčastěji se vyskytují strukturální půdy kruhové, polygonální, pruhové a labyrintální (Kessler et al. 2001). Strukturální půdy vznikají mrazovým tříděním úlomků. Kim et al. (2021) uvádí hypotézu, podle které k tvorbě strukturálních půd přispívá kryoturbace v činné vrstvě, která je indukována rozdílnými teplotami a hustotami vody v činné vrstvě během léta (obrázek 12 a, b). Mezi strukturální půdy řadíme i rozsáhlé systémy ledových a mrazových klínů (Křížek 2015), které na povrchu vytvářejí typické sítě polygonů. Tyto polygony jsou tvořeny sítí mělkých žlabů, které jsou od sebe vzdáleny přibližně 3–30 metrů a pod kterými se obvykle nachází ledové klíny, hluboké až desítky metrů (Lachebruch 1962).



**Obrázek 12 – Vliv kryoturbace na tvorbu strukturálních půd, a) schéma konvekčních celků a jejich vliv na rozmístění materiálu a mocnost činné vrstvy permafrostu, b) schéma vektorů rychlosti pro typický konvekční model v průřezu dobře vyvinutého tříděného kruhu. Převzato z Kim et al. (2022) a upraveno.**

Podle Hallea et al. (2011) jsou u strukturálních půd zkoumány především morfologické charakteristiky. Nedostatečná pozornost je podle něj naopak věnována mikroreliéfu a topografii strukturálních půd, ačkoliv právě ty jsou odrazem procesů pod povrchem. Ke kvantitativní analýze morfologie strukturálních půd se často využívá statistických metod, neřídka v kombinaci s metodami dálkového průzkumu Země, které lze využít k vymezení tvarů v rámci strukturálních půd (Forte et al. 2022). K získání informací o strukturálních půdách slouží i vrty (Munroe et al. 2007, Doolittle a Nelson 2009), které jsou ovšem destruktivní vůči prostředí (Godfrey et al. 2008) a mohou být limitovány malými rozměry strukturálních půd. Georadar, ačkoliv je nejčastěji využívaným nástrojem k zobrazování podpovrchových struktur v periglaciálních podmínkách a na permafrostu, byl zatím ke studiu strukturálních půd využíván poměrně

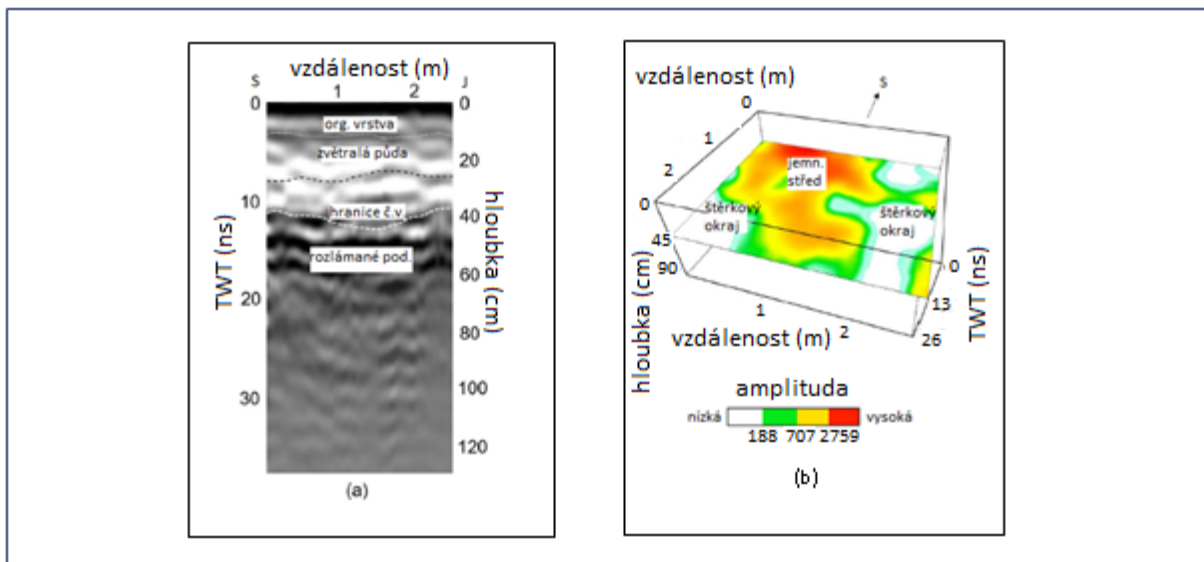
zřídka (Forte et al. 2022). V případě strukturních půd je vhodnější 3D georadarový průzkum, jelikož na klasických 2D záznamech mohou být rozhraní různých frakcí nerozeznatelná či nejasná, což může vést k přehlédnutí nebo nesprávné interpretaci či vymezení dílčích struktur (Doolittle a Nelson 2009). Navíc je vzhledem k povaze strukturních půd (dílčí struktury jsou horizontální, ne vertikální) nemožné pomocí 2D profilování zobrazit např. celý polygon, ale pouze jeho malou část. Pomocí 3D georadarového průzkumu je možné lépe studovat geometrii a rozložení podpovrchových struktur. 3D data lze zobrazit z různých úhlů pohledu a v rámci požadovaných řezů, což napomáhá identifikaci a lepší interpretaci podpovrchových struktur (Doolittle a Nelson 2009). Georadar bývá při studiu strukturních půd využit například ke stanovení objemů ledových klínů (Bernard a Pollard 2018), k zobrazení podpovrchových struktur různých typů aktivních strukturních půd (např. Forte et al. 2022, Godfrey et al. 2008, Kim et al. 2021, Munroe et al. 2007), či k výzkumu reliktních strukturních půd (Boreham et al. 2017, Doolittle a Nelson 2009).

Jelikož se aktivní strukturní půdy vyskytují většinou v oblastech permafrostu, platí obecně pro jejich dielektrické vlastnosti stejné závislosti jako pro permafrost. Hlubkový dosah elektromagnetických vln a rozlišení tedy záleží především na mocnosti činné vrstvy permafrostu, obsahu vlhkosti a ledu a složení půdy. Ledové klíny mají v kontrastu s okolním prostředím vysoký koeficient odrazu a zároveň nízkou míru útlumu signálu, zatímco mrazové klíny vyplněné sedimenty mohou mít vysokou míru útlumu signálu (Forte et al. 2022). Podle stejného autora dochází k většímu útlumu signálu také na okraji vyříděných tvarů. To může být způsobeno jednak zvýšenou teplotou na okraji těchto tvarů a tím pádem vyšší mocností činné vrstvy, nebo rozptylem na hrubším materiálu, který je pro hrany těchto polygonů charakteristický (Kim et al. 2021), nebo omezenou možností odrazu EM vlnění na nehorizontálních rozhraních, které se pod hranicemi tříděných polygonů vyskytují. Reliktní strukturní půdy se nenacházejí na permafrostu, a proto zde záleží pouze na přítomných materiálech a jejich vlastnostech (vlhkost atd.). Jednotlivé půdní horizonty ovlivněné krypturbační mohou být kvůli jejich vysokému obsahu ledu, komplikované geometrii a těsným odstupům špatně rozeznatelné (Munroe et al. 2007).

Z důvodu potřeby vysokého rozlišení jsou obvykle pro průzkum strukturních půd využívány antény s vyššími frekvencemi. To se projevuje na hlubkovém dosahu EM vln, většina výzkumů na toto téma uvádí dosah v řádech jednotek metrů (např. Boreham et al. 2017, Forte et al. 2022 a další). Forte et al. (2022) použil anténu s frekvencí 250 MHz a dosažená hloubka průniku nepřesahovala 4–5 m. Nejprve se pro dosažení maximálního rozlišení pokusil použít antény o frekvencích 500 a 800 MHz, které se ale prokázaly pro potřeby výzkumu nepoužitelné, jelikož hloubka průniku byla příliš malá. Kim et al. (2021) použil antény s frekvencí 400 MHz a interpretoval odrazy do hloubky přibližně 1,2 m, zatímco Munroe et al. (2007) při použití antén o stejné frekvenci dosáhl hloubky asi 2,5 krát vyšší. Tyto rozdíly jsou

patrně způsobeny ročním obdobím, ve kterém byla měření prováděna, a s tím spojenými vlastnostmi činné vrstvy. Nejvyšších hloubek průniku dosáhl Godfrey et al. (2008), který s frekvencemi 100 a 200 MHz pronikl až do hloubky 20, respektive 12 metrů. Mimo permafrost, na reliktních půdách, zobrazil Boreham et al. (2017) s dostatečným rozlišením podpovrchové struktury s 200 MHz anténami do hloubky cca 5 m. Doolittle a Nelson (2009) použili k průzkumu reliktních strukturních půd antény s frekvencí 400 MHz, pouze na jedné z lokalit byli nuceni použít 200 MHz anténu z důvodu vysokého tlumení signálu vrchní vrstvou.

Kim et al. (2021) při výzkumu tříděných kruhů zjistil, že mocnost činné vrstvy permafrostu je vyšší pod středem kruhů s jemnějším materiálem než pod jejich okrajem tvořeným hrubším štěrkovým materiálem. Tyto rozdíly činí přibližně 5 cm. Rozhraní činné vrstvy tedy má v průřezu středem tříděného kruhu konvexní tvar (obrázek 13 a). To lze vysvětlit pomocí výše zmíněné hypotézy vzniku těchto tvarů pomocí kryoturbače (obrázek 12 a). Kim et al. (2021) zároveň vytvořil mapu amplitud vysílaných vln na hranici permafrostu, tedy v hloubce přibližně 45 cm (obrázek 13 b). Zde je jasně pozorovatelný rozdíl mezi vnitřky a okraji strukturních kruhů, kde v centrech kruhů jsou amplitudy několikanásobně větší než na okrajích. Nízké amplitudy na okrajích jsou dány intenzivním rozptylem energie při šíření EM signálu hrubozrnným štěrkem. K závěru, že energie je více tlumena na hranicích strukturních tvarů (v jeho případě polygonů), dospěl i Forte et al. (2022).

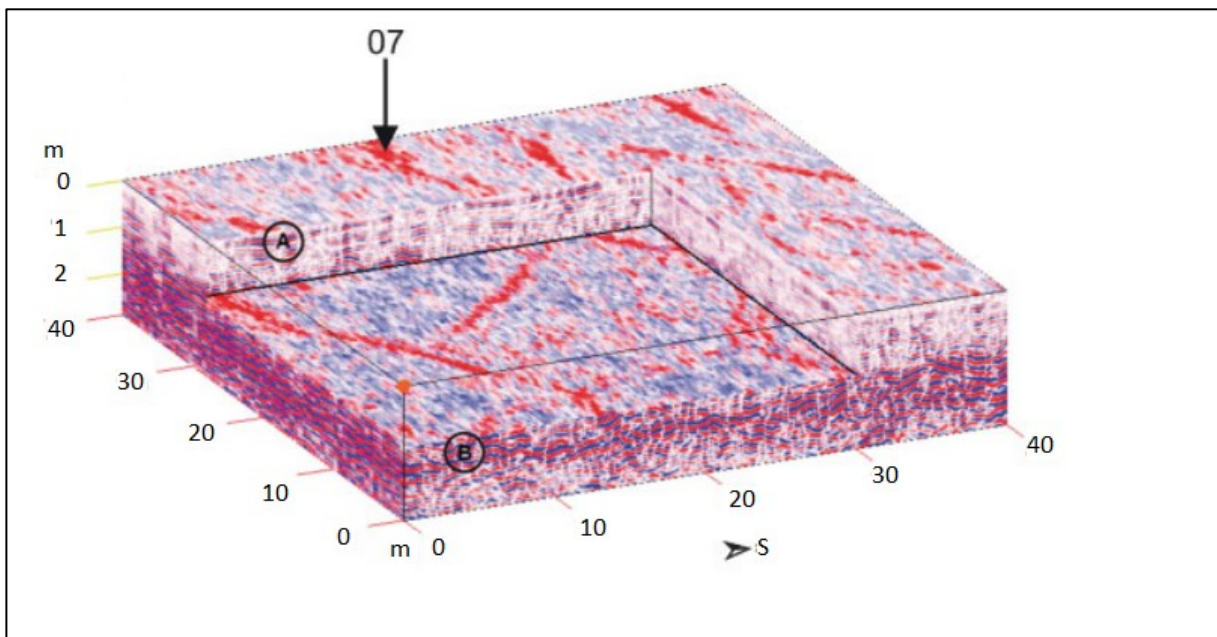


**Obrázek 13 – a) Konvexní tvar hranice činné vrstvy permafrostu pod centrální částí tříděného kruhu, b) Mapa velikosti odražených amplitud – rozdíl mezi centrálními částmi tvořenými jemnějším materiálem a okrajovými částmi tvořenými hrubším štěrkem. Převzato z Kim et al. (2022) a upraveno.**

Godfrey et al. (2008) prokázal možnost využití georadaru při zobrazování podpovrchové struktury polygonálních půd na Antarktidě. Pomocí 3D georadarového průzkumu dokázal identifikovat odrazná rozhraní odpovídající kontrakčním prasklinám, na které jsou přímo vázány hranice jednotlivých

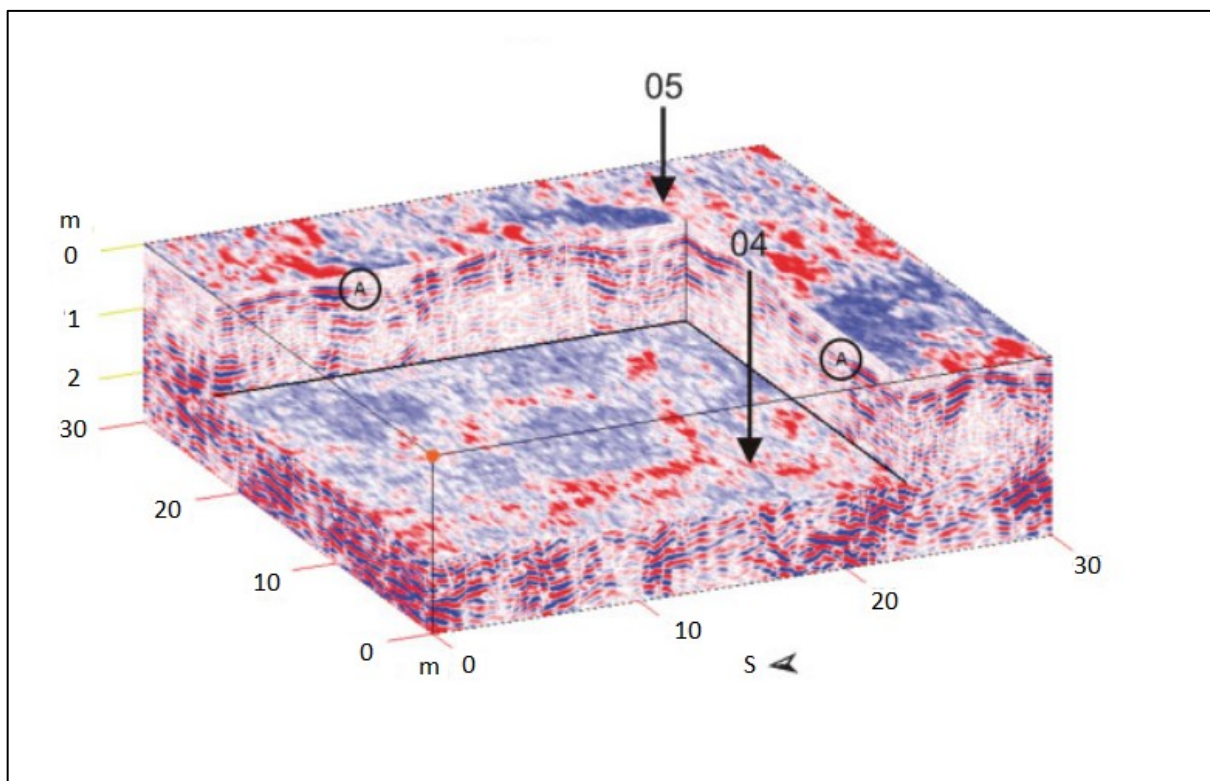
polygonů. Opakovaným měřením v průběhu období tání činné vrstvy navíc zaznamenal změny ve struktuře vrstev a v tlumení signálu (a s tím spojeného rozlišení) v závislosti na fázi sezóny tání.

Munroe et al. (2007) zkoumal rozdíly v 3D struktuře sítí ledových klínů mezi 2 lokalitami s odlišným stářím a genezí. Jedna lokalita se nacházela v pánvi nedávno uměle vypuštěného jezera, zatímco druhá lokalita byla situována na širokém návrší, starém asi 9000 let, které vzniklo nerovnoměrnou erozí. Na lokalitě bývalého jezera nebyly strukturní půdy znatelné, jelikož se nacházely pod mělkou vrstvou stojaté vody a vodní vegetace. Naopak na druhé lokalitě se nacházely znatelné polygony s průměrem 5 až 10 m, tvořené ledovými klíny. V místě bývalého jezera 3D radargram jasně prokázal přítomnost polygonálních sítí v hloubce 1,2 m (obrázek 14). Obrázek 15 je pak z hloubky 1,6 m z lokality na návrší a ukazuje rozdíl ve 3D struktuře mezi oběma různě starými lokalitami. Hranice polygonů z oblasti bývalého jezera jsou úzké a jasně vymezené, z důvodu překrytí vodou a vodními rostlinami však nejsou na povrchu vidět. Polygony na druhé (starší) lokalitě mají širší a nejasnější hranice a jsou tvarově variabilnější.



**Obrázek 14 - 3D GPR záznam lokality bývalého jezera. V hloubce 1,2 m (hloubka ve výřezu) lze jasně rozpoznat síť polygonů. Hranice jsou úzké a jasně vymezené. 07 – místo vrtu pro verifikaci výsledků, A – kontakt sněhu a země, B – odrazy s vysokou amplitudou – patrně známka hrubšího materiálu s kusy ledu. Převzato z Munroe et al. (2007) a upraveno.**





**Obrázek 15 - 3D GPR záznam lokality na návrší. V hloubce 1,6 m (hloubka ve výřezu) lze rozpoznat polygonální síť. Oproti obrázku 14 jsou hranice polygonů širší a tvarově variabilnější. 04 a 05 – místa vrtů pro verifikaci výsledků, A – kontakt sněhu a země. Převzato z Munroe et al. (2007) a upraveno.**

### 3.3.2. Osypy

Dalším použitím georadaru v periglaciálním prostředí je měření na osypech. Osypy jsou akumulace skalních úlomků na úpatích hor a strmých srázů. Jsou široce rozšířené v arktických a alpských prostředích a v rámci těchto oblastí představují důležité sedimentární vrstvy (Sass 2008). Často se vyskytují v oblastech ledovcových karů a trogů (Sass 2006). Ačkoliv se jedná převážně o vysokohorský fenomén, vyskytují se osypy i ve vrchovinách s přítomností vegetace (Sass a Krautblatter 2007). Hlavními pochody, které vedou ke vzniku osypů, jsou skalní říční, suťové proudy, soliflukce a sněhové laviny (Onaca et al. 2016).

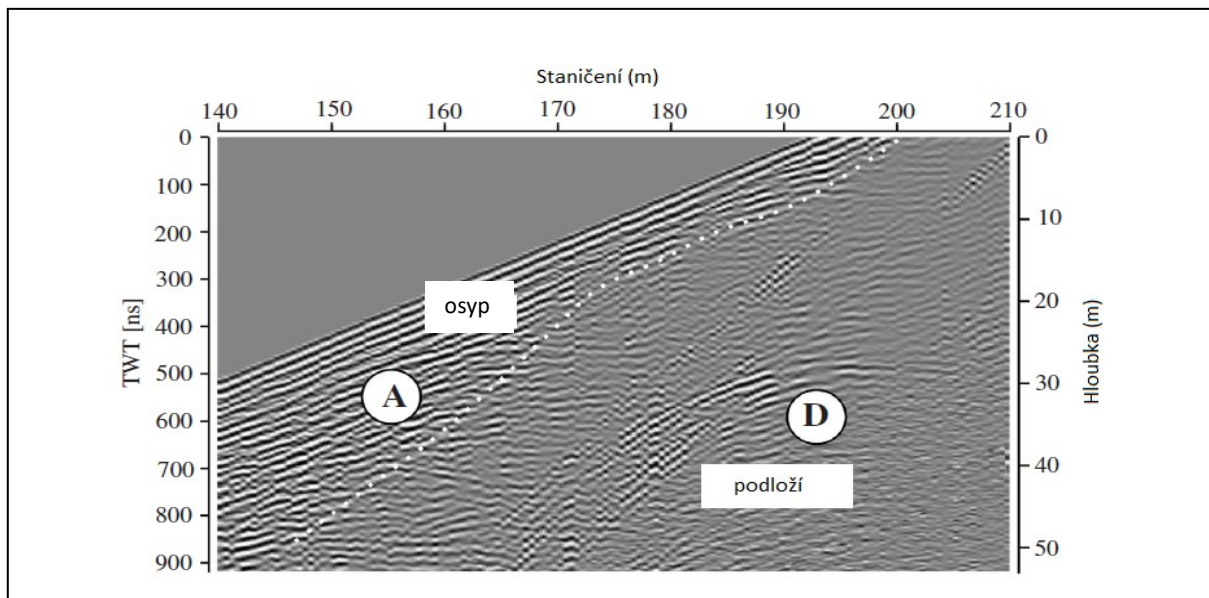
K výzkumu osypů se většinou využívá geofyzikálních metod, jelikož vrty jsou vzhledem k mocnosti osypů a jejich charakteru technicky náročné (Sass a Wollny 2001). Stejně jako při většině geofyzikálních měření, je i v tomto případě ideální kombinovat více geofyzikálních metod (Schrott a Sass 2008, Otto a Sass 2006). Z geofyzikálních metod je vhodná například 2D resistivita, refrakční seismika (Otto a Sass 2006), elektrická odporová tomografie (Senderak et al. 2019) a zejména georadarová metoda (Sass a Krautblatter 2007). Na základě georadarových měření lze získávat data o mocnosti i struktuře rychle a ve velkém rozlišení (Sass 2008) či odlišit různé modely vzniku osypů, například osypy s převahou suťových proudů a osypy s převahou skalních říčních (Sass a Krautblatter 2007). Na základě mocností

osypů zjištěných pomocí georadarových měření lze odhadovat rychlost zvětrávání a ústupu okolních skal (např. Sass a Wollny 2001, Schrott a Sass 2006 a další).

Podmínky pro georadarová měření jsou na osypech obecně velmi dobré, jelikož osypy jsou obvykle velmi suché a tím pádem málo vodivé (Sass 2008). Čím hrubší frakcí je osyp tvořen a čím sušší je, tím nižší je jeho relativní permitivita a tím rychleji se v něm radarové vlny šíří (Sass 2008). Aby bylo dosaženo požadovaného hloubkového dosahu, vyžaduje průzkum na osypech použití nízkofrekvenčních antén. Jelikož mají nízkofrekvenční antény velké rozměry a je obtížné s nimi manipulovat, může být jejich použití ve strmých svazích poměrně problematické (Sass a Wollny 2001). Pokud jsou měření prováděna nestíněnými anténami v úzkých údolích nebo v místech, kde jsou v blízkosti GPR profilu vysoké skalní stěny, musí být do úvahy vzat fakt, že signály mohou být ovlivněny odrazy od okolních strmých svahů nebo skal (Sass a Wollny 2001). Frekvence antén používaných na průzkum osypů je nízká, napříč různými výzkumy nepřesahuje 100 MHz. Potřeba nízkých frekvencí je dána mocnostmi osypů v řádech desítek metrů. Běžně se využívá kombinace více antén, Onaca et al. (2016), Sass (2008) a Sass a Krautblatter (2007) shodně využívají trojice antén s frekvencemi 25, 50 a 100 MHz. Podle těchto autorů vykazuje nejlepší poměr mezi hloubkou průniku signálu a rozlišením 50 MHz anténa. 100 MHz anténa je vhodná pro přesnější zobrazení výše ležících vrstev a 25 MHz anténu lze použít při vysoké mocnosti osypu, ovšem při jejím použití je obtížnější rozlišit například přechod mezi osypem a skalním podložím. Hloubky průníků při použití nízkofrekvenčních antén se většinou pohybují okolo 50 m (Sass 2008), (Sass a Krautblatter 2007). Nejvyšší hloubky průniku dosáhl Sass a Wollny (2001), při použití 25 MHz antény získal informace o stratigrafii až do hloubky 70 m. Jelikož většina zmíněných výzkumů probíhala v Alpách v blízkosti německo – rakouských hranic, nemusí tyto výzkumy reprezentovat osypy v jiných částech světa.

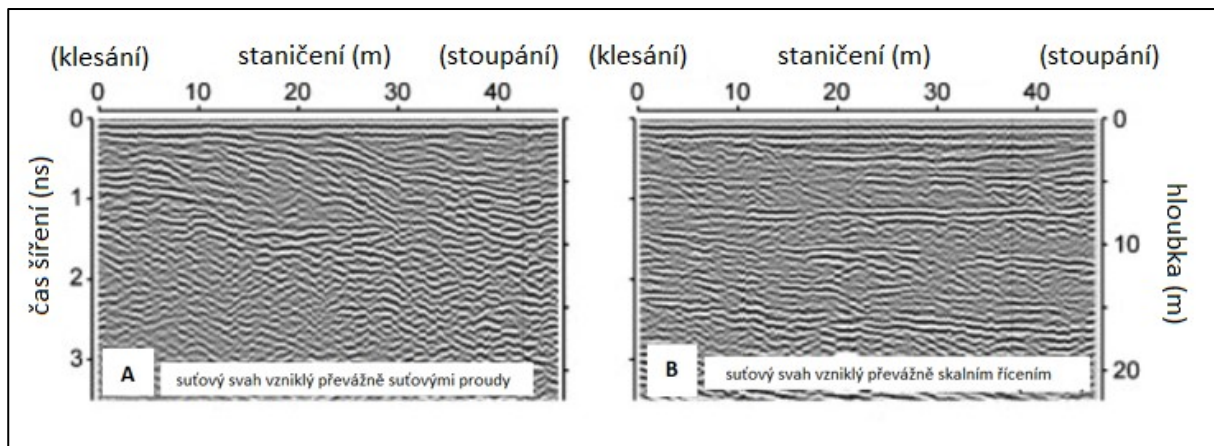
Mocnost osypů se liší jak mezi jednotlivými lokalitami, tak i v rámci jedné lokality. Mocnosti se většinou pohybují v nižších desítkách metrů. Mocnosti osypů v Alpách při německo – rakouských hranicích jsou přibližně 10–20 m, s lokálními změnami např. v depresích, kde jsou mocnosti vyšší (Sass a Wollny 2001, Schrott a Sass 2006, Sass a Krautblatter 2007, Sass 2008). Onaca et al. (2016) měřil mocnost více než 40 osypů v rumunském pohoří Fagaraš. Průměrná mocnost osypů zde činila přibližně 10 m, s minimy v řádech nižších jednotek metrů a maximy více než 15 m. Nejvyšší hloubky byly většinou naměřeny ve spodních částech osypů a nejnižší naopak v horních částech osypů (např. Sass 2008, Onaca et al. 2016). Rozhraní mezi osypem a pod ním ležícím horninovým podložím nebývá vždy na radargramu jasně rozeznatelné. Mezi materiálem osypu a horninovým podložím nemusí být výrazný rozdíl v relativní permitivitě. Materiály osypů mívají relativní permitivitu cca 4,6 – 9 a například vápenec nebo dolomit mají relativní permitivitu 4–8 (Sass 2008). Proto se nemusí rozhraní osyp/horninové podloží nutně na

radargramu projevít jako souvislá odrazná plocha, častý projev tohoto rozhraní je pouze postupné mizení odrazů z vnitřku osypu (obrázek 16) (Otto a Sass 2006, Sass 2008).



**Obrázek 16 - Rozhraní osypu a skalního podloží vyjádřené na radargramu postupným úbytkem odrazů z vnitřku osypu. Na rozhraní suť/podloží není žádná jasná odrazná plocha, pravděpodobně z důvodu malého kontrastu relativních permitivit obou materiálů. Převzato ze Sass (2008) a upraveno.**

Na charakter zvrstvení osypů mají vliv především klimaticky podmíněné procesy pozdního pleistocénu a holocénu (Onaca et al. 2016). Jednotlivé vrstvy suti se liší velikostí úlomků, větší úlomky pocházejí spíše ze skalního řícení, menší úlomky ze suťových proudů (Onaca et al. 2016). Střídání chladných a teplých období ovlivňovalo způsob přísunu materiálu na osypy. Zatímco v chladných obdobích (hlavně na konci pleistocénu) dominovalo skalní řícení, během teplejších období holocénu dominovaly spíše suťové proudy (Onaca et al. 2016). Podle Sasse a Krautblattera (2007) ukazuje zvrstvení osypů na střídání epizod mohutného skalního řícení a epizod transportu sedimentů, malých skalních řícení a vývoje půd. Vrstvy sutě zapříčiněné skalním řícením mají sklon rovnoběžný s povrchem, zatímco vrstvy sutě vzniklé suťovými proudy bývají vůči povrchu ukloněné (Sass a Krautblatter 2007). Na obrázku 17 je vidět rozdíl na radargramu mezi osypy vzniklými převážně suťovými proudy a osypy vzniklými převážně skalním řícením.



**Obrázek 17 - Rozdíl mezi stratigrafií osypu vzniklého převážně suťovými proudy (a) a suťového svahu vzniklého především skalním řícením (b). Skalní řícení tvoří převážně vrstvy paralelní s povrchem suťového svahu, zatímco suťové proudy tvoří spíše vrstvy ukloněné vůči povrchu. Převzato z Sass a Krautblatter (2007) a upraveno.**

### 3.3.3. Kamenné ledovce

Kamenné ledovce jsou masivy hrubých hranatých úlomků, které mají strmá čela a systém příčných povrchových hřbetů a brázd, které svědčí o jejich pohybu směrem dolů (Wahrhaftig a Cox 1959). Pohybují se rychlostí řádově desítek centimetrů za rok a jejich délka a šířka může dosahovat až jednotek kilometrů. Vyskytují se v periglaciálních oblastech vysokých hor (Fukui et al. 2008). Obvykle je najdeme spíše v suchých kontinentálních oblastech, kde jejich existenci umožňuje zeměpisná šířka, nadmořská výška, směr slunečního svitu a omezený výskyt a mocnost sněhové pokrývky. Mezi podmínky, které podporují přítomnost nebo vznik kamenných ledovců, patří přítomnost permafrostu nebo ledovců, výskyt ledovců v minulosti, relativně nízké úhrny sněhových srážek a skalní řícení (Degenhardt 2009). Kamenné ledovce se obvykle klasifikují podle struktury na 2 skupiny. Zaprvé to jsou kamenné ledovce, které navazují na osypy a jsou tvořeny hlavně sutí. Zadruhé pak kamenné ledovce, které jsou tvořeny ledovým jádrem pokrytým sutí a vznikly ústupem ledovce (Humlum 2000). Kamenné ledovce jsou podle Monnier a Kinnarda (2015) nejčastěji zkoumané tvary terénu v horském periglaciálním prostředí. Díky jejich (z pohledu geologického času) rychlému vzniku jsou kamenné ledovce užitečné v paleoklimatologii a studiu vývoje krajiny v chladných oblastech (Isaksen et al. 2000).

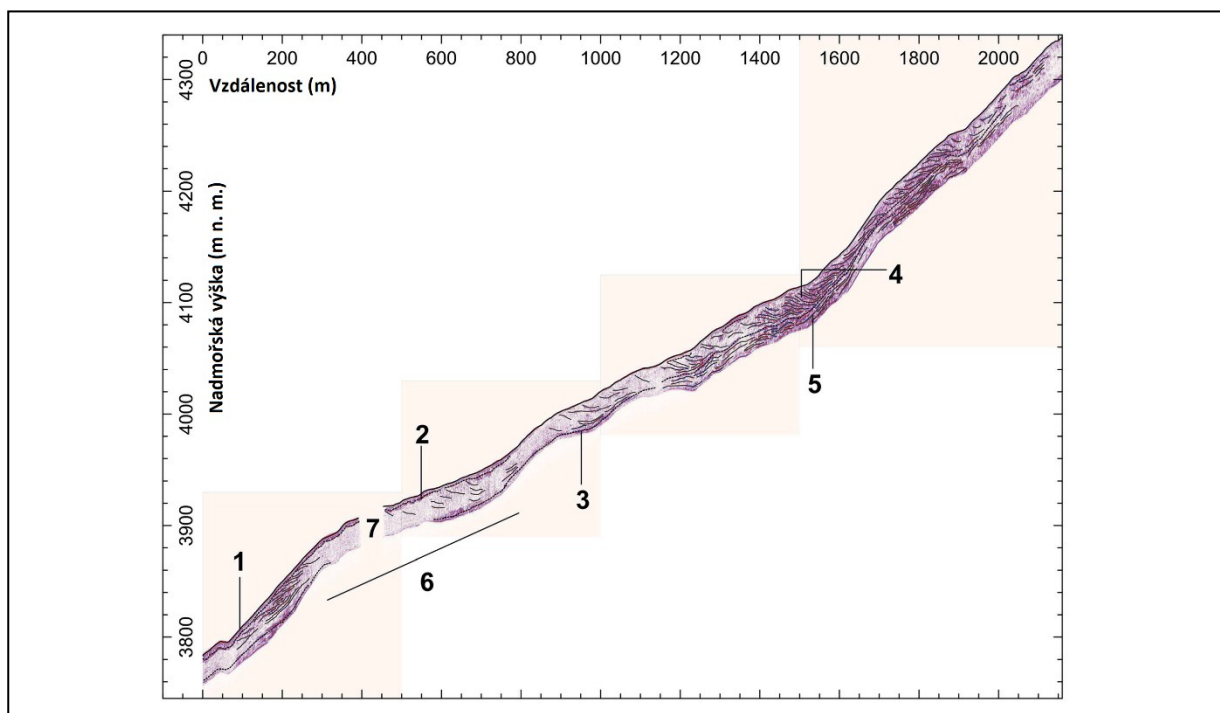
Informace o struktuře kamenných ledovců jsou nejlépe získávány ze studia odkrytů, vrtů a geofyzikálních výzkumů (Degenhardt 2009). Z informací o vnitřním složení kamenných ledovců byl odvozen vývoj a vlastnosti ledu v zmrzlé vrstvě kamenných ledovců (pozn. kamenné ledovce jsou součástí permafrostu a mají tedy i sezonní nezmrzlou vrstvu) a také jejich obecná stratigrafie (Berthling et al. 2000). Degenhardt (2009) uvádí, že georadar je v rámci geofyzikálních metod pravděpodobně nejužitečnější metodou k zjišťování informací o vnitřní struktuře a složení kamenných ledovců. Shoduje se tak s Monnierem a Kinnardem (2015), kteří uvádí, že georadar je hojně využíván od počátku tohoto

století a osvědčil se jako účinný nástroj pro odhalování vnitřní stratigrafie a odhadování mocnosti kamenných ledovců. Merz et al. (2015) ale uvádí i nevýhody výzkumu kamenných ledovců pomocí pozemního georadaru. První nevýhodou je omezený přístup do některých částí kamenného ledovce, zejména v oblasti jeho čela. Některé části kamenného ledovce také mohou mít sklony ke zhroucení, a proto může být pozemní georadarové měření v takovémto prostředí velice nebezpečné. Druhou nevýhodou je podle Merze et al. (2015) přítomnost výrazných nehomogenit u povrchu (převážně velké balvany). Georadarový průzkum na takto členitém povrchu je nesnadný a v blízkosti heterogenit dochází k velkému rozptylu energie, který má negativní dopad na hloubkový dosah i celkovou kvalitu dat. Merz et al. (2015) proto nabízí možnost výzkumu kamenných ledovců pomocí georadaru instalovaného na helikoptéru. Pomocí GPR instalovaného na vrtulník lze podle Merze et al. (2015) v kamenném ledovci dobře vymežit vnitřní smykové plochy, oblasti bohaté i chudé na led i rozhraní mezi kamenným ledovcem a skalním podložím. Zároveň tak lze zabránit vysokému rozptylu energie, jelikož povrchové heterogenity, díky větší vzdálenosti antén od povrchu, nehrají takovou roli. S pomocí vrtulníku se navíc lze dostat i do míst, kde by výzkum pomocí pozemního georadaru byl složitý nebo nebezpečný. Nevýhodou je podle Merze et al. (2015) blízkost antén k vrtulníku, která může způsobovat rušení elektromagnetických vln vysílaných georadarem.

Dielektrické vlastnosti kamenných ledovců jsou pro georadarový průzkum obecně dobré, při použití vhodných antén lze dosáhnout při zachování rozumného rozlišení hloubkového dosahu EM vln až vyšších desítek metrů (viz například Merz et al. 2015). Signál je zde, kromě výše zmíněného rozptylu z důvodu povrchových heterogenit, tlumen hlavně kvůli přítomnosti činné vrstvy a tavné vody ze sněhu (Fukui et al. 2008). Jelikož je kamenný ledovec tvořen směsí hornin, ledu a vody, které mají odlišné vlastnosti, závisí relativní permitivita a rychlost šíření EM vln na poměru těchto jednotlivých složek (Degenhardt 2009). K průzkumu kamenných ledovců se obvykle používají antény s frekvencemi 25, 50, nebo 100 MHz, jelikož v těchto typech reliéfu poskytují nejlepší poměr mezi rozlišením a hloubkovým dosahem elektromagnetických vln (Degenhardt 2009). Degenhardt a Giardino (2003) při použití antén s frekvencemi 25 MHz dosáhli hloubek průniku cca 45 m, s pomocí 50 MHz antény na stejné lokalitě lokalizovali odrazná rozhraní do hloubek 32 m. Antény o frekvenci 50 MHz využila při měření na kamenných ledovcích celá řada autorů, například Monnier a Kinnard (2015), Isaksen et al. (2000) a Berthling et al. (2000). Dosažená hloubka se při této frekvenci antén pohybovala v závislosti na lokálních podmínkách mezi 10 (Berthling et al. 2000) a 40 m (Monnier a Kinnard 2015). Práce, která se použitou frekvencí vymyká, je výzkum Fukui et al. (2008), který z důvodu lepšího vertikálního rozlišení použil antény o frekvenci 250 MHz. Překvapivě se mu podařilo rozlišit struktury až do hloubky 38 m, což je více, než u jiných autorů při použití antén s nižší frekvencí. Nejvyšších hloubek průniku signálu dosáhl Merz et al. (2015), který zobrazil za pomoci 25 a 50 MHz antén při pozemním průzkumu a 60

MHz antény instalované na vrtulníku strukturu kamenného ledovce a podloží pod ním až do hloubek přes 100 m. Takováto hloubka průniku vln je patrně způsobena vhodným prostředím a ročním obdobím, jelikož měření probíhala převážně během zimy a jara, kdy byla činná vrstva zmrzlá.

V případě stratigrafie se četné práce shodují na několika skutečnostech, zjištěných pomocí georadarového měření. Berthling et al. (2000), Isaksen et al. (2000) a Fukui et al (2008) uvádí, že sklon odrazných ploch se v různých částech kamenného ledovce liší. V horních částech po svahu mají vrstvy sklon paralelní s povrchem kamenného ledovce, nebo pouze lehce vyšší. Ve střední a spodní části kamenného ledovce potom převažuje zvrstvení s opačným sklonem vůči povrchu. Monnier a Kinnard (2015) naopak zjistili, že v Chilských Andách je uspořádání vrstev přesně opačné. V horní části kamenného ledovce mají vrstvy opačný sklon než povrch a ve spodní části ho zrcadlí (obrázek 18). Díky poměrně nízké mocnosti kamenného ledovce zde byly identifikovány i usazeniny ležící pod kamenným ledovcem, které jsou reprezentovány odraznými plochami kopírujícími dno kamenného ledovce. Původ těchto odrazných ploch je vysvětlován střídáním vrstev různě saturovaných ledem.



**Obrázek 18 - GPR profil cca 2 km dlouhým kamenným ledovcem v Chilských Andách. Odrazné plochy jsou zde orientovány jinak, než popsali Berthling et al. (2000), Isaksen et al. (2000) a Fukui et al (2008). 1 – Odrazné plochy rovnoběžné s povrchem, 2 – Hranice činné vrstvy, 3 – Spodní hranice kamenného ledovce, 4 – Vzhůru ukloněné odrazné plochy, 5 – Odrazné plochy pod kamenným ledovcem, 6 – horninové podloží, 7 – spodní část kamenného ledovce. Převzato z Monnier a Kinnard (2015) a upraveno.**

Podle Berthlinga et al. (2000) může být toto střídání vrstev způsobeno střídáním období nízké akumulace sedimentů s obdobími rychlého pohřbívání povrchu při mohutných skalních říčních. Pokud dochází pouze k pomalému ukládání sedimentů, vytváří se pod činnou vrstvou v průběhu staletí nebo

tisíciletí mocná vrstva s vysokým obsahem ledu. Pokud ale dojde k náhlému překrytí činné vrstvy dostatečně mocnou vrstvou sutě či sněhu (pocházející například z laviny nebo skalního řízení), je tato vrstva chudá na led a stává se součástí permafrostu. Isaksen et al. (2000) zase popisuje, jak se ze sezonní sněhové pokrývky může stát ledová vrstva nebo vrstva sedimentů nasycená ledem uvnitř kamenného ledovce. Stačí, aby tato vrstva sněhu byla na jaře pokryta dostatečně mocnou vrstvou sutě ze sesuvu (mocnost sutě musí být větší než mocnost činné vrstvy). Čím dříve tyto sesuvy nastanou, tím více sněhu je na kamenném ledovci pohřbeno. Během léta potom dojde k saturování sněhu a nad ním ležící suti tavnou vodou z výše položených částí svahu. Později tato vrstva opět zmrzne a vytvoří se tak vrstva ledu a sedimentů nasycených ledem, která se postupně stává součástí kamenného ledovce.

Na základě georadarového průzkumu lze také zjistit původ kamenného ledovce, pomocí vnitřní struktury je možné odlišit kamenné ledovce navazující na osypy od kamenných ledovců vzniklých ústupem ledovce. Fukui et al. (2008) se pokusil pomocí kombinace GPR, geodetických měření a vrtů určit, jestli je kamenný ledovec „Tumbledown Norte“ na poloostrově Jamese Rosse osypového nebo ledovcového původu. Podle výsledků georadarových měření Fukui et al. (2008) určil, že zkoumaný kamenný ledovec vznikl ústupem ledovce i přesto, že se na pohled jeví jako kamenný ledovec navazující na osyp. Obsahuje totiž až 33 m mocnou vrstvu ledu, která začíná cca 1 m pod povrchem a sahá až k podloží.

## 4. Využití georadaru v glaciálním prostředí

### 4.1. Vymezení ledovců

Ledovce vznikají v oblastech, které jsou charakterizovány negativní tepelnou bilancí (Demek 1987). Jedná se především o oblasti v blízkosti světových pólů, nicméně ledovce se vyskytují napříč všemi klimatickými pásy Země, přičemž v teplejších oblastech leží ve vyšších nadmořských výškách. Původ ledovců tkví v metamorfóze sněhu. Sníh, který v teplé části roku neroztaje, je v následující zimě stlačován nově napadlým sněhem. Dostává se tak do přechodové fáze mezi sněhem a ledem, takový typ sněhu se nazývá firn (Paterson 1969). S narůstající mocností sněhové pokrývky se zvyšuje hustota firnu, až se postupem času promění na led. Ledovce se dělí na dva základní typy – ledovcové štíty a horské ledovce. Ledovcové štíty se vyskytují pouze na Antarktidě a v Grónsku a pokrývají asi 10 % celkové plochy pevniny (Zirizzotti et al. 2010), což činí necelá 3 % zemského povrchu. Co do plochy a objemu ale tvoří naprostou většinu veškerých ledovců na zemi. Horské ledovce lze najít téměř ve všech zeměpisných šířkách. Z hlediska georadarové metody je důležité i dělení podle teploty ledu. Ledovec může obsahovat dva typy ledu – chladný led na povrchu a okrajích a teplý led v nižších vrstvách (Plewes a Hubbard 2001). Oba typy ledu obsahují určité množství kapalné vody, například na hranicích krystalů nebo ve vodních kapsách. Množství kapalné vody je silně vázáno na teplotu ledu, při teplotách blízkých tlakovému tavnému bodu ledu se i malé nárůsty teploty projeví velkým zvýšením obsahu kapalné vody v ledu (Navarro a Eisen 2009).

Ledovce jsou velmi důležitým faktorem regulace klimatu, jelikož jsou schopny pohlcovat, a především odrážet sluneční energii (Zirizzotti et al. 2010). Je v nich také uloženo převážné množství zásob sladké vody na Zemi. Pokud by roztál antarktický ledovcový štít, hladina světového oceánu by se zvedla zhruba o 60 metrů (Bennett a Glasser 2009). Tání ledovců může mít za následek kromě zvyšování hladiny oceánů i regionální dopady, jako narušení hydrologického režimu nebo zvýšená rizika přírodních katastrof (Hugonnet et al. 2021).

#### 4.1.1. Vlastnosti ledu

Suchý sníh a led poskytují ze všech materiálů nejlepší podmínky pro georadarová měření (Arccone 2008). Důvodem je velice nízká elektrická vodivost, která významně snižuje míru tlumení signálu. Dobré vlastnosti ledu pro šíření EM vlnění umožňují vysoký hloubkový dosah (Plewes a Hubbard 2001). EM vlnění může ledem proniknout až do hloubek několika kilometrů, nejvyšší mocnost ledu, změřená pomocí radarového systému, je 4755 m (Zirizzotti et al. 2010). Pokud se led blíží teplotě 0 °C, může v něm existovat voda v kapalném skupenství, buď mezi jednotlivými krystaly nebo v korytech či dutinách. V případě vody přítomné mezi krystaly není vodivost příliš ovlivněna, zatímco přítomnost tekuté vody v korytech a dutinách může výrazně snižovat hloubkový dosah (Arccone 2008). Vodivost



ledu je také ovlivněna přítomností chemických příměsí. Změny vodivosti, způsobené chemickými příměsmi, mohou v ledovci způsobovat vnitřní odrazy (Gruber a Ludwig 1996).

Relativní permitivita ledovcového ledu je přibližně 3-4 (Davis a Annan 1989). Tomu odpovídá rychlost šíření elektromagnetických vln mezi 0,15 a 0,17 m/ns (Baker 2007). Na různých ledovcích se relativní permitivity i rychlosti šíření mírně liší. Nejdůležitější pro hodnotu permitivity, a tedy i pro rychlost vlnění, je hustota ledu (Navarro a Eisen 2009). Příměsi jako silt nebo suť zvyšují kvůli vlastní vyšší permitivitě permitivitu zkoumaného ledu (Gruber a Ludwig 1996). Výběr frekvence antén pro použití na ledovcích závisí na účelu měření. Obecně jsou vyšší frekvence díky vyššímu rozlišení používány spíše k zobrazování interní struktury ledovců, zatímco nízké frekvence jsou vhodnější k měření mocnosti ledovce a zobrazení subglaciálního reliéfu (Gruber a Ludwig 1996).

Georadarová měření mohou probíhat buď přímo na povrchu ledovce, nebo ze vzduchu za pomoci helikoptéry či letadla. Měření přímo na povrchu ledovce má tu výhodu, že EM vlnění je přenášeno přímo do ledu a je tak redukována ztráta energie spojená s odrazem na rozhraní vzduchu a ledu (až 5 dB) (Navarro a Eisen 2009). Antény jsou obvykle fixovány ve vzájemně konstantní vzdálenosti a jsou taženy buď člověkem, nebo sněžnými vozidly (Navarro a Eisen 2009). Některá místa na ledovci, například oblasti pokryté trhlinami nebo jinak těžce přístupné lokality, jsou však pro pozemní georadar nevhodná nebo nebezpečná. V takovýchto případech lze georadar instalovat pod helikoptéru nebo letadlo (např. Gacitúa et al. 2015). Využití helikoptéry je vhodné především v horských oblastech, kde ve srovnání s letadlem zajišťuje výrazně lepší manévrovatelnost (Reynolds 2013). Nejlepším obdobím pro využití GPR na ledovcích je zima nebo jaro, kdy na povrchu ledovce není přítomná kapalná voda, která by snižovala hloubkový dosah (Macheret et al. 1993).

Pozemní i letecká georadarová měření jsou hojně využívána k získávání informací o mocnosti, stavu báze, vnitřním zvrstvení a fyzikálních parametrech ledovců (Navarro et al. 2005). V teplých a polytermálních ledovcích je také možné pomocí georadaru detekovat menší struktury jako dutiny a odtoková koryta (Gruber a Ludwig 1996). Podle Arconeho et al. (1995) lze pomocí analýzy odraženého signálu (zejména jeho polarity) určit vztah relativních permitivit překrývajících se vrstev. Georadary jsou také využívány průzkumníky k detekci skrytých trhlin a zajištění bezpečnosti při pohybu na ledovcích (Zirizzotti et al. 2010).

#### **4.1.2. Mocnost ledovců**

Informace o mocnostech ledovců jsou zásadní pro glaciologické výzkumy, především dynamiky ledovců (Bello et al. 2020). Mohou také sloužit k odhadování zásob vodních zdrojů uložených v ledovcích (Azam et al. 2012). Geofyzikální metody jsou jediným nedestruktivním způsobem, jak mocnosti ledovců měřit (Reynolds 2013). Měření mocnosti ledu je v současnosti nejčastějším využitím georadaru (Plewes a

Hubbard 2001). V rámci všech georadarových aplikací je měření mocnosti ledovců tou nejjednodušší úlohou (Navarro a Eisen 2009). Radary nesené letadly běžně profilují ledovce na Antarktidě či v Grónsku do hloubek 3-4 km (Arcone 2008). Pozemní georadar má hloubkový dosah na ledu nižší, podle Grubera a Ludwiga (1996) bylo za jeho pomoci dosaženo maximální hloubky asi 1000 metrů. Arcone (2008) nicméně udává i příklady, kdy hloubkový dosah pozemního georadaru činil i více než 2500 metrů. Jelikož je odraz z rozhraní ledovce a horninového podloží obvykle silnější než vnitřní odrazy v rámci ledovce, je často možné zaznamenat toto rozhraní v celém profilu nebo v jeho velké části (Navarro a Eisen 2009). Proto je poměrně snadné měřit mocnosti ledovců a na základě těchto dat odhadovat jejich objemy. Při současném měření nadmořské výšky povrchu ledovce je potom možné po odečtení naměřených mocností určit i reliéf horninového podloží (Navarro a Eisen 2009).

Pro měření mocnosti teplých či polytermálních ledovců se používá spíše antén s nižší frekvencí (i méně než 15 MHz), jelikož snáze překonají silný rozptyl a útlum spojený s přítomností kapalné vody v ledovci (Navarro et al. 2005). Navarro et al. (2014) při měření na teplém ledovci využil antén s frekvencí 20 a 25 MHz, přičemž 25 MHz anténa poskytla hloubkový dosah pouze přibližně 300 m. Singh et al. (2012) pro měření mocnosti teplého ledovce použil antény s frekvencí 16 MHz. Velmi nízkou frekvenci použil například Azam et al. (2012), který s pomocí 4,2 MHz antény zobrazil spodní hranici teplého ledovce v hloubce až 300 m. Antény s takto nízkou frekvencí tvoří dipóly až 20 m dlouhé, Arcone (2008) dokonce uvádí, že při použití antény o frekvenci 3 MHz je délka dipólů přibližně 40 m. Vzájemná vzdálenost vysílače a přijímače pak může být i přes 100 m. Takovéto charakteristiky aparatury znemožňují použití georadaru například na helikoptěře (Reynolds 2013). Pro měření mocnosti chladných ledovců mohou být použity antény s vyšší frekvencí, například Shean a Marchant (2010) použili pro měření mocnosti ledovce s chladnou bází 200 MHz anténu, která i přes poměrně vysokou frekvenci poskytla v chladném ledu dostatečný hloubkový dosah (přes 100 m) pro zobrazení hranice ledovce s horninovým podložím.

Nejvyšší mocnost ledu byla georadarem změřena v rámci Antarktického ledovcového štítu. Arcone (2008) zde identifikoval rozhraní ledovcového štítu s horninovým podložím v hloubce více než 2500 metrů. V Suchých údolích změřil stejný autor mocnost údolního ledovce necelých 300 m. Ve stejné oblasti naměřili Shean a Marchant (2010) mocnosti údolního ledovce Mullins Glacier v rozmezí 80 m (v nejvyšší části údolí) a 150 m (v nižší části údolí). Při jiné aplikaci georadaru v oblasti Antarktidy (souostroví Jižní Shetlandy) porovnal Navarro et al. (2005) mocnost ledovce ústícího do moře (Johnsons Glacier) mezi lety 1999 a 2001. Mocnost se v průběhu 2 let nezměnila, respektive v rámci vertikálního rozlišení georadaru s 15 MHz anténou, kterou byly mocnosti měřeny, nebyla změna pozorovatelná. Na Islandu stanovil Lamsters et al. (2016) pomocí georadaru mocnost ledovce Múlajökull na přibližně 20 m u okrajů a 100 m v horní části ledovce. Navarro et al. (2014) se zaměřil na

mocnosti 8 ledovců na Špicberkách, průměrné naměřené hodnoty se zde pohybovaly okolo 200 m, maximální mocnost byla naměřena na ledovci Austre Torellbreen, a to 619 m.

#### **4.1.3. Objem ledovců a subglaciální reliéf**

Horské ledovce i ledovcové čapky přispívají svým táním k vzestupu hladin oceánů a očekává se, že zůstanou důležitou složkou pro vzestup hladin oceánů nejméně dalších sto let, i přes urychlené tání ledovcových štítů (Radić a Hock 2011). Potenciální příspěvek ledovců k vzestupu hladin oceánů závisí na jejich objemu, a proto jsou odhady objemů ledovců v poslední době předmětem zájmu (Navarro et al. 2014). Z důvodu nedostatku přímých měření mocností ledovců nejsou jejich objemy přesně známy, a proto jsou globální odhady objemů ledovců založeny buď na empiricky vypořádaných vztazích mezi plochou ledovců a jejich objemem, nebo na základě jednoduchých přístupů, které vztahují rozložení mocnosti ledovce k jeho geometrii a dynamice (Martín-Español et al. 2013). Obě metody ale stále potřebují vstupní data o objemech ledovců, určená na základě mocností ledovců změřených pomocí vrtů, georadaru nebo jiných geofyzikálních metod (Navarro et al. 2014). Objemy ledovců odhadnuté pomocí těchto 2 metod ale bývají nepřesné, mohou být podhodnocené i nadhodnocené (například Martín-Español et al. 2013).

K odhadnutí objemu ledovce je zapotřebí nejprve vytvořit podrobnou mapu mocností ledovce. K tomu je zapotřebí vhodná síť GPR profilů pokrývající ledovec (Navarro et al. 2009). V praxi je navržení ideální sítě GPR profilů většinou nereálné, velkou roli zde hrají morfologie a podmínky ledovce (strmé svahy, trhliny, tavná voda na povrchu atd.) (Navarro et al. 2009). Podle Reynoldse (2013) nebývají pozemní georadarová měření dostatečně hustá, poskytují pouze diskrétní profily s velkými rozestupy, které nerepresentují celý ledovec a nemohou tak samy o sobě posloužit k odhadu jeho objemu. Proto doporučuje použití georadaru instalovaného na helikoptéru, který by mohl zajistit hustší síť dat a také by umožnil měření mocností ledovce i v místech, kde je aplikace pozemního georadaru z bezpečnostních důvodů omezena.

Po vytvoření sítě GPR profilů je potřeba tuto síť zhustit a upravit tak, aby byla pravidelná. To se provádí pomocí různých způsobů interpolace (Navarro et al. 2014). Volba velikosti buňky má vliv na chybu interpolace. Velikost buněk závisí na konfiguraci sítě radarových profilů, zejména na vzdálenosti mezi jednotlivými profily (Navarro et al. 2009). Objem každé buňky je následně vypočítán jako násobek její plochy a mocnosti a objem celého ledovce jako součet objemů všech buněk.

Martín-Español et al. (2013) zkonstruoval mapu mocností 10 ledovců na Špicberkách a odhadnul jejich objemy. Odhadnuté objemy se pohybovaly mezi 0,076 a 5,542 km<sup>3</sup>, naprostá většina hodnot ležela mezi 0,1 a 1 km<sup>3</sup>. Také byl učiněn závěr, že objemy odhadnuté pomocí vztahu mezi plochou a objemem jsou na této lokalitě silně nadhodnoceny, konkrétně o 35 %. Největší chyby při odhadech objemů

pomocí vztahu mezi plochou a objemem ledovce vykazují podle Martín-Española et al. (2013) ledovce s nejmenší mocností, a to i více než 100 %. Navarro et al. (2014) vytvořil empirickou funkci pro odhad objemů bočních ledovců, na kterých nemohl být georadarový průzkum prováděn, ale byly součástí cílové skupiny ledovců, pro které měly být objemy spočítány. Tato funkce byla odvozena na základě dat o mocnostech a objemech 22 bočních ledovců nezahrnutých ve výzkumu. Výsledné objemy ledovců se pohybovaly mezi 0,01 km<sup>3</sup> a 31, 981 km<sup>3</sup>.

Tyto odhady objemů ledovců v sobě nutně obsahují určité chyby, se kterými je potřeba při interpretaci výsledků počítat (Navarro a Eisen 2009). První chyba je způsobena vertikálním rozlišením georadaru, které určuje přesnost měření mocnosti ledovce, při použití nižších frekvencí se tyto chyby pohybují v řádech metrů. Další chyba je způsobená nepřesným přepočtem měřeného času na mocnost, jelikož led nemá v celém vertikálním profilu stejné dieletrické vlastnosti. Tato chyba, na rozdíl od té předchozí, závisí na mocnosti ledovce v měřeném bodě. Chybu také způsobuje vysoký sklon horninového podloží na okrajích ledovce, jelikož není příznivý pro odraz signálu zpět k přijímači. Poslední chyba je způsobena interpolací mocností pro celou plochu ledovce, jelikož i při aplikaci sofistikovaných interpolačních metod nelze dosáhnout přesné rekonstrukce mocnosti v neměřených bodech.

Georadar bývá často využíván i k mapování reliéfu horninového podloží. Informace o subglaciálním reliéfu jsou potřebné například pro výběr lokalit vhodných k hloubkovým vrtům (Zirizzotti et al. 2010) nebo pro studium dynamiky ledovce. Nejčastěji bývá topografie podloží mapována pomocí RES (Radio Echo Sounding), a to díky možnosti mapovat velké plochy v krátkém čase pomocí systémů nesených letadlem nebo pozemními vozidly (Zirizzotti et al. 2010). Podle mnoha autorů dokáže GPR mapovat podloží s velkou přesností (Lamsters et al. 2016). Základem pro mapování horninového podloží jsou data o mocnostech ledu. Dalšími potřebnými daty jsou informace o topografii povrchu ledovce, například digitální model terénu (Farinotti et al. 2014). Mapa horninového podloží je potom vytvořena odečtením změřených mocností ledovce od map ledovcového povrchu (Navarro a Eisen 2009).

Je-li horninové podloží bráno jako nedeformovatelné, lze po georadarových měřeních a vytvoření map mocností ledovců odhadovat jejich objemy pouze pomocí digitálního modelu terénu, získaného pomocí pozemních měření (GPS, totální stanice) nebo metod dálkového průzkumu Země, například letecké fotogrammetrie, a není potřeba dalších georadarových měření (Molina et al. 2007). Stačí pouze porovnávat aktuální nadmořskou výšku povrchu ledovce s již změřenou nadmořskou výškou subglaciálního reliéfu.

#### **4.1.4. Supraglaciální suť**

Mocnost supraglaciální suti je klíčovým faktorem ovlivňujícím energetickou bilanci povrchu ledovců pokrytých sutí, avšak měření tloušťky suti jsou kvůli obtížnému sběru dat vzácná (McCarthy et al. 2017). Ledovce pokryté supraglaciální sutí tají odlišnou rychlostí než ledovce bez tohoto pokryvu. Rychlost tání ledu pod supraglaciální sutí je vázána na mocnost suti, při mocnostech suti v řádu centimetrů taje pod ní ležící led rychleji, zatímco při vyšších mocnostech led z důvodu izolace od slunečního vlnění taje pomaleji (Nicholson 2018).

Pro měření mocnosti supraglaciální suti se používají vysokofrekvenční antény. Supraglaciální suť obvykle nebývá příliš mocná, řádově centimetry až jednotky metrů. Při takto malých mocnostech je možné využít frekvencí až 1,2 GHz (McCarthy et al. 2017) při zachování průniku EM vln do požadované hloubky. Nicholson et al. (2018) využil k měření mocnosti supraglaciální suti na ledovci Ngozumpa Glacier v Nepálu antén s frekvencí 200 a 600 MHz, Geise et al. (2021) použil ke stejnému účelu antény s frekvencí 960 MHz. Jelikož může mít supraglaciální suť takto malé mocnosti, nemohou být k jejímu určení využity nízké frekvence. Signál vysílaný 40 MHz anténou má vertikální rozlišení na glaciálních sedimentech cca 1,6 metru (Harrison et al. 2022), takže by desítky centimetrů mocnou vrstvou suti nezaznamenal. Měření mocností supraglaciální suti probíhají většinou během ablační sezóny, jelikož přítomnost tavné vody na povrchu ledovce produkuje silné odrazy signálu (Giese et al. 2021). Během zimy, kdy se na rozhraní suti a ledovce tavná voda nevyskytuje, je rozdíl dielektrických vlastností pevného ledu a suti příliš malý. McCarthy et al. (2017) zjistil, že i při nedostatečném kontrastu relativních permitivit mezi sutí a povrchem ledovce lze toto rozhraní na radargramu určit jako rozhraní oblastí s velkým a minimálním rozptylem elektromagnetického vlnění. Geise et al. (2021) zase k měření mocnosti supraglaciální suti při absenci kontrastu relativních permitivit suti a ledu vyvinula metodu, založenou na analýze útlumu rozptylu radarového signálu s rostoucí hloubkou.

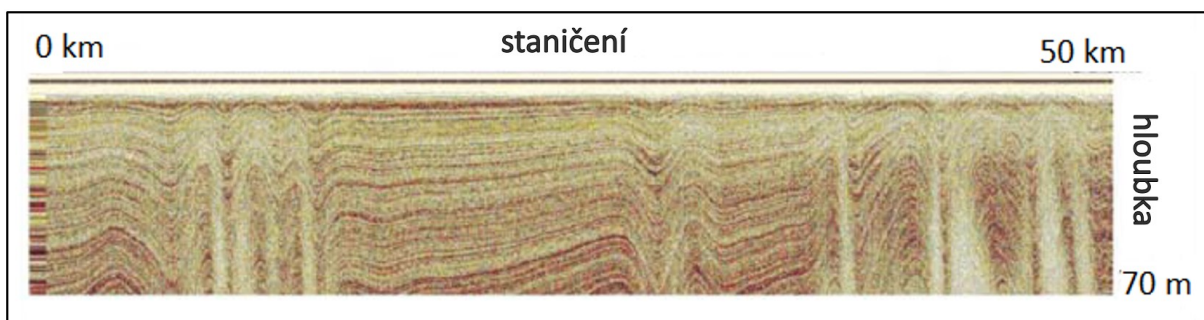
## **4.2. Struktura ledovců**

### **4.2.1. Vnitřní zvrstvení ledovců**

Georadarové signály, odražené z prostoru uvnitř ledovce, mohou mít velmi odlišné vlastnosti na základě vlastností materiálů, se kterými interagují (Navarro a Eisen 2009). Podle Plewese a Hubbarda (2001) mohou být vnitřní odrazy způsobeny buď plošně rozsáhlými odraznými plochami, nebo lokálními jevy jako například englaciálními koryty či sutí. V oblastech s velkou akumulací sněhu (například Grónský ledovcový štít nebo alpské ledovce) je vnitřní zvrstvení často způsobeno meziročními změnami v hustotě ukládaného sněhu. Dochází zde ke střídání vrstev sněhu, který je ukládán za chladných podmínek v zimě a na jaře, a sněhu, který je ukládán za teplejších podmínek v létě. Díky rozdílným podmínkám při akumulaci mají vrstvy odlišné hustoty (Navarro a Eisen 2009).

Takto vzniklé odrazné plochy jsou důležité, jelikož i přes rozdílnou hloubku, ve které se mohou vyskytovat, reprezentují vrstvy, které vznikly během stejného období (Zirizzotti et al. 2010). Podle Zirizzottiho et al. (2010) slouží georadar především k výzkumu přerozdělování sněhu na povrchu (akumulace způsobené morfologií povrchu, převládajícím směrem větru atd.). Kromě střídání ledu s různou hustotou mohou být vnitřní odrazné plochy způsobeny mnoha dalšími elementy: vulkanickým popelem, změnami kyselosti, přítomností vzduchových bublin v ledu, vrstvami kapalné vody atd. (Zirizzotti et al. 2010). Plewes a Hubbard (2001) uvádějí, že vnitřní odrazné plochy, identifikované na radargramech, pravděpodobně představují zóny více vrstev s malými rozestupy, jelikož vzhledem k velkým vlnovým délkám, způsobeným nutností nízkých frekvencí, nemohou být jednotlivé vrstvy rozeznány.

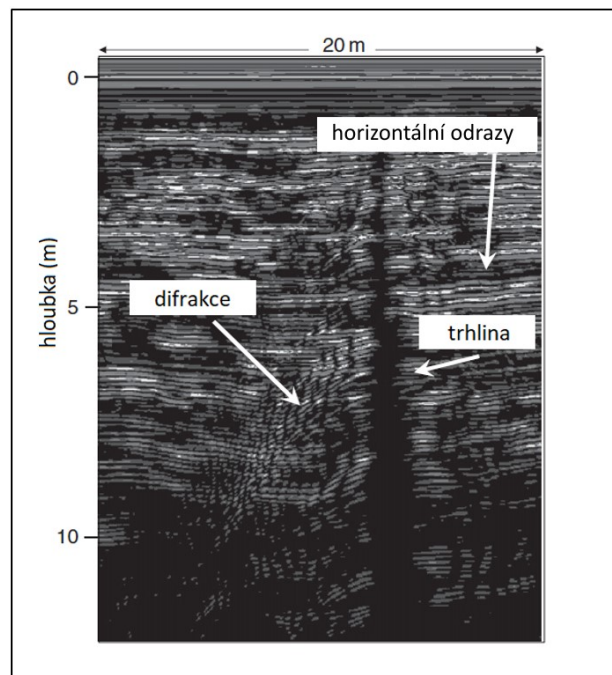
Z důvodu lepšího rozlišení se pro studium vnitřního zvrstvení používá vyšších frekvencí než pro měření mocnosti ledovce (Gruber a Ludwig 1996). Vlnová délka signálu, vyslaného 3 MHz anténou, je totiž v ledu cca 84 m, což odpovídá vertikálnímu rozlišení přibližně 42 m (Arcone 2008). Takto nízké frekvence jsou využívány spíše k získání informací o rozložení vrstev ve velkém měřítku a do velkých hloubek, nicméně struktury menšího měřítko zaznamenat nedokáží (Zirizzotti et al. 2010). K identifikaci mělkých struktur se mohou použité frekvence pohybovat i v řádech stovek MHz. Například Arcone (2008) uvádí, že pomocí 400 MHz antény lze rozlišit vrstvy různě hustého firnu a vrstvy ledu s různou elektrickou vodivostí. Podle Grubera a Ludwiga (1996) je možné pomocí 500 MHz antény pod vrstvou sněhu na konci zimy detekovat povrch ledovce z předchozího léta. Zirizzotti et al. (2010) zase pomocí georadaru s 200 MHz anténou zobrazil zvlněné vrstvy až do hloubky 70 m (obrázek 19). Tyto vrstvy podle něj byly vytvořeny nerovnoměrným ukládáním sněhu na povrchu a jeho následnou přeměnou v led.



**Obrázek 19 - GPR profil svrchní části ledovcového štítu ve východní Antarktidě. Vnitřní zvrstvení je způsobeno nerovnoměrným ukládáním sněhu na povrchu ledovce. Převzato ze Zirizzotti et al. (2010) a upraveno.**

#### 4.2.2. Trhliny v ledovcích

Trhlina v ledovci vzniká v důsledku rozdílných rychlostí pohybu různých částí ledovce a může být buď otevřená, nebo skrytá pod vrstvou sněhu (Singh et al. 2013). Pohyb po ledovcích s výskytem skrytých trhlin s sebou nese rizika (Zirizzotti et al. 2010). Pro eliminaci těchto rizik se používá georadar, sunutý několik metrů před vozidlem (Arcone 2008). Kdykoliv se při monitorování v reálném čase objeví difrakční signál, může se jednat o známku trhliny skryté pod sněhem (Navarro a Eisen 2009). Tyto difrakční signály jsou detekovatelné již několik jednotek až desítek metrů před samotnou trhlinou a ukazují tak na přítomnost trhliny s dostatečným předstihem (Navarro a Eisen 2009). V ideálním případě se samotná trhlina na radargramu projeví jako oblast bez jakýchkoliv vnitřních odrazů, která vytváří silný kontrast s okolním stratifikovaným firnem nebo ledem (Arcone 2008). Pokud jsou trhliny částečně vyplněné vodou nebo sněhem, vykazují poměrně velký koeficient odrazu. V takovém případě se podle Navarro a Eisena (2009) zobrazí trhlina na radargramu jako oblast vyplněná difrakcemi. Arcone (2008) v souladu s tím uvádí, že trhliny, které jsou na radargramu znázorněny difrakcemi, často obsahují vrstvy ledu. Na obrázku 20 lze vidět jak trhlinu znázorněnou jako oblast bez vnitřních odrazů, tak difrakce ukazující přítomnost trhliny s předstihem.



**Obrázek 20 - GPR profil trhlinou v ledovcovém štítu na Antarktidě. Na trhlinu s předstihem několika metrů upozorňují difrakce. Samotná trhlina se na radargramu jeví jako oblast bez vnitřních odrazů. Převzato z Arcone (2008) a upraveno.**

Kvůli malé hloubce průzkumu (25 – 50 m) a potřebě vysokého rozlišení se k průzkumu trhlin používají antény s vyšší frekvencí (Zirizzotti et al. 2010). Arcone et al. (2008) využil k monitorování trhlin na Antarktidě 400 MHz antény umístěné v duši pneumatiky, přidělané na rameni a tlačené před sněžným

vozidlem. Delaney a Arcone (2004) využili stejných antén pro detekování trhlin při přesunech na Antarktidě. Dokázali detekovat i trhliny o šířce 40 cm a prokázali schopnost georadaru včas upozornit na trhliny před jedoucím vozidlem. Singh et al. (2013) využil pro mapování trhlin na himálajských ledovcích antén o frekvenci 250 MHz pro pozemní profilování a 350 MHz pro georadar instalovaný na helikoptéře. Dokázal přitom odlišit otevřené i skryté trhliny od pohřbených balvanů. Eder et al. (2008) při detekci trhlin v Alpských oblastech využil antén s frekvencí 500 MHz a zjistil, že vrstvy sněhu nad trhlínami se ohýbají směrem k trhlíně a že odraz od stěn trhlín se na radargramu projevuje jako hyperbola.

#### **4.2.3. Englaciální koryta**

V ledovcích se mohou vyskytovat odvodňovací systémy. Většinou začínají na povrchu a následně se zanořují, přičemž se mohou větvit, a někdy pronikají až pod ledovec (Arcone 2008). Dříve se předpokládalo, že englaciální koryta mohou existovat pouze v teplých ledovcích, jelikož tavná voda nedokáže proniknout chladným ledem (Baelum a Benn 2011). Recentní výzkumy však prokázaly, že englaciální koryta mohou existovat i v chladných či polytermálních ledovcích (Baelum a Benn 2011).

Nepřístupnost englaciálních odvodňovacích systémů velice ztěžuje jejich studium. Tradičně se k získání informací o charakteru hydrologických sítí v ledovcích používala barviva, hydrografické studie a videokamery a snímače tlaku ve vrtech. Radarové systémy nyní nabízí rozšířené možnosti k zobrazení odvodňovacích koryt a jejich mapování ve 3D (Moorman a Michel 2000). Velký kontrast mezi relativní permitivitou ledu, vody a vzduchu umožňuje georadaru detekovat koryta vyplněná vodou i vzduchem (Moorman a Michel 2000). Podle Arconeho et al. (1995) lze na základě polarit odraženého signálu určit, jaký je kontrast relativních permitivit na rozhraních, z čehož je možné odvodit, zda je englaciální koryto vyplněno vodou, vzduchem, či sedimenty. Podle Moormana a Michela (2000) mají englaciální prvky, u kterých se při odrazu signálu nemění jeho polarita, vyšší relativní permitivitu než okolní prostředí (led). Naopak prvky, které při odrazu mění polaritu signálu, mají nižší relativní permitivitu než led. Baelum a Benn (2011) uvádí, že suchá rozhraní (například led/vzduch) vykazují nízké koeficienty odrazu (max. 30 %), zatímco rozhraní s přítomností vody (led/voda) vykazují koeficienty odrazu až 80 %. Podle Reynoldse (2013) lze englaciální koryta identifikovat také podle anomálií rychlostí šíření EM vlnění.

Při detekci englaciálních koryt je opět potřeba volit frekvence antén vzhledem k mocnosti zkoumaného ledovce, respektive hloubce, ve které se englaciální koryta nachází. Moorman a Michel (2000) použili k detekci englaciálních koryt antény s frekvencemi 25, 50, 100 a 200 MHz a došli k závěru, že pro profilování v ledu s nízkou mocností (do 20 m) je nejvhodnější 200 MHz anténa, která dokáže při průniku do požadované hloubky poskytnout vertikální rozlišení cca 0,5 m. Naopak při detekci



englaciálních koryt na mocnějších ledovcích se jako anténa s nejlepším poměrem hloubkového dosahu a rozlišení ukázala 50 MHz anténa. Autorům se podařilo lokalizovat celou dráhu krátkého englaciálního koryta skrz ledovec a také díky rozdílům v polaritě přijímaného signálu rozlišovat mezi různými výplněmi dutin. Ostatní autoři používají vesměs podobné frekvence, Arcone (2008) při detekci englaciálních koryt na Aljašce použil 100 MHz antény instalované na helikoptéru. Baelum a Benn (2011) pomocí 50 a 100 MHz antén prokázali existenci englaciálních i subgaciálních koryt na ledovci Tellbreen na Špicberkách, přestože tento ledovec je podle výzkumů chladný, a potvrdili tak nedávné výzkumy, podle kterých mohou englaciální a subgaciální koryta existovat i v chladných a polytermálních ledovcích.

### **4.3. Podmínky na podloží ledovců**

#### **4.3.1. Teplotní režim ledovců**

Teplotní režim ledovců je jedním z nejdůležitějších faktorů určujících tok ledovce, deformaci ledu a vlastnosti odtokového systému (Karušs et al. 2021). Pokud je teplota bazální části ledovce nižší než tlakový tavný bod, ledovec je k podloží přimrzlý a pohybuje se převážně pomocí vnitřních deformací. Pokud je však teplota bazální části blízko teplotě tlakového tavného bodu, je na rozhraní přítomna voda a dochází k bazálnímu klouzání (Navarro a Eisen 2009). Pomocí georadaru lze určit, zda se u rozhraní ledovce s horninovým podložím nachází teplý nebo chladný led. Větší obsah vody v teplém ledu se projevuje vyšší mírou odrazu a rozptylu elektromagnetického vlnění. Když vrstva studeného ledu překrývá teplý led, hranice mezi těmito dvěma masami se projeví jako vnitřní odrazná plocha (Gruber a Ludwig 1996). Georadar je schopen tuto hranici mezi chladným a teplým ledem v rámci polytermálního ledovce zaznamenat, a proto je s jeho pomocí možné určit, zda je ledovec polytermální. Díky této schopnosti georadaru je také možné mapovat teplotní strukturu ledovce (Pettersen et al. 2003). Hranice mezi chladným a teplým ledem nemusí vždy být jasně vymezena odrazným rozhraním, často se projevuje pouze jako oblast s vyšším rozptylem signálu (Navarro a Eisen 2009, Gacitúa et al. 2015). Podle Karušse et al. (2021) je georadar v současnosti nejrozšířenější metodou pro stanovení teplotních režimů ledovců.

Pro lokalizaci termálních rozhraní je výhodnější použít antén s vyššími frekvencemi než pro měření mocností ledovců. Je ovšem potřeba volit takové frekvence, aby bylo možné teplotní předěly zobrazit s ohledem na mocnost ledovce, tedy aby EM vlny dokázaly proniknout i vrstvou teplého ledu. Při použití vyšších frekvencí může dojít k úplnému odrazu vlnění na rozhraní studeného a teplého ledu a jeho neproniknutí do větších hloubek. Björnsson et al. (1996) zjistil, že použití antén s frekvencí 320 – 370 MHz umožnilo průnik signálu pouze horní vrstvou chladného ledu a hloubkový dosah byl omezen rozhraním chladného a teplého ledu. Naopak Gacitúa et al. (2015) dokázala pomocí 50 MHz antény

instalované na helikoptéru rozlišit oblasti chladného a teplého ledu při zachování dostatečného hloubkového dosahu pro zobrazení celé mocnosti ledovce. Při vysokých mocnostech zkoumaných ledovců a předpokládaných mocných vrstvách teplého ledu je obvykle volena nižší frekvence (Karuš et al. 2021). Podle Eisena et al. (2009) není při velice nízkých frekvencích, používaných k měření vysokých mocností, možné oblasti chladného a teplého ledu rozlišit.

Polytermální ledovce se nejčastěji vyskytují v polárních a subpolárních oblastech, nicméně některé horské ledovce středních zeměpisných šířek (například v Alpách) mohou být také považovány za polytermální (Eisen et al. 2009). Právě na horských ledovcích ve švýcarských Alpách testoval Eisen et al. (2009) použití několika antén s nízkou frekvencí (1-5 MHz) a 40 MHz antény. Uvádí, že při použití antén s nízkou frekvencí bylo možno lokalizovat podloží v celé délce profilu, ale ve výsledných radargramech nebyly identifikovány žádné známky signálu odraženého z vnitřku ledovce, které by naznačovaly kontrast mezi chladným a teplým ledem. Oproti tomu při použití 40 MHz antén bylo sice podloží lokalizováno pouze ve dvou třetinách profilu, ale byly identifikovány oblasti vysokého rozptylu signálu, interpretované jako zóny teplého ledu.

Na Špicberkách lokalizoval rozhraní chladného a teplého ledu v několika ledovcích Björnsson et al. (1996) a výsledky porovnal s teplotami měřenými v hloubkových vrtech. Došel k závěru, že hloubka přechodu mezi chladným a teplým ledem určená pomocí georadaru většinou přibližně odpovídá hloubkám, ve kterých byla ve vrtech změřena teplota tlakového tavného bodu ledovce. V některých místech se však hodnoty rozcházely až o 10 m, což může být způsobeno charakterem vysílaného EM vlnění, jelikož rozlišení získané pomocí takto nízkých frekvencí (5 – 20 MHz) je právě cca 10 m. Někde ale nebyl teplý led vůbec identifikován, ačkoliv ve vrtech byla v určitých hloubkách naměřena teplota odpovídající teplému ledu.

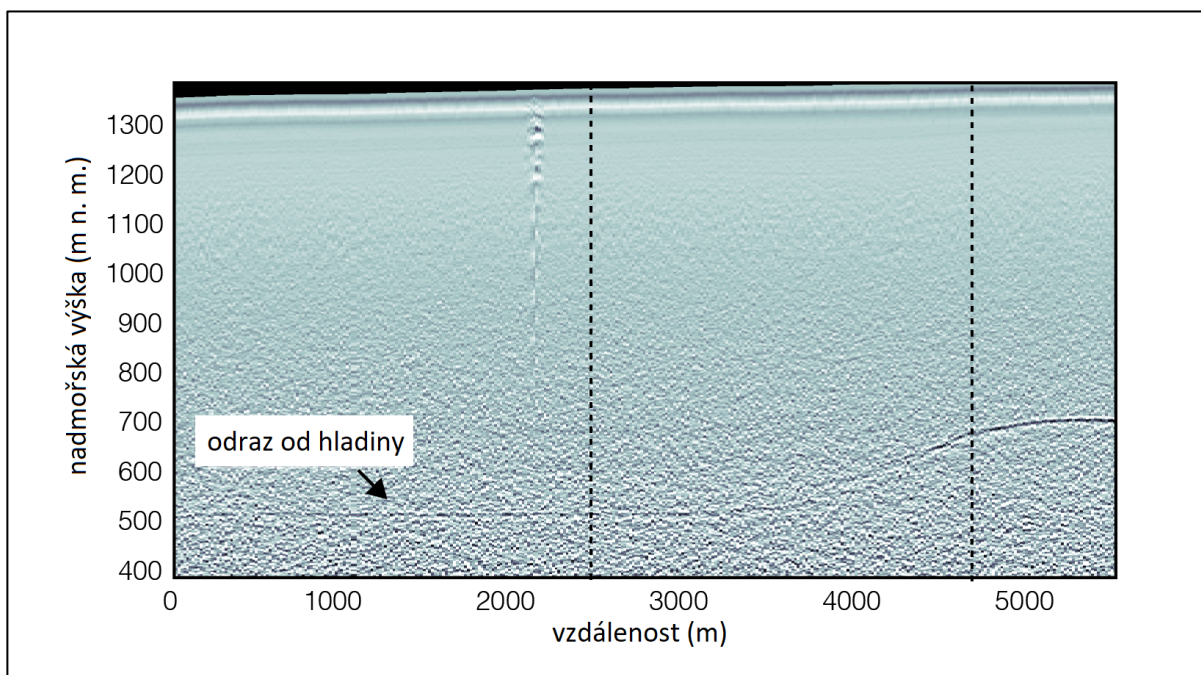
#### **4.3.2. Subglaciální jezera**

Subglaciální jezera jsou velké vodní plochy pod ledovci (Bennett a Glasser 2009). Pod Antarktickým a Grónským ledovcovým štítem je prokázán výskyt stovek subglaciálních jezer, přičemž odhady celkového počtu subglaciálních jezer se pohybují v řádu tisíců (Livingstone et al. 2016). Podle Maguira et al. (2021) představují subglaciální jezera důležitý, ale zatím ne příliš prozkoumaný faktor změny hladiny oceánů. Subglaciální jezera se na rozhraní ledovců a podloží vyskytují ze tří hlavních důvodů: vysoký tlak na bázi ledovce snižuje bod tání ledu, mocná vrstva ledu kapalnou vodu izoluje a chrání ji tak před nízkými teplotami na povrchu, a navíc je báze ledovce ovlivňovaná geotermálním teplem (Zirizzotti et al. 2010).

Z radarových dat lze odhadnout přítomnost vody pod ledovcem na základě intenzity odraženého signálu (Navarro et al. 2005). Přítomnost odrazné plochy s vysokým koeficientem odrazu sama o sobě

k identifikaci subglaciálního jezera nestačí, může se jednat například pouze o vodou nasycené sedimenty. Proto je k identifikaci subglaciálního jezera potřeba lokalizovat horizontální odraznou plochu s konstantní charakteristikou odrazu, obklopenou strmými srázy (Navarro a Eisen 2009, Zirizzotti et al. 2010). Okolní strmé svahy navíc často kvůli geometrii měření vykazují výrazně slabší odrazy signálu (Navarro a Eisen 2009). Intenzita odrazu na rozhraní ledovce s vodou a ledovce s horninovým podložím se většinou liší alespoň o 10 dB (Zirizzotti et al. 2010), například Maguire et al. (2021) ale identifikoval subglaciální jezero, které vykazovalo intenzitu odrazu pouze o 5dB vyšší než okolní horninové podloží. Podle Tulaczyka a Foleyho (2020) však mohou subglaciální sedimenty s vysokou vodivostí vykazovat stejné charakteristiky odrazu jako sladká tavná voda z ledovce. Pomocí k rozlišení mezi subglaciálním jezerem a vodivými sedimenty podle nich může fakt, že pokud subglaciální sedimenty obsahují jíl nebo je jejich rozhraní s ledovcem dostatečně členité, projeví se na radargramu zvýšeným rozptylem. Pokud jsou však nerovnosti menšího měřítka než je vlnová délka EM vlnění, rozptyl se na radargramu nevyskytne a odlišit subglaciální jezero od sedimentů nemusí být možné.

Příkladem využití georadaru pro průzkum subglaciálního jezera je práce Maguire et al. (2021). Ten pomocí kombinace nízkofrekvenčního GPR (5 MHz) a seismických metod identifikoval subglaciální jezero v severozápadním Grónsku (obrázek 21). Jezero se nachází v hloubce cca 840 m pod povrchem ledovcového štítu. Jeho hloubka kvůli silnému tlumení signálu ve vodě nemohla být pomocí GPR změřena, nicméně pomocí seismických metod byla stanovena na 15 m.



**Obrázek 21 - GPR profil ledovcovým štítem ve východním Grónsku. V nadmořské výšce přibližně 500 m n. m. lze vidět odraz signálu od hladiny subglaciálního jezera. Hladina je vodorovná a zprava ohraničená poměrně strmým svahem. Převzato z Maguire et al. (2021) a upraveno.**

## 4.4. Glaciální tvary reliéfu

### 4.4.1. Morény

Morény jsou akumulace materiálu, který je unášen ledovcem (Demek 1987). Sediment morén se nazývá till a je nevytříděný, obsahuje všechny frakce. Morény se podle své polohy vůči ledovci dělí na čelní, boční, vnitřní, střední, spodní a svrchní. Z hlediska struktury morén je důležitější genetické dělení. Bennett a Glasser (2009) dělí morény podle geneze na náporové (glaciotektonické), ablační a „*dump moraines*“. Náporové morény jsou produktem deformace ledu a hornin, které tvoří hřebeny před, na, nebo pod okrajem ledovce (Bennett a Glasser 2009). Podle Kunze a Kneisla (2020) vznikají náporové morény působením ledovce na proglaciální permafrost. Ablační morény vznikají odtržením ledovcového okraje pokrytého suti a mají ledové jádro. Jejich morfologie je dána rozmístěním suti v ledovci a na jeho povrchu (Bennett a Glasser 2009). „*Dump moraines*“ vznikají akumulací materiálu na okrajích ledovce, kde tvoří hřebeny, a patří mezi ně například boční morény (Bennett a Glasser 2009).

Tradičně bylo studium morén založeno pouze na pozorování na odkryvech, ve štěrkových, podél silnic, případně ve vrtech (Bakker a Van der Meer 2003). Podle McCarthyho et al. (2017) pozorování ve vrtech umožňují pouze bodová měření na malých prostorech a pozorování odkryvů zase může být nereprezentativní z důvodu atypických vlastností morén v místě odkryvů. Nicméně, jak studium výchozů, tak vrty, mohou posloužit k verifikaci výsledků (například Schwamborn et al. 2007, Sadura et al. 2006). Dnes je pro výzkum morén běžné využití geofyzikálních metod jako elektrická odporová tomografie, seismické metody a georadar (Kunz a Kneisel 2020, Bakker a Van Der Meer 2003). Georadarem jsou nejčastěji profilovány náporové, čelní a boční morény, jelikož se na nich dá dobře studovat interakce ledovců a proglaciálního permafrostu. Georadar je podle Bakker a Van Der Meera (2003) schopen zobrazovat strukturu náporových morén i hydrologických prvků uvnitř nich. Sadura et al. (2006) uvádí, že georadarová metoda je užitečná při výzkumu stratigrafie a struktury morén do hloubky asi 10-15 m. Jelikož mohou být morény i stovky metrů vysoké (Bakker a Van Der Meer 2003), není vždy možné pomocí georadaru určit mocnost morény, protože hloubkový dosah elektromagnetických vln nemusí být dostatečný. Georadar je také schopen v morénách detekovat velká ledová tělesa (Kunz a Kneisel 2020), která jsou charakteristická málo četnými odrazy s nízkou amplitudou (Harrison et al. 2022).

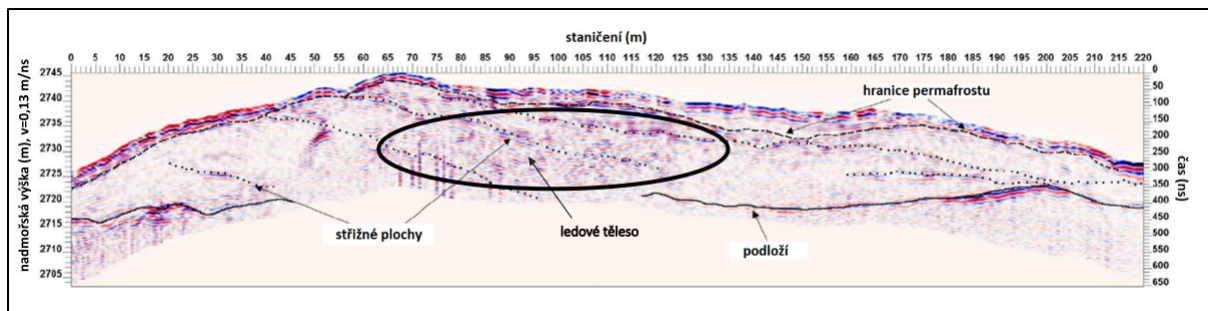
Podle Schwamborna et al. (2007) souvisí hloubkový dosah elektromagnetických vln s celkovým obsahem karbonátů a jílu v moréně. Kalcit ( $\text{CaCO}_3$ ) má totiž relativní permitivitu 8 až 9, což je přibližně dvojnásobek relativní permitivity křemene (relativní permitivita 4,6). Pro jíl je zase charakteristická přítomnost vody. Čím vyšší podíl těchto dvou složek ve zkoumané moréně je, tím nižší je hloubkový dosah EM vlnění. Bakker a Van Der Meer (2003) poukazují na důležitost hladiny podzemní vody, která,

pokud je blízko povrchu, představuje nepříznivé podmínky pro georadarový průzkum morén. Pokud se moréna nachází v oblasti permafrostu, závisí útlum signálu na mocnosti činné vrstvy (např. Kunz a Kneisel 2020). Hrubý materiál, kterým jsou morény částečně tvořeny, způsobuje rozptyl EM vlnění a horší rozlišení vrstev pod ním (viz Schwamborn et al. 2007). Chová se tedy podobně jako například ledové čočky v permafrostu. Kunz a Kneisel (2020) vyzorovali, že odrazy signálu nad horní hranicí permafrostu jsou značně silnější než odrazy v nižších vrstvách, což je pravděpodobně zapříčiněno jednak střídáním balvanů a dutin a jednak vlhkostí v činné vrstvě.

Frekvence použitých antén závisí na typu morény, která je zkoumána. Pro zobrazování struktury a složení náporových morén se obvykle používá antén s nízkou frekvencí, většinou 50 nebo 100 MHz (Sadura et al. 2006). Při použití takto nízkých frekvencí je možno docílit poměrně velkého hloubkového dosahu. Například Harrison et al. (2022) zaznamenal s pomocí 40 MHz antény odrazy v hloubce až 100 m. Hloubkový dosah radarového signálu dosahuje při použití 50 MHz antén obvykle nižších desítek metrů (Lønne a Lauritsen 1996, Bakker a Van Der Meer 2003). Pro přesnější zobrazení svrchních částí morén bývají použity i antény s vyšší frekvencí, například 200 MHz, zde už se hloubkový dosah pohybuje pouze okolo 10 m (Lønne a Lauritsen 1996).

Názorný příklad georadarového průzkumu náporových morén ukazuje práce Kunze a Kneisla (2020) nebo Lønne a Lauritsena (1996). Náporové morény jsou charakteristické střížnými plochami, které poukazují na jejich glaciotektonický původ (Kunz a Kneisel 2020). Pomocí georadaru lze tyto střížné plochy odhalit a potvrdit tak, že se jedná o náporovou morénu. Kurt a Kneisel (2020) odhalili v předpokládané náporové moréně pod horou Piz Muragl ve švýcarských Alpách několik odrazných ploch, paralelních i ukloněných vůči povrchu morény. Ukloněné odrazné plochy začínaly na povrchu morény a svažovaly se lineárně směrem k proximálnímu svahu morénového komplexu. Průniky těchto odrazných ploch s povrchem odpovídaly hranicím mezi zónami materiálu různých frakcí na povrchu. Kunz a Kneisel (2020) z pozice těchto odrazných ploch, jejich tvaru, struktury a vztahu k povrchovému rozmístění materiálu usoudili, že tyto odrazné plochy označují hranice jednotlivých sedimentárních struktur, které byly vytvořeny při vzniku morény. Plochy mezi jednotlivými odraznými plochami se vyznačovaly chaotickými odrazy, což naznačuje nevytříděnost tillu. Z povahy těchto struktur bylo usouzeno, že odrazné plochy představují střížné plochy, vzniklé během formování morénového komplexu. Kromě těchto střížných ploch byly GPR měřením odhaleny i jiné odrazné plochy. Odrazné plochy paralelní s povrchem, v hloubce maximálně nižších jednotek metrů, byly určeny jako spodní hranice činné vrstvy. V hloubce přibližně 20 m byly v některých místech profilu zachyceny odrazné plochy, které se lineárně svažovaly k centrální části morénového komplexu. Z intenzity odraženého signálu a hloubky odrazu ve srovnání pozicí skalního podloží na okrajích morény bylo určeno, že se

jedná o rozhraní mezi morénou a skalním podloží. Všechny tyto odrazné plochy jsou vidět na obrázku 22.



**Obrázek 22 - GPR profil náporovou morénou pod horou Piz Muragl ve švýcarských Alpách. Čárkovaně je vyznačena horní hranice permafrostu, souvislou čarou rozhraní morény s podloží, tečkovanou čarou předpokládané střížné plochy a černou elipsou ledové těleso. Převzato z Kunz a Kneisel (2020) a upraveno.**

V rámci morény bylo Kunzem a Kneislem (2020) lokalizováno i velké ledové těleso. Na radargramu není toto těleso příliš rozpoznatelné, nicméně bylo identifikováno zvýšenou rychlostí šíření EM vlnění při měřeních rychlosti metodou common midpoint. Normální hodnoty pro permafrost činí 0,11 – 0,15 m/ns, zatímco v oblasti ledového tělesa byla změřená rychlost šíření vln 0,16 m/ns. To odpovídá spíše rychlostem šíření v čistém ledu (0,15 - 0,17 m/ns, Baker 2007). Toto ledové těleso zároveň potvrzuje hypotézu, že ukloněné odrazné plochy jsou střížné plochy, jelikož tato rozhraní prochází i skrz ledové těleso (Kunz a Kneisel 2020). Pokud by se nejednalo o střížné plochy, ale o pouhé sedimentační vrstvy, končily by hranice odrazných ploch na okrajích ledového tělesa.

Střížné plochy byly pomocí georadaru lokalizovány i v dalších náporových morénách (Bakker a Van der Meer 2003, Lønne a Lauritsen 1996). Lønne a Lauritsen (1996) pomocí GPR lokalizovali několik střížných ploch v náporové moréně v předpolí údolního ledovce na Špicberkách. V tomto případě nebyly plochy lineární, ale konkávní a stejně jako v případě Kunze a Kneisla (2020) protínaly ledová tělesa. Lønne a Lauritsen uvádí, že ledová tělesa, která jsou součástí morény, se deformují společně s okolními sedimenty, a shodují se tak s Kunzem a Kneislem (2020).

#### 4.4.2. Fluvioglačiální tvary reliéfu

Před čelem ledovce se rozkládá rozsáhlá zóna eroze a akumulace, tvořená sedimenty nesenými tavnými vodami vytékajícími z ledovce (Demek 1987). Nejběžnějšími formami fluvioglačiální akumulace jsou výplavové planiny (sandry), eskery a kamy (Demek 1987). Nejčastějšími aplikacemi georadaru na fluvioglačiálních tvarech reliéfu jsou profilování sandrů, méně pak eskerů, proto zde budou brány v potaz pouze tyto 2 formy reliéfu.

Sandry se nacházejí v předpolí ledovce a jsou tvořeny akumulovanými štěrky a písky z proglaciálních toků (Harrison et al. 2022, Bennett a Glasser 2009). Energie proglaciálního toku klesá s rostoucí vzdáleností od čela ledovce, a proto jsou jemnější materiály ukládány dále od čela ledovce, zatímco hrubší materiály se usazují blíže k čelu (Bennett a Glasser 2009). Součástí sandrů mohou být v zóně přilehlé k ledovci i velké bloky pohřbeného ledu, které při tání způsobují sesedání země nad nimi a tvoří typické deprese (Blauvelt et al. 2020). Pleistocenní sandry jsou často důležitými vodními zdroji (Møller a Vosgerau 2006).

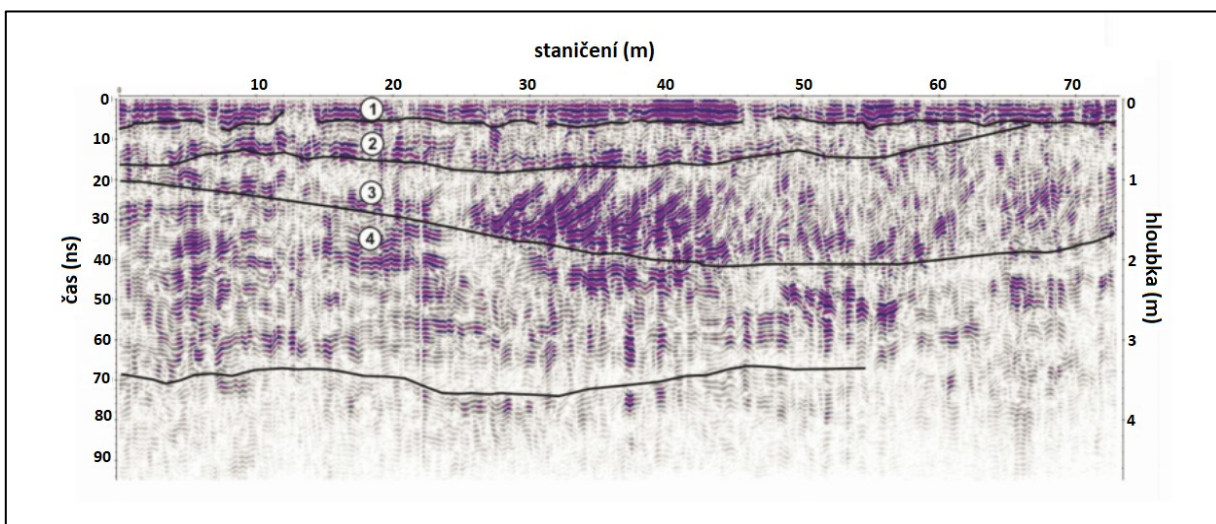
Eskery jsou výplně ledovcových tunelů, tvořené pískem a štěrkem transportovaným a uloženým tavnou vodou z ledovce (Maries et al. 2017). Písek a štěrk bývá obvykle v jádru eskeru netříděný, vytříděný bývá až nad jádrem (Bennett a Glasser 2009). Po ústupu ledovce tvoří rovné, meandrovité i složité větvené valy. Eskery se mohou vytvářet v subglaciálních, englaciálních i supraglaciálních korytech (Lejzerowicz et al. 2012). Také vznikají při vyústění podledovcových toků před čelem ledovce. Jejich orientace je dána sklonem ledovce a tlakovými poměry v ledovci, nemusí proto vždy odrážet subglaciální reliéf (Bennett a Glasser 2009). Eskery jsou významnými vodními zdroji, a proto je důležité chápání a vymezení jejich struktury (Maries et al. 2017).

Jelikož jsou fluvioglaciální tvary reliéfu tvořeny převážně pískem a štěrkem, často se společně s geofyzikálními metodami provádí také vrty, které slouží k verifikaci výsledků, interpretaci naměřených dat a odběru vzorků (například Pasanen 2009, Maries et al. 2017). Možná jsou také pozorování na odkryvech, kde lze porovnávat geofyzikálně získaná data s odkrytými vrstvami (Møller a Vosgerau 2006). Četné práce se zaměřují na průzkum fluvioglaciálních tvarů reliéfu pomocí seismických metod, georadarové aplikace příliš časté nejsou, nicméně přehled prací s využitím georadaru na fluvioglaciálních tvarech reliéfu lze najít v práci Neala (2004). Podle Møllera a Vosgerau (2006) georadarové záznamy odrážejí změny v sedimentárních strukturách, které souvisejí s celkovým poklesem depoziční energie z proximální do distální části sandru. Jakobsen a Overgaard (2002) uvádí, že georadar lze využít pro odhalení sedimentárních struktur, které podlely glaciotektonickému přemodelování. Lejzerowicz et al. (2012) zase uvádí, že 2D georadarové profilování umožnilo nový pohled na prostorové rozložení sedimentárních prvků v rámci eskerů.

Ve fluvioglaciálních sedimentech jsou změny v dielektrických vlastnostech určovány především množstvím obsažené vody, kterou nad hladinou podzemní vody zadržují nejvíce jemné materiály (Møller a Vosgerau 2006). Změny ve struktuře sedimentů způsobují i variace v obsahu vody, které jsou důvodem pro vznik odrazů signálu (Møller a Vosgerau 2006). Podle Harrisona et al. (2022) se odrazy mohou vyskytovat mezi hranicemi sedimentů v důsledku změn ve složení sedimentů, jejich orientaci, zhutnění a z toho plynoucích změn v jejich pórovitosti. Maximální hloubkový dosah EM vlnění

v písčitéch a štěrkových prostředích se podle něj pohybuje mezi 70 a 100 metry, v případě přítomnosti pohřbených ledových těles může být ještě vyšší. Frekvence antén obvykle používaná pro průzkum fluvioglaciálních tvarů se podobá frekvencím používaným pro průzkum morén. Obvykle se pohybuje v rozmezí 30–200 MHz. Nejvyššího hloubkového dosahu docílil Harrison et al. (2022), který s pomocí 40 MHz antény zaznamenal odrazy z hloubky až 100 metrů. Takový dosah nebývá obvyklý, například Blauvelt et al. (2020) dosáhl s anténou o frekvenci 30 MHz hloubky přibližně 30 m. Fiore et al. (2002) uvádí, že v nenasycených píscích a štěrčích je hloubkový dosah EM vlnění přibližně 15 m. Při použití antén s vyšší frekvencí se dosah signálu snižuje i na jednotky metrů (Jakobsen a Overgaard 2002).

Na obrázku 23 lze vidět strukturu části eskeru poblíž vesnice Kozlow v centrálním Polsku. Lejzerowicz et al. (2012) zde detekovala 4 sedimentární jednotky. Nejsvrchnější jednotka je mocná přibližně 20 cm a je charakteristická plochými odraznými plochami rovnoběžnými s povrchem eskeru. Tato vrstva byla interpretována jako písky uložené v poslední fázi ablace ledovce, kdy bylo supraglaciální koryto téměř vyplněno sedimenty. Druhá jednotka obsahuje téměř paralelní odrazné plochy lehce ukloněné směrem k jihu a odráží změnu směru toku tavné vody a postupné snižování průtoku. Třetí jednotka je typická silně ukloněnými rovnoběžnými odraznými plochami. Odrazné plochy jsou ukloněny na jih a naznačují směr proudění tavné vody. Jedná se o šikmě zvrstvené písky usazené během silného proudění tavné vody. Nejnižší položená jednotka se vyznačuje plochými až lehce ukloněnými vrstvami písku a štěrku. Tato střídání frakcí jsou vysvětlována kolísáním rychlosti (průtoku) tavné vody z ledovce. Mezi jednotlivými sedimentárními jednotkami nejsou přítomny jasné odrazné plochy, typické jsou odrazné plochy uvnitř těchto jednotek.



**Obrázek 23 - GPR profil eskerem. Čísla 1–4 označují odlišné jednotky popsané v textu. Převzato z Lejzerowicz et al. (2012) a upraveno.**



Møller a Vosgerau (2006) zjistili, že na sandrech s převažujícími písčítými sedimenty jsou odrazy signálu způsobené spíše strukturou sedimentárních vrstev než rozdílnými elektromagnetickými vlastnostmi jednotlivých vrstev. Charakteristiky těchto odrazů se liší s měnící se sedimentární strukturou, která souvisí s celkovým poklesem unášecí energie z proximální části sandru do distální části. Jakobsen a Overgaard (2002) naopak na sandrech identifikovali odrazná rozhraní, která se podle vrtu shodovala s přechody mezi písčítými a štěrkovitými vrstvami. Tyto přechody se vyznačují náhlými změnami velikostí zrn, a proto se na radargramech projeví jako silné, kontinuální odrazné plochy. Autoři také popsali vrstvu nevytříděného materiálu s kameny, štěrkem, pískem, siltem i s malým množstvím jílu. Přítomnost hrubšího materiálu a kamenů dokládá, že lokalita GPR profilování se nacházela v blízkosti okraje ledovce, kde měla tavná voda vysokou unášecí schopnost. V této vrstvě také byla naměřena menší rychlost šíření EM vlnění než ve vrstvách ležících pod ní, což je patrně způsobeno větší koncentrací jemného materiálu (jíl, silt) v této vrstvě. Obecně se dá říct, že struktury sandrů se liší podle vzdálenosti od čela ledovce a podle přítomného materiálu (zda převažuje písek či štěrk).

Blauvelt et al. (2020) pomocí georadaru určoval původ lokálních depresí na sandru Skeiðarásandur, což je s plochou 1300 km<sup>2</sup> největší aktivní proglaciální sandr na světě (Harrison et al. 2022). Identifikoval místa, odkud se vysíláný signál téměř nevrací a z jejichž povrchu přichází vlny s opačnou polarizací, než má přímá nadpovrchová vlna. Absence odraženého signálu je způsobena vnitřní homogenitou zkoumaného tělesa a opačná polarizace přichozích vln naznačuje velký kontrast relativních permitivit mezi tělesem a nadloží vrstvou. Z těchto poznatků bylo vyvozeno, že tato tělesa jsou velké bloky pohřbeného ledu, který postupně taje a povrch nad ním sesedá. Tyto bloky ledu sem byly přemístěny jökulhlaupy, které jsou v této oblasti poměrně časté, a vývoj sandrů ovlivňují v průběhu desítek a stovek let (Blauvelt et al. 2020).

#### **4.4.3. Drumliny**

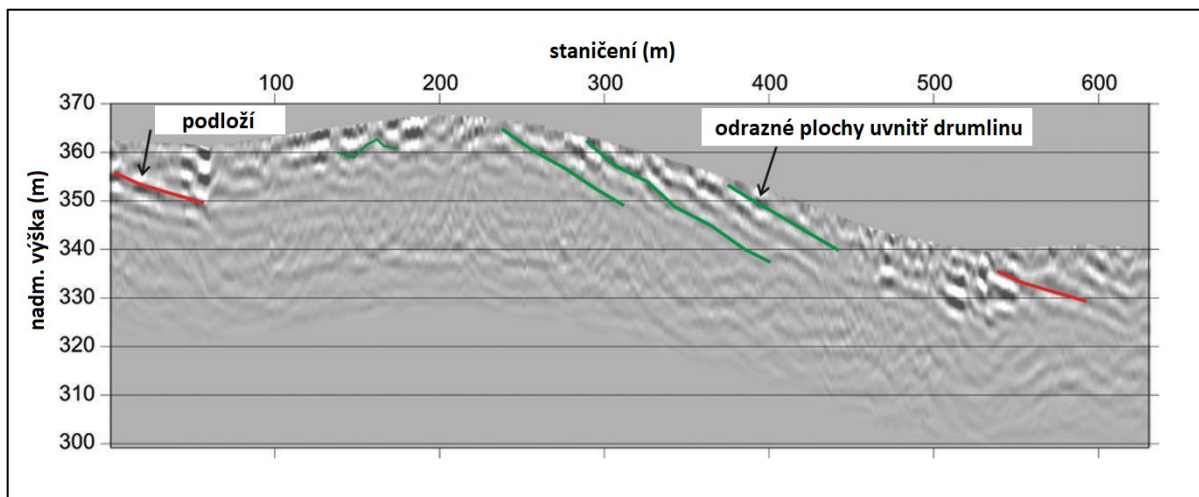
Drumliny jsou hladké, oválné nebo elipsovité elevace složené z glaciálních sedimentů (Bennett a Glasser 2009). Jsou protáhlé ve směru pohybu ledovce a často se vyskytují ve skupinách nazývaných drumlinová pole (Spagnolo et al. 2014). Mohou být až kilometry dlouhé a desítky metrů vysoké. Jsou tvořeny různými materiály, například tillem, horninovým podložím, deformovanou směsí tillu, štěrku a písku, nebo nedeformovanými vrstvami štěrku a písku (Bennett a Glasser 2009). Drumliny jsou důležité z hlediska jejich vývoje na rozhraní ledovce a horninového podloží, které hraje hlavní roli v dynamice ledovců (Spagnolo et al. 2014).

Většina dosavadních prací o drumlinech se opírá o lokální pozorování odkryvů, pouze poměrně nedávné práce se zabývají využitím geofyzikálních metod (Spagnolo et al. 2014). Využití georadaru pro průzkum drumlinů je málo časté, kromě Spagnola et al. (2014) se GPR měřeními na drumlinech zabývají

pouze Fiore et al. (2002) a Iverson et al. (2017), a to pouze okrajově. Podle Spagnola et al. (2014) lze na drumlinech pomocí georadaru zkoumat vztah mezi drumliny a jejich podloží, geometrii sníženin mezi drumliny a vnitřní strukturu jednotlivých drumlinů. Fiore et al. (2002) navíc popsal i geometrii podloží.

Signál je na drumlinech tlumen především přítomností jílu v diamiktitu. Rušení je při použití nestíněných antén okolními stromy, silnicemi a stěnami a kompletně absorbován může být pod hladinou podzemní vody (Spagnolo et al. 2014). Proto Spagnolo et al. (2014) doporučuje provádět GPR měření pokud možno na drumlinech s nízkým obsahem jílu a v suchých obdobích, kdy je hladina podzemní vody nejnižší. Výhodou drumlinů je jejich tvar, který umožňuje rychlý odtok vody, zvláště pokud je drumlin tvořen propustným materiálem. Voda se naopak koncentruje v depresích mezi jednotlivými drumliny, které mohou být v období zvýšených úhrnů srážek kompletně nasyceny (Spagnolo et al. 2014). Spagnolo et al. (2014) použil antén o frekvencích 25, 50 a 100 MHz a docílil hloubkového dosahu přibližně 30 m s pomocí 25 MHz antény a přibližně 10 m s pomocí 100 MHz antény. Fiore et al. (2002) docílil pomocí antén o frekvenci 100 MHz hloubkového dosahu přibližně 15 m a Iverson et al. (2017) zobrazil podpovrchové struktury drumlinu s 200 MHz anténou do hloubky necelých 10 metrů.

Spagnolo et al. (2014) dokázal rozlišit horninové podloží pod okrajovými částmi drumlinů, pod centrálními částmi byla mocnost sedimentů příliš velká a EM vlnění neproniklo až na hranici podloží. Také odhalil, že sedimenty v depresích mezi drumliny jsou odlišné od sedimentů tvořících drumliny. Sedimenty z prostorů mezi drumliny jsou horizontálně zvrstvené, překrývají část sedimentů drumlinů i horninové podloží a jsou interpretovány jako sedimenty, které vyplnily sníženiny mezi drumliny až postglaciálně. Důsledkem výskytu těchto postglaciálních sedimentů v depresích mezi drumliny je podle Spagnola et al. (2014) až o 10 % podhodnocená výška drumlinů. Vnitřní struktura drumlinů byla zobrazena pouze pod jejich okrajovými částmi z důvodu nedostatečného hloubkového dosahu. Nicméně i tak byl určen rozdíl ve zvrstvení mezi stranou orientovanou proti směru pohybu ledovce a opačnou stranou. Na straně orientované proti směru pohybu ledovce je zvrstvení chaotické a velmi nezřetelné, zatímco na straně orientované po směru pohybu ledovce je zvrstvení zřetelné a má sklon mírně vyšší než sklon povrchu drumlinu i horninové podloží (obrázek 24).



**Obrázek 24 – GPR profil drumlinem. Je zde znázorněn rozdíl mezi 2 stranami drumlinu, strana odvrácená od postupujícího ledovce má patrné zvrstvení (zelené linie mezi 250. a 400. metrem profilu). Na druhé straně patrné zvrstvení neexistuje. Převzato ze Spagnolo et al. (2014) a upraveno.**

## 5. Diskuze

V periglaciálním a glaciálním prostředí je georadar hojně využíván především z důvodu jeho schopnosti rozlišovat mezi materiály s kladnou a zápornou teplotou a vhodnosti ledu jako média pro šíření EM vlnění. V periglaciálním prostředí je georadar využíván při výzkumu permafrostu a periglaciálních tvarů reliéfu (tabulka 4). Georadar má tu výhodu, že dokáže rozlišovat mezi zmrzlým a nezmrzlým materiálem. Nezmrzlý materiál v sobě obsahuje vodu v kapalném skupenství, což výrazně ovlivňuje charakteristiku šíření EM vlnění. Tato skutečnost umožňuje především lokalizovat horní hranici permafrostu a vymezit tak činnou vrstvu. Studium činné vrstvy je důležité z důvodu globálního oteplování a jeho vlivu na nárůst mocnosti činné vrstvy (Westermann et al. 2010), s čímž jsou spojeny problémy například se stabilitou staveb (Hauck a Kneisel 2008). Jelikož činná vrstva přes zimu mrzne a na jejím rozhraní s permafrostem zaniká kontrast relativních permitivit potřebný pro její vymezení, je potřeba měření provádět během léta (Arcone et al. 1998). V rámci činné vrstvy lze také na základě měření relativní permitivity prostředí a tabelovaných hodnot pro tentýž materiál bez obsahu vody určovat obsah půdní vody. Prostorová variabilita v obsahu půdní vody ovlivňuje rychlost šíření signálu a vede k nepřesnému určení hloubky odrazných ploch (Westermann et al. 2010). V rámci činné vrstvy a pod ní lze pomocí georadaru detekovat ledová tělesa. Malá ledová tělesa jsou charakteristická rozptylem a chaotickými odrazy EM vlnění (Moorman et al. 2003). Větší tělesa ledu a ledové klíny jsou naopak rozpoznatelné díky silným odrazům na povrchu a absenci vnitřních odrazů z důvodu jejich homogenity (Hinkel et al. 2001). Ve vhodném prostředí je možné vytvářet pomocí georadaru kryostratigrafické modely do hloubek desítek metrů (Schennen et al. 2016, Schwamborn et al. 2007). Pro průzkum struktur pod hranicí činné vrstvy je vhodné provádět měření během zimy, kdy je činná vrstva zmrzlá a absence kapalné vody umožňuje větší hloubkový dosah (Arcone et al. 1998).

Při georadarovém průzkumu periglaciálních tvarů reliéfu bývá zjišťována především mocnost a struktura zkoumaných tvarů, například kamenných ledovců a osypů. Pro tyto účely se většinou používají nízkofrekvenční antény, které poskytují dostatečný hloubkový dosah. V případě kamenných ledovců je mocnost díky velkému kontrastu dielektrických vlastností kamenného ledovce a horninového podloží většinou dobře změřitelná. V případě osypů je však toto rozhraní často neidentifikovatelné jasnou odraznou plochou, často zde dochází pouze k postupnému mizení vnitřních odrazů z osypu (Otto a Sass 2006). Dostatečný kontrast dielektrických vlastností v podloží kamenných ledovců je patrně způsoben přítomností ledu, který snižuje permitivitu kamenného ledovce. Osypy jsou oproti tomu tvořeny pouze sutí, která může mít velice podobné vlastnosti jako horninové podloží pod ní. Nevýhoda použití georadaru na kamenných ledovcích a osypech spočívá v jejich členitém povrchu. Osypy i kamenné ledovce mohou být velmi strmé a sypké, což činí georadarový průzkum nemožným nebo nebezpečným. Další nevýhoda spočívá ve velkých rozměrech nízkofrekvenčních antén, které

omezují průchodnost terénem (Sass a Wollny 2001). K tlumení signálu zde dochází především kvůli velkému rozptylu EM vlnění na balvanech a přítomnosti tavné vody ze sněhu (Fukui et al. 2008). Poměrně specifickým využitím georadaru v periglaciálním prostředí je průzkum strukturních půd. Oproti většině ostatních aplikací jsou v tomto případě využívány antény s vyšší frekvencí, jelikož struktura těchto půd nesahá do velkých hloubek a její vymezení vyžaduje detailní radarový záznam. Většina autorů se shoduje, že signál je zde tlumen především v okrajových částech jednotlivých struktur, které se skládají z hrubozrnnějšího materiálu.

V glaciálním prostředí je jednoznačně nejčastějším využitím georadaru průzkum ledovců (tabulka 5). Je přitom využito výborných vlastností ledu jakožto materiálu pro šíření EM vlnění (např. Arcone 2008). Velice nízká elektrická vodivost ledu zajišťuje nízkou míru tlumení signálu a poskytuje tak velký hloubkový dosah. Nejčastěji bývá pomocí georadaru měřena mocnost ledovců a s ní související objem ledovců, v případě současného měření nadmořské výšky i reliéf horninového podloží. Z důvodu vysokých mocností ledovců jsou k těmto účelům využívány antény s nízkou frekvencí, často v řádu jednotek MHz. S pomocí takovýchto antén může signál proniknout až 2,5 km pod povrch (Arcone 2008). Při vytvoření dostatečně husté sítě georadarových profilů lze vytvářet mapy mocnosti ledovců, poměrně přesně odhadovat jejich objemy a mapovat subglaciální reliéf (Navarro a Eisen 2009).

Georadar je také vhodný k výzkumu struktury ledovců. S jeho pomocí lze zkoumat zvrstvení ledovců, které může být způsobeno změnami hustoty ledu, ukládáním sněhu za různých podmínek, chemickými příměsemi, vrstvami vulkanického materiálu apod. Při použití nízkých frekvencí však většinou nelze odlišit jednotlivé vrstvy, ale spíše větší souvrství s podobnými vlastnostmi (Plewes a Hubbard 2001). Vysokofrekvenční antény (až 1,2 GHz) se používají pouze při měření mocnosti supraglaciální suti a sněhové pokrývky, která výrazně ovlivňuje energetickou bilanci povrchu ledovců (McCarthy et al. 2017). Georadar je také schopen lokalizovat v ledovci diskrétnější jevy, například englaciální koryta a dutiny. Pomocí analýzy přijmaného signálu, především jeho polarizace a amplitudy, lze určovat, zda jsou englaciální koryta a dutiny vyplněny vzduchem, vodou, nebo sedimenty (Arcone 1995). Georadar má na ledovcích i praktické využití, především k detekci trhlin. Při instalaci georadaru před sněžné vozidlo lze trhliny detekovat s předstihem jednotek až desítek metrů (Arcone 2008). Z důvodu přítomnosti kapalné vody v teplém ledu lze také pomocí georadaru určovat teplotní strukturu polytermálních ledovců a zjišťovat, jaké jsou teplotní poměry na bázi ledovce. (Navarro a Eisen 2009). Na základě rozdílných dielektrických vlastností vody a horninového podloží lze georadarem identifikovat i subglaciální jezera. Zirizotti et al. (2009) uvádí, že intenzita odrazu se mezi subglaciálním jezerem horninovým podložím liší alespoň o 10 dB, nicméně podle jiných autorů (Maguire et al. 2021, Tulaczyk a Foley 2020) může být rozdíl intenzit i menší, nebo dokonce žádný, pokud je okolní horninové podloží tvořeno sedimenty s vysokou elektrickou vodivostí.

Při průzkumu glaciálních tvarů reliéfu je georadar využíván nejčastěji ke studiu struktury fluvioglaciálních akumulací a morén, méně častý je GPR průzkum drumlinů. Z morén jsou georadarem nejčastěji profilovány náporové morény, u nichž lze na základě jejich struktury získávat informace o glaciotektonických procesech (Kunz a Kneisel 2020). Z fluvioglaciálních akumulací je nejčastěji zkoumána struktura eskerů a sandrů. U drumlinů kromě jejich struktury také zkoumán vztah mezi nimi a horninovým podložím, který může napovědět způsob jejich vzniku (Spagnolo et al. 2014). V případě glaciálních tvarů reliéfu jsou obvykle využívány antény s nižší frekvencí (většinou nepřesahují 100 MHz), s výjimkou eskerů, zde frekvence používané autory dosahovaly až 500 MHz (Lejzerowicz et al. 2012). EM signál je v glaciálních sedimentech tlumen především přítomností vody, kterou zadržují jemnější frakce sedimentu, především jílu (Schwamborn et al. 2007). U drumlinů hraje přítomnost vody důležitou roli, jelikož se koncentruje v depresích mezi drumliny, a významně tak snižuje hloubkový dosah EM vlnění (Spagnolo et al. 2014). Útlum signálu způsobuje i nehomogenita glaciálních sedimentů, které jsou nevytříděné, což způsobuje velké množství odrazů a ztrátu energie (Møller a Vosgerau 2006, Harrison et al. 2022).

Většina prací kombinuje georadarový průzkum s konvenčními metodami jako jsou vrty nebo půdní sondy, nebo ostatními geofyzikálními metodami. Časté je například porovnávání výsledků georadarových měření s odkryvy nebo vrty, které vede k lepší interpretaci radargramů a přesnějšímu převodu času na hloubku. V glaciologii je zase běžné kombinování georadaru se seismickými metodami (Navarro et al. 2005).

Prostředí		Cíl měření	Použitá frekvence	Hloubkový dosah	Práce
<b>Periglaciální prostředí</b>	Činná vrstva	Mocnost	12,5 - 500 MHz	-	Wollschläger et al. 2010
					Westermann et al. 2010
					Moorman et al. 2003
	Permafrost	Obsah vody	200 - 250 MHz	-	Brosten et al. 2009
					Arcone et al. 1998
					Doolittle et al. 1990
					Berthling a Melvold 2008
					Moorman et al. 2003
	Permafrost	Ledová tělesa	400 MHz	-	Moorman a Bouten 2002
					Huisman
					Wollschläger et al. 2010
	Permafrost	Kryostratigrafie	100 MHz	30 m	Westermann et al. 2010
					Dallimore a Davis 1992
	Kamenné ledovce	Mocnost a struktura	50 - 250 MHz	10 - 40 m	Moorman et al. 2003
					Hinkel et al. 2001
Schwaborn 2007					
Schennen et al. 2016					
Berthling et al. 2000					
Strukturní půdy	Mělká podpovrchová struktura	250 - 400 MHz	1,2 - 5 m	Isaksen et al. 2000	
				Fukui et al. 2008	
				Monnier a Kinnard 2015	
				Forte et al. 2022	
Osypy	Mocnost a struktura	25 - 100 MHz	50 - 70 m	Kim et al. 2021	
				Godfrey et al. 2008	
				Munroe et al. 2007	
				Onaca et al. 2016	
				Sass a Krautblatter 2007	
Periglaciální sedimenty	Sítě ledových a mrazových klínů	100 - 200 MHz	12 - 20 m	Sass 2008	
				Sass a Wollny 2001	
				Schrott a Sass 2006	

Tabulka 4 - Přehled využití georadaru v periglaciálním prostředí s vybranými pracemi na dané téma.

Prostředí		Cíl měření	Použitá frekvence	Hloubkový dosah	Práce	
Glaciální prostředí	Glaciální sedimenty	Morény	40 - 200 MHz	10 - 100 m	Lonne a Lauritsen 1996 Bakker a Van Der Meer 2003 Sadura et al. 2006 Kunz a Kneisel 2020 Schwamborn et al. 2007 Lejzerowicz et al. 2012	
		Fluvioglaciální sedimenty	Eskery	500 MHz	5 m	Jakobsen a Overgaard 2002
		Drumliny	Sandry	30 - 200 MHz	8 - 100 m	Moller a Vosgerau 2006 Blauveit et al. 2020 Harrison et al. 2022
	Ledovce	Vymezení	Struktura	25 - 200 MHz	10 - 30 m	Spagnolo et al. 2014 Fiore et al. 2002 Iverson et al. 2017
			Mocnost	3 - 200 MHz	Podle mocnosti ledovce	Bello et al. 2020 Azam et al. 2012 Shean a Marchant 2010 Lamsters et al. 2016 Navarro et al. 2014 Molina et al. 2017
			Objem	15 - 200 MHz	Podle mocnosti ledovce	Martin-Español et al. 2017 Navarro et al. 2014 Lamsters et al. 2016 Molina et al. 2017 Farinotti et al. 2017
		Struktura	Subglaciální reliéf	3 - 38 MHz	Podle mocnosti ledovce	Gruber a Ludwig 1996 Arcone 2008
			Zvrstvení	200 - 800 MHz	20 m - mocnost ledovce	McCarthy et al. 2017
			Supraglaciální suť	200 - 1200 MHz	-	Geise et al. 2021 Nicholson 2018 Singh et al. 2013
			Trhliny	250 - 500 MHz	-	Delaney a Arcone 2004 Eder et al. 2008 Baelum a Benn 2011
Bazální podmínky		Englaciální koryta	50 - 250 MHz	Podle mocnosti ledovce	Moorman a Michel 2000 Arcone et al. 1995 Karuš et al. 2021 Gruber a Ludwig 1996	
		Teplotní režim ledovců	50 - 370 MHz	80 - mocnost ledovce	Petterson et al. 2003 Björnsson et al. 1996 Gacitúa et al. 2015	
		Subglaciální jezera	5 MHz	840 m	Eisen et al. 2017 Maguire et al. 2021 Zirizzotti et al. 2009	

Tabulka 5 - Přehled využití georadaru v glaciálním prostředí s vybranými pracemi na dané téma.



## 6. Závěr

Georadar je v současné době hojně využívaná geofyzikální metoda. Její výhoda tkví v zobrazování mělkých podpovrchových struktur s poměrně velkou přesností. Z výsledků mnoha prací lze soudit, že georadar je v periglaciálním a glaciálním prostředí s ohledem na rychlost a přesnost měření velice dobrou metodou. Přesnějších výsledků lze dosáhnout například pomocí vrtů, ty ale oproti georadaru poskytují pouze bodová pozorování a vyžadují mnohem více času. Hlubkový dosah georadaru se ve většině materiálů pohybuje maximálně v řádech desítek metrů, s výjimkou ledu. Pro dosažení maximálního hloubkového dosahu jsou vhodná suchá a homogenní prostředí, kde dochází k nižšímu útlumu signálu. Pro rozlišení vnitřního uspořádání je zase potřeba, aby byl kontrast relativních permitivit na rozhraní dvou materiálů dostatečně velký. Z výše uvedených důvodů je georadar ideální pro průzkum ledovců, permafrostu a vodou nenasycených sedimentů. Georadarová metoda má ale i své nevýhody. Některá rozhraní nemusí být rozlišitelná kvůli malému rozdílu relativních permitivit i přes to, že se jedná o rozdílné materiály. Příkladem může být vrstva supraglaciální suti, která v zimě vykazuje podobné dielektrické vlastnosti jako led pod ní a tyto dvě vrstvy tak nemusí být georadarem rozlišitelné. I proto se často GPR používá v kombinaci s více metodami, ať už konvenčními nebo geofyzikálními. Další nevýhodou je velký rozměr aparatury při nízkofrekvenčních měřeních, kdy mohou být antény dlouhé až desítky metrů, což znesnadňuje manipulaci. Pozemní georadarová měření (stejně jako jiná pozemní geofyzikální měření) také nelze provádět v nepřístupných lokalitách, nebo na místech, kde hrozí nebezpečí v podobě trhlin na ledovci, skalního řícení, sesuvů apod. To lze řešit instalací georadaru na helikoptéru nebo letoun, což je v případě periglaciálního a glaciálního prostředí poměrně častá záležitost.

## 7. Seznam Literaturny

- AKERMAN, H. J. (2005): Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972–2002, Kapp Linné, Svalbard. *Norwegian Journal of Geography*, 59, 2, 116-128.
- ANNAN, A. P. (2002): GPR - History, Trends, and Future Developments. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, 3, 253–270.
- ANNAN, A. P. (2003): *Ground Penetrating Radar Principles, Procedures & Applications*. Sensors & Software Incorporated, Mississauga.
- ANNAN, A. P. (2008): Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In: Jol, H. (ed.): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, 3-40.
- ANNAN, A. P., DAVIS, J. L. (1976): Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Science*, 11, 383-394.
- ARCONE, S. A. (2008): Glaciers and ice sheets. In: Jol, H. (ed.): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, 361-392.
- ARCONE, S. A., LAWSON, D. E., DELANEY, A. J., STRASSER, J. C., STRASSER, J. D. (1998): Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. *Geophysics* 63, 5, 1573–1584.
- ARCONE, S. A., LAWSON, D. E., DELANEY, A. J. (1995): Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, V. S. A. *Journal of Glaciology*, 41, 137, 68-86.
- AZAM, M., WAGNON, P., RAMANATHAN, A., VINCENT, C., SHARMA, P., ARNAUD, Y., LINDA, A., POTTAKKAL, J. G., CHEVALLIER, P., SINGH, V. B., BERTHIER, E. (2012): From balance to imbalance: A shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier, western Himalaya, India. *Journal of Glaciology*, 58, 208, 315-324.
- BAELUM, K., BENN, D. I. (2011): Thermal structure and drainage system of a small valley glacier (Tellbreen, Svalbard), investigated by ground penetrating radar. *The Cryosphere*, 5, 139-149.
- BAKER, G., JORDAN, T., PARDY, J. (2007): An introduction to ground penetrating radar (GPR). *Special Papers-Geological Society of America*, 432, 1-18.
- BAKKER, M. A. J., VAN DER MEER, J. J. M. (2003): Structure of a Pleistocene push moraine revealed by GPR: the eastern Veluwe Ridge, The Netherlands. *Geological Society London Special Publications*, 211, 1, 143-151.

- BALANIS, C. A. (1997): *Antenna Theory, Analysis, and Design*: John Wiley & Sons, New York.
- BELLO, C., SANTILLAN, N., COCHACHIN, A., ARIAS, S., SUAREZ, W. (2020): ICE THICKNESS USING GROUND PENETRATING RADAR AT ZNOSKO GLACIER ON KING GEORGE ISLAND. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. XLII-3/W12-2020. 437-439.
- BENNETT, M. R., GLASSER, N. F. (2009): *Glacial geology: ice sheets and landforms*. Second edition. Wiley-Blackwell, New York.
- BERNARD, C. G. M., POLLARD, W. (2018): An estimate of ice wedge volume for a High Arctic polar desert environment, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island. *The Cryosphere*, 12, 11, 3589–3604.
- BERTHLING, I., ETZELMÜLLER, B., ISAKSEN, K., SOLLID, J. L. (2000): Rock Glaciers on Prins Karls Forland. II: GPR Soundings and the Development of Internal Structures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 357-369.
- BERTHLING, I., MELVOLD, K. I. E. (2008): Ground-penetrating radar. In: Hauck, C., Kneisel, C. (Eds.): *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press, Cambridge, 81-98.
- BJÖRNSSON, H., GJESSING, Y., HAMRAN, S. E., HAGEN, J. O., LIESTØL, O., PÁLSSON, F., ERLINGSSON, B. (1996): The thermal regime of sub-polar glaciers mapped by multi-frequency radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 42, 140, 23–32.
- BLAUVELT, D. J., RUSSELL, A. J., LARGE, A. R. G., TWEED, F. S., HIEMSTRA, J. F., KULESSA, B., EVANS, D. J. A., WALLER, R. I. (2020): Controls on jökulhlaup-transported buried ice melt-out at Skeiðarársandur, Iceland: Implications for the evolution of ice-marginal environments. *Geomorphology*, 360, 18-19.
- BLINDOW, N., SUCKRO, S., RÜCKAMP, M., BRAUN, M., SCHINDLER, M., BREUER, B., SAURER, H., SIMÕES, J. C., LANGE, M. (2010): Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS. *Annals of Glaciology*, 51, 55, 103-109.
- BOREHAM, S., ROLFE, C. (2017): Imaging Periglacial Stripes using Ground Penetrating Radar at the 'GRIM' training site, Grimes Graves, Breckland, Norfolk. *Bulletin of the Geological Society of Norfolk*, 66, 31-43.
- BRADFORD, J (2008): Measuring water content heterogeneity using multifold GPR with reflection tomography. *Vadose Zone Journal*, 7, 184, 184-193.

BROSTEN, T. R., BRADFORD, J. H., MCNAMARA, J. P., GOOSEFF, M. N., ZARNETSKY, J. P., BOWDEN, W. B., JOHNSTON, M. E. (2009): Estimating 3D variation in active-layer thickness beneath arctic streams using ground-penetrating radar. *Journal of Hydrology*, 373, 3-4, 479-486.

CALLENS, D., MATSUOKA, K., STEINHAGE, D., SMITH, B., WITRANT, E., PATTYN, F. (2014): Transition of flow regime along a marine-terminating outlet glacier in East Antarctica. *The Cryosphere*, 8, 3, 867–875.

CASSIDY, N. J. (2008): Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids. In: Jol, H. (ed.): *Ground Penetrating Radar Theory and Applications*. Elsevier, Amsterdam, 41-72.

DALLIMORE, S. R., DAVIS, J. L. (1992): Ground penetrating radar investigations of massive ground ice: *Geological Survey of Canada*, 90, 4, 41-48.

DANIELS, D. (2006): A review of GPR for landmine detection. *Sensing and Imaging* 7, 3, 90-123.

DAVIS, J. L., ANNAN, A. P. (1989): Ground Penetrating Radar for High Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.

DAVIS, J. L., SCOTT, W. J., MOREY, R. M., ANNAN, A. P. (1976): Impulse radar experiments on permafrost near Tuktoyaktuk, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, 1584-1590.

DEGENHARDT, J. J. (2009): Development of tongue-shaped and multilobate rock glaciers in alpine environments – Interpretations from ground penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 109, 3-4, 94-107.

DEGENHARDT, J. J., GIARDINO, J. R. (2003): Subsurface investigation of a rock glacier using ground-penetrating radar: Implications for locating stored water on Mars. *Journal of Geophysical Research - Planet*, 108, 4.

DELANEY, A. J., ARNONE, S. A., O'BANNON, A., WRIGHT, J. (2004): Crevasse detection with GPR across the Ross Ice Shelf, Antarctica. *Proceedings of the Tenth International Conference on Grounds Penetrating Radar, 2004. GPR 2004.*, 777-780.

DEMEK, J. (1987): *Obecná geomorfologie*. Academia, Praha.

DOOLITTLE, J. A., HARDISKY, M. A., GROSS, M. F. (1990): A ground-penetrating radar study of active layer thicknesses in areas of moist sedge and wet sedge tundra near Bethel, Alaska, U. S. A. *Arctic and Alpine Research*, 22, 2, 175-182.

DOOLITTLE, J., NELSON, F. (2009): Characterising relict cryogenic macrostructures in mid-latitude areas of the USA with three-dimensional ground-penetrating radar. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20, 3, 257-268.

EDER, K., REIDLER, C., MAYER, C., LEOPOLD, M. (2008): Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a component for a mountain guide system. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 37, B8, 837-842.

EISEN, O., BAUDER, A., LÜTHI, M., RIESEN, P., FUNK, M. (2009): Deducing the thermal structure in the tongue of Gornergletscher, Switzerland, from radar surveys and borehole measurements. *Annals of Glaciology*, 50, 51, 63-70.

EL-SAID, M. A. H. (1956): Geophysical Prospection of Underground Water in the Desert by Means of Electromagnetic Interference Fringes. *Proceedings of the IRE*, 44, 24-30.

FARINOTTI, D., KING, E., ALBRECHT, A., HUSS, M., GUDMUNDSSON, G. (2014): The bedrock topography of Starbuck Glacier, Antarctic Peninsula, as determined by radio-echo soundings and flow modeling. *Annals of Glaciology*, 55, 67, 22-28.

FIORE, J., PUGIN, A., BERES, M. (2002): Sedimentological and GPR Studies of Subglacial Deposits in the Joux Valley (Vaud, Switzerland): Backset Accretion in an Esker Followed by an Erosive Jökulhlaup. *Géographie physique et Quaternaire*, 56, 1, 19-32.

FORTE, E., FRENCH, H. M., RAFFI, R., SANTIN, I., GUGLIELMIN, M. (2022): Investigations of polygonal patterned ground in continuous Antarctic permafrost by means of ground penetrating radar and electrical resistivity tomography: Some unexpected correlations. *Permafrost and Periglacial Processes*, early view.

FRENCH, H. M. (2018): *The periglacial environment*, fourth edition. John Wiley & Sons, New York

FUKUI, K., SONE, T., STRELIN, J. A., TORIELLI, C. A., MORI, J., FUJII, Y. (2008): Dynamics and GPR stratigraphy of a polar rock glacier on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 54, 186, 445–451.

GACITÚA, G., URIBE, J., WILSON, R., LORIAUX, T., HERNÁNDEZ, J., RIVERA, A. (2015): 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 56, 70, 193-201.

GERHARDS, H., WOLLSCHLAGER, U., YU, Q., SCHIWEK, P., PAN, X., ROTH, K (2008): Continuous and simultaneous measurement of reflector depth and average soil-water content with multichannel ground-penetrating radar. *Geophysics*, 73, 15-23.

GIESE, A., ARCONE, S., HAWLEY, R., LEWIS, G., WAGNON, P. (2021): Detecting supraglacial debris thickness with GPR under suboptimal conditions. *Journal of Glaciology*, 67, 266, 1108-1120.

GODFREY, M. J., BANNISTER, M. T., NOBES, D. C., SLETTEN, R. S. (2008): 3D Time-Lapse Imaging of Polygonal Patterned Ground in the McMurdo Dry Valleys of Antarctica. 12th International Conference on Ground Penetrating Radar.

GRUBER, S., LUDWIG, F. (1996): Application of Ground Penetrating Radar in Glaciology and Permafrost Prospecting. [http://kaares.ulapland.fi/home/hkunta/jmoore/gpr\\_cryo.pdf](http://kaares.ulapland.fi/home/hkunta/jmoore/gpr_cryo.pdf) (18. 7. 2022)

HALLET, B., SLETTEN, R., WHILDEN, K. (2011): Micro-relief development in polygonal patterned ground in the Dry Valleys of Antarctica. *Quaternary Research*, 75, 2, 347-355.

HARRIS, S. A., FRENCH, H. M., HEGINBOTTOM, J. A., JOHNSTON, G. H. (1988): Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. National Research Council of Canada, Ottawa.

HARRISON, D., ROSS, N., RUSSELL, A. J. JONES, S. J. (2022): Ground-penetrating radar (GPR) investigations of a large-scale buried ice-marginal landsystem, Skeiðarársandur, SE Iceland. *Boreas*, early view.

HAUCK, C., KNEISEL, C. (2008): Applied geophysics in periglacial environments. Cambridge University Press, Cambridge.

HINKEL, K. M., DOOLITTLE, J. A., BOCKHEIM, J. G., NELSON, F. E., PAETZOLD, R., KIMBLE, J. M., TRAVIS, R. (2001): Detection of subsurface permafrost features with ground-penetrating radar, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 2, 179-190.

HUGONNET, R., MCNABB, R., BERTHIER, E., MENOUNOS, B., NUTH, C., GIROD, L., FARINOTTI, D., HUSS, M., DUSSAILLANT, I., BRUN, F., KÄÄB, A. (2021): Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592, 726-731.

HUISMAN, J. A., BOUTEM, W. (2002): Mapping surface water content with ground-penetrating radar. In: Koppenjan, S. K., Lee, H. (eds.): Ninth International Conference on Ground-Penetrating Radar, 162–169.

HUMLUM, O. (2000): The geomorphic significance of rock glaciers: Estimates of rock glacier debris volumes and headwall recession rates in West Greenland. *Geomorphology*, 35, 1-2, 41-67.

ISAKSEN, K., ØDEGÅRD, R. S., EIKEN, T., SOLLID, J. L. (2000): Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 3, 241-257.

- IVERSON, N. R., MCCrackEN, R. G., ZOET, L. K., BENEDIKTSSON, Í. Ö., SCHOMACKER, A., JOHNSON, M. D., WOODARD, J. (2017): A theoretical model of drumlin formation based on observations at Múlajökull, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 122, 12, 2302–2323.
- JADOON, K., WEIHERMÜLLER, L., MCCABE, M., MOGHADAS, D., VEREECKEN, H., LAMBOT, S. (2015): Temporal Monitoring of the Soil Freeze-Thaw Cycles over a Snow-Covered Surface by Using Air-Launched Ground-Penetrating Radar. *Remote Sensing*, 7, 9, 12041–12056.
- JAKOBSEN, P. R., OVERGAARD, T. (2002): Georadar facies and glaciotectonic structures in ice marginal deposits, northwest Zealand, Denmark. *Quaternary Science Reviews*, 21, 8-9, 917-927.
- KARUŠS, J., LAMSTERS, K., SOBOTA, I., JEŠKINS, J., DŽERIN,Š, P., HODSON, A. (2021): Drainage system and thermal structure of a High Arctic polythermal glacier: Waldemarbreen, western Svalbard. *Journal of Glaciology*, 1–14.
- KESSLER, M. A., MURRAY, A. B., WERNER, B. T., HALLET, B. (2001): A model for sorted circles as self organized patterns. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 106, 13287–13306.
- KIM, K., JU, H., LEE, J., CHUNG, C., KIM, H., LEE, S., KIM, J. (2021): Ground Penetrating Radar Imaging of a Circular Patterned Ground near King Sejong Station, Antarctica. *The Journal of Engineering Geology*, 31, 3, 257-267.
- KLUG, C., RIEG, L., OTT, P., MÖSSINGER, M., SAILER, R., STÖTTER, J. (2017): A Multi-Methodological Approach to Determine Permafrost Occurrence and Ground Surface Subsidence in Mountain Terrain, Tyrol, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28, 1, 249–265.
- KNEISEL, C., HAUCK, C., FORTIER, R., MOORMAN, B. (2008): Advances in Geophysical Methods of Permafrost Investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 2, 157-178.
- KŘÍŽEK, M. (2015): Strukturní půdy. *Geografické rozhledy*, 25, 2, 32.
- KUNZ, J., KNEISEL, C. (2020): Glacier-Permafrost Interaction at a Thrust Moraine Complex in the Glacier Forefield Muragl, Swiss Alps. *Geosciences*, 10, 6, 205.
- LACHEBRUCH, A. H. (1962): *Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-wedge Polygons in Permafrost*. Geological Society of America, Washington D. C.
- LAMSTERS, K., KARUŠS, J., REČS, A., BERZINS, D. W. (2016): Detailed subglacial topography and drumlins at the marginal zone of Múlajökull outlet glacier, central Iceland: Evidence from low frequency GPR data. *Polar Science*, 10, 470-475.

LEJZEROWICZ, A., KOWALCZYK, S., WYSOCKA, A. (2012): Sedimentary architecture and ground penetrating radar (GPR) analysis of sandy-gravel esker deposits in Kozlow, Central Poland. 14th International Conference on Ground Penetrating Radar (GPR), 2012, 670–675.

LIVINGSTONE, S., UTTING, D., RUFFELL, A., CLARK, C. D., PAWLEY, S., ATKINSON, N., FOWLER, A. C. (2016): Discovery of relict subglacial lakes and their geometry and mechanism of drainage. *Nature Communications*, 7, 1, 1-9.

LØNNE, I., LAURITSEN, T. (1996): The architecture of a modern push-moraine at Svalbard as inferred from ground-penetrating radarmeasurements. *Arctic and Alpine Research*, 28, 4, 488–495.

LUKAS, S., SASS, O. (2011): The formation of Alpine lateral moraines inferred from sedimentology and radar reflection patterns: a case study from Gornergletscher, Switzerland. *Geological Society London Special Publication*, 354, 1, 77–92.

MAGUIRE, R., SCHMERR, N., PETTIT, E., RIVERMAN, K., GARDNER, C., DELLA-GIUSTINA, D., AVENSON, B., WAGNER, N., MARUSIAK, A. G., HABIB, N., BROADBECK, J. I., BRAY, V. J., BAILEY, S. H. (2021): Geophysical constraints on the properties of a subglacial lake in northwest Greenland. *The Cryosphere*, 15, 7, 3279-3291.

MACHERET, Y. Y., MOSKALEVSKY, M. Y., VASILENKO E. (1993): Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. *Journal of Glaciology*, 39, 132, 373-384.

MAREŠ, S. (1990): Úvod do užití geofyziky. SNTL - Nakladatelství technické literatury, Praha.

MARIES, G., AHOKANGAS, E., MÄKINEN, J., PASANEN, A., MALEHMIR, A. (2017): Interlobate esker architecture and related hydrogeological features derived from a combination of high-resolution reflection seismics and refraction tomography, Virttaankangas, southwest Finland. *Hydrogeology Journal*, 25, 829–845.

MARTÍN-ESPAÑOL, A., VASILENKO, E., NAVARRO, F., OTERO, J., LAPAZARAN, J., LAVRENTIEV, I., MACHERET, Y. Y., MACHÍO, F. (2013): Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 54, 64, 211-217.

MCCARTHY, M., PRITCHARD, H., WILLIS, I., KING, E. (2017): Ground-penetrating radar measurements of debris thickness on Lirung Glacier, Nepal. *Journal of Glaciology*, 63, 239, 543–555.

MERZ, K., MAURER, H. R., BUCHLI, T., HORSTMAYER, H., GREEN, A. G., SPRINGMAN, S. M. (2015): Evaluation of ground-based and helicopter ground-penetrating radar data acquired across an alpine rock glacier, *Permafrost and Periglacial Processes*, 26, 13–27.



- MOLINA, C., NAVARRO, F., CALVET, J., GARCÍA-SELLÉS, D., LAPAZARAN, J. (2007): Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica, as indicators of regional warming: Ice-volume changes during the period 1956–2000. *Annals of Glaciology*, 46, 43-49.
- MØLLER, I., VOSGERAU, H. (2006): Testing ground-penetrating radar for resolving facies architecture changes - a radar stratigraphic and sedimentological analysis along a 30 km profile on the Karup Outwash Plain, Denmark. *Near Surface Geophysics*, 4, 1, 57-68.
- MONNIER, S., KINNARD, C. (2015): Internal Structure and Composition of a Rock Glacier in the Dry Andes, Inferred from Ground-penetrating Radar Data and its Artefacts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26, 4, 335-346.
- MOORMAN, B. J., MICHEL, F. A. (2000): Glacial hydrological system characterization using ground-penetrating radar. *Hydrological Processes*, 14, 15, 2645-2667.
- MOORMAN, B. J., ROBINSON, S. D., BURGESS, M. M. (2003): Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 4, 319–329.
- MUNROE, J. S., DOOLITTLE, J. A., KANEVSKIY, M. Z., HINKEL, K. M., NELSON, F. E., JONES, B. M., SHUR, Y., KIMBLE, J. M. (2007): Application of ground-penetrating radar imagery for three-dimensional visualisation of near-surface structures in Ice-Rich Permafrost, Barrow, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes* 18, 4, 309 – 321.
- NAVARRO, F. J., MACHERET, Y. Y., BENJUMEA, B. (2005): Application of radar and seismic methods for the investigation of temperate glaciers. *Journal of Applied Geophysics*, 57, 3, 193-211.
- NAVARRO, F. J., MARTÍN-ESPAÑOL, A., LAPAZARAN, J. J., GRABIEC, M., OTERO, J., VASILENKO, E. V., PUCZKO, D. (2014): Ice Volume Estimates from Ground-Penetrating Radar Surveys, Wedel Jarlsberg Land Glaciers, Svalbard. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46, 2, 394-406.
- NAVARRO, F., EISEN, O. (2009): Ground-penetrating radar in glaciological applications. In: Pellikka, P., Rees, W. G. (eds.): *Remote Sensing of Glaciers. Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*. Taylor & Francis Group, London, 195-231.
- NEAL, A. (2004): Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: Principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66, 3, 261-330.
- NICHOLSON, L. I., MCCARTHY, M., PRITCHARD, H. D., WILLIS, I. (2018): Supraglacial debris thickness variability: impact on ablation and relation to terrain properties. *The Cryosphere*, 12, 12, 3719–3734.

- OBU, J. (2021). How much of the Earth's surface is underlain by permafrost? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126, 5, 1-5.
- ONACA, A., ARDELEAN, A. C., URDEA, P., ARDELEAN, F., SĂRĂȘAN, A. (2016): Genetic typologies of talus deposits derived from GPR measurements in the alpine environment of the Făgăraș Mountains. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 11, 2, 609–616.
- OTTO, J. C., SASS, O. (2006): Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps), *Geomorphology*, 76, 3, 257-272.
- PASANEN, A. (2009): The application of ground penetrating radar to the study of Quaternary depositional environments. [https://www oulu.fi/resterr/jutut/A27\\_Pasanen.pdf](https://www oulu.fi/resterr/jutut/A27_Pasanen.pdf) (18. 7. 2022)
- PATERSON, W. S. B. (1969): *The Physics of Glaciers*. First Edition. Elsevier Science, Oxford.
- PETERSSON, R., JANSSON, P., HOLMLUND, P. (2003): Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 108, F1, 1-9.
- PLEWES, L. A., HUBBARD, B. (2001): A review of the use of radio-echo sounding in glaciology. *Progress in Physical Geography*, 25, 2, 203-236.
- POWERS, M. H. (1997): Modeling frequency-dependent GPR. *The Leading Edge*, November, 1657-1662.
- RADIĆ, V., HOCK, R. (2011): Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience* 4, 91–94.
- REYNOLDS, J. M. (2013): *Ground Penetrating Radar Surveys for Detailed Glaciological Investigations in the Polar and Himalayan Regions*. In: Ramesh, R., Sudhakar, M., Chattopadhyay, S. (eds.): *Scientific and Geopolitical Interests in Arctic and Antarctic*. LIGHTS Research Foundation, New Delhi.
- ROTH, K., BOIKE, J. (2001): Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Alesund, Svalbard. *Water Resources Research*, 37, 12, 2901-2914.
- RUSSELL, A. J., KNUDSON, O., FAY, H., MARREN, P. M., HEINZ, J., TRONICKE, J. (2001): Morphology and sedimentology of a giant supraglacial, ice-walled, Jökulhlaup-channel, Skeiðaárjökull, Iceland: implications for esker genesis. *Global and Planetary Change*, 28, 1, 193–216.
- SADURA, S., MARTINI, I., ENDRES, A., WOLF, K. (2006): Morphology and GPR stratigraphy of a frontal part of an end moraine of the Laurentide Ice Sheet: Paris Moraine near Guelph, ON, Canada. *Geomorphology*, 75, 1-2, 212–225.

SASS, O., KRAUTBLATTER, M. (2007): Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology*, 86, 1-2, 176-192.

SASS, O., WOLLNY, K. (2001) Investigations regarding Alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 10, 1071-1086.

SENDERAK, K., KONDRACKA, M., GADEK, B. (2019): Postglacial talus slope development imaged by the ERT method: comparison of slopes from SW Spitsbergen, Norway and Tatra Mountains, Poland. *Open Geosciences* 11, 1, 1084-1097.

SHEAN, D. E., MARCHANT, D. R. (2010): Seismic and GPR surveys of Mullins Glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica: ice thickness, internal structure and implications for surface ridge formation. *Journal of Glaciology*, 56, 195, 48-64.

SCHENNEN, S., TRONICKE, J., WETTERICH, S., ALLROGGEN, N., SCHWAMBORN, G., SCHIRRMEISTER, L. (2016): 3D ground-penetrating radar imaging of ice complex deposits in northern East Siberia. *Geophysics*, 81, 1, 185-192.

SCHROTT, L., SASS, O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 1, 55–73.

SCHUUR, E. A. G., ABBOTT, B. (2011): Climate change: High risk of permafrost thaw. *Nature*, 480, 7375, 32-33.

SCHWAMBORN, G., HEINZEL, J., SCHIRRMEISTER, L. (2007): Internal characteristics of ice-marginal sediments deduced from georadar profiling and sediment properties (Brøgger Peninsula, Svalbard). *Geomorphology*, 95, 1-2.

SINGH, K. K., NEGI, H. S., GANJU, A., KULKARNI, A. V., KUMAR, A., MISHRA, V. D., KUMAR, S. (2013): Crevasses detection in Himalayan glaciers using ground-penetrating radar. *Current Science*, 105, 9, 1288-1295.

SINGH, S. P., RATHORE, B. P., BAHUGUNA, I. M., RAMANATHAN, A. L., AJAI (2012): Estimation of glacier ice thickness using ground penetrating radar in the Himalayan region. *Current Science*, 103, 1, 68–73.

SMITH, D. G., JOL, H. (1995): Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments. *Journal of Applied Geophysics*, 33, 93-100.

SPAGNOLO, M., KING, E. C., ASHMORE, D. W., REA, B. R., ELY, J. C., CLARK, C. D. (2014): Looking through drumlins: testing the application of ground-penetrating radar. *Journal of Glaciology*, 60, 224, 1126-1134.

TULACZYK, S. M., FOLEY, N. T. (2020): The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds. *The Cryosphere*, 14, 12, 4495–4506.

ULABY, F. (2001): *Fundamentals of Applied Electromagnetics*. Prentice Hall, Upper Saddle River.

VAN DER KRUK, J. (2001): Three dimensional imaging of multi-component ground penetrating radar. Ph.D. Thesis, Delft University of Technology.

WAHRHAFTIG, C., COX, A. (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. *Bulletin of the Geological Society of America*, 70, 4, 383-436.

WESTERMANN, S., WOLLSCHLÄGER, U., BOIKE J. (2010): Monitoring of active layer dynamics at a permafrost site on Svalbard using multi-channel ground-penetrating radar. *The Cryosphere*, 4, 1, 475–487.

WOLLSCHLÄGER, U., GERHARDS, H., YU, Q., ROTH, K. (2009): Multi-channel ground-penetrating radar to explore spatial variations in thaw depth and moisture content in the active layer of a permafrost site. *The Cryosphere*, 4, 269-283.

ZIRIZZOTTI, A., URBINI, S., CAFARELLA, L., BASKARADAS, J. A. (2010): Radar Systems for Glaciology. In: Kouemou, G. (ed.): *Radar Technology*. IntechOpen, Croatia, 163-178.