

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE**

**Fakulta životního prostředí**

Katedra Vodního hospodářství a environmentálního modelování



**PERMAFROST**

PERMAFROST

*Bakalářská Práce*

Václav Chroustovský

Vedoucí Práce: Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Praha 2015

# ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Fakulta životního prostředí

## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Václav Chroustovský

Vodní hospodářství

Název práce

**Permafrost**

Název anglicky

**Permafrost**

---

### Cíle práce

Popsat vznik a funkci permafrostu, místa, kde se nachází. Vyhledat informace o tání permafrostu díky klimatickým změnám, zdůraznit nebezpečnost tohoto děje a vliv na život lidí v místech, kde se permafrost vyskytuje.

### Metodika

Literární rešerše dle osnovy:

1. Úvod
2. Definice permafrostu
3. Současný stav
4. Permafrost a ledovce
5. Závěr

Student si v průběhu práce může osnovu upravovat

## Doporučený rozsah práce

30-40 stran

## Klíčová slova

permafrost, klimatické změny, infrastruktura, ledovce

---

## Doporučené zdroje informací

- Antarctic climate change and the environment-John Turner, Robert Bindshandler, Pete Convey, Guido di Prisco, Eberhard Fahrback, Julian Gutt, Dominic Hodgson, Paul Mayewski, Colin Summerhayes
  - Glacial Geology, Ice sheets and landforms Mathew Bennett, Neil Glasser
  - Paleoclimatology, Reconstructing Climates of the Quaternary- Raymond S. Bradley
- vědecké články k tématu v angličtině

---

## Předběžný termín obhajoby

2015/06 (červen)

## Vedoucí práce

Ing. Jana Soukupová, Ph.D.

Elektronicky schváleno dne 4. 3. 2015

**prof. Ing. Pavel Pech, CSc.**

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 5. 3. 2015

**prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.**

Děkan

V Praze dne 14. 04. 2015

„ Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně, pod vedením Ing. Jany Soukupové, Ph.D. Uvedl jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpal“.

V Praze

Dne:

Podpis:

## **Abstrakt:**

Práce se zabývá vznikem permafrostu, jeho geologickým vývojem, typy, rozmístěním na Zemi a současným stavem, tj. přírůstkem permafrostu a jeho degradací. Práce se rovněž zabývá vlivem permafrostu jak z biologického a environmentálního hlediska, tak z hlediska infrastruktury, stavitelství a přímých změn, týkající se obyvatel žijících v oblastech výskytu permafrostu a následným řešením těchto problémů. Zmíněna je též problematika s permafrostem úzce spjatá a to ledovce.

**Klíčová slova:** Permafrost, klimatické změny, infrastruktura, ledovce

## **Abstract:**

The thesis deals with formation of permafrost, its geological emergence, types of permafrost, its distribution and contemporary state/condition, i.e. increment of permafrost and its degradation. The thesis also deals with influence of permafrost to biological and environmental habitat, so with related engineering problems, such as infrastructure and constructions, but also about direct changes which are people facing in the presence of permafrost and its solutions. The content of the thesis is also an issue about glaciers.

**Key words:** Permafrost, climate change, infrastructure, glaciers

## Obsah

1. Úvod.....	7
Cíle práce .....	8
Metodika .....	8
2. Definice permafrostu .....	9
2.1. Vznik permafrostu a geologický vývoj Země .....	9
2.1.1. Prekambrium .....	11
2.1.2. Paleozoikum.....	12
2.1.3. Mesozoikum.....	13
2.1.4. Terciér .....	14
2.1.5. Kvartér.....	15
2.2. Geomorfologie permafrostu .....	20
2.3. Vegetační pokryv a krajina.....	22
2.4. Vliv klimatu na permafrost a jeho role v klimatickém systému.....	25
3. Současný stav.....	27
3.1. Severní Amerika, Grónsko .....	28
3.2. Jižní Amerika, Antarktida .....	29
3.3. Eurasie .....	30
4. Příčiny tání permafrostu.....	33
4.1. Degradace permafrostu.....	33
4.1.1. Dopady na infrastrukturu a člověka .....	34
4.1.2. Vliv permafrostu na flóru a faunu .....	41
4.2. Modely a metody pro mapování permafrostu a letecké mapování.....	42
5. Ledovce a permafrost.....	45
5.1. Jádra z permafrostu a ledovců .....	45
6. Závěr .....	47
7. Citovaná literatura.....	48
Příloha .....	54
Seznam obrázků .....	71

## 1. Úvod

Jako téma své bakalářské práce jsem si zvolil **Permafrost**.

Permafrost a problematika s tím obecně spjatá, tj. oteplování klimatu, tání ledovců, změna přirozeného prostředí druhů a podmínek pro život, je v dnešní době aktuální otázkou. Dochází k dramatickým změnám klimatu a životního prostředí, což má za následek problémy, se kterými jsme se doposud nesetkali, a v podstatě nám byly neznámé.

Problematika permafrostu a jeho studium není mladý vědní obor, jeho charakter a geomorfologické rysy byly pozorovány dlouho předtím, než začalo organizované monitorování a detailní měření jeho vlastností, jako například mocnost aktivní vrstvy či jeho teplota. Teprve v několika posledních desetiletích, díky podrobnému výzkumu a získání hlubších znalostí o komplexnosti jeho vývoje, degradaci a následkům s tím spojených se ukázalo, jak významný vliv permafrost má jak z globálního klimatologického hlediska, tak z hlediska například utváření reliéfu krajiny nebo jako chronologického záznamníku, který nám poskytuje detailní záznam o vývoji dané oblasti v průběhu času.

Nejvýznamnějším faktorem, ovlivňujícím permafrost, je v posledních desítkách let lidská činnost, která má negativní vliv na vývoj klimatu v budoucnosti, a to formou nadměrného vyčerpávání přírodních zdrojů, kdy dochází ke změnám dlouhodobého charakteru. Toto ovlivňuje nejen faunu a flóru, ale i lidi žijící v těchto oblastech a nejen v nich, zvyšující se koncentrace skleníkových plynů nemá lokální vliv, nýbrž celosvětový. Vývoj permafrostu do budoucnosti, za stávajících podmínek, má jasně degradující charakter, kdy rozsáhlé změny lze pozorovat již dnes, a to nejen z vyhodnocování dat naměřených za posledních několik desítek, ale i přímo, v podobě zvyšující se mocnosti aktivní vrstvy, thermokarstu, soliflukce a častých sesuvů půdy.

Otázka vývoje klimatu v budoucnosti, ovlivněného ať už možným zvětšením množství skleníkových plynů v atmosféře, díky degradaci permafrostu a lidské činnosti, či odtání velké části ledovců s následnými změnami v oceánském proudění a tím i výměnou mas v atmosféře, je předmětem současného výzkumu. Snaha detailně pochopit procesy, jenž se na daném stavu věcí podílejí a v jistém slova smyslu je předpovídat, je nesmírně komplexní problematika, zahrnující velké množství proměnných a je klíčové, jak pro naši budoucnost, tak pro budoucnost naší planety, abychom těmto procesům porozuměli.

## **Cíle práce**

Tato práce si klade za cíl nastínit geologický a paleoklimatologický vývoj permafrostu a Země obecně, formou literární rešerše. Popsat strukturu, typy a základní geomorfologii permafrostu, jeho význam z globálního hlediska, v ekosystému a s tím spojené charakteristiky flóry a fauny, dále význam permafrostu z hlediska klimatologického. Dalším důležitým cílem je obecně zmapovat současnou distribuci permafrostu na Zemi, jeho vliv na obyvatelstvo, žijící v oblasti jeho výskytu; uvést vybrané dopady permafrostu na inženýrskou problematiku, zejména infrastruktury a konstrukce staveb. Popsat dané metody zkoumání permafrostu a modelování jeho vývoje. A v neposlední řadě zmapovat vztah permafrostu s ledovci, především z klimatologického a paleoklimatologického hlediska.

## **Metodika**

Práce je členěná na tři základní části. V první části mé bakalářské práce se budu věnovat otázce, co to permafrost vlastně je, v kterém geologickém období se začal formovat a kde vznikal, rovněž nastíním vývoj Země z hlediska paleogeografického a klimatického. Uvedeny budou typy permafrostu a geomorfologické charakteristiky s ním související, kde se v současnosti vyskytuje, jeho globální funkce a vlivem na klima.

Druhá část se zabývá rozložením permafrostu na severní a jižní polokouli, příčinám degradace permafrostu a s tím spojené následky a to jak na životní prostředí, tak na člověka a infrastrukturu a současnými metodami mapování permafrostu a modelováním možného budoucího vývoje.

Třetí část jsem věnoval permafrostu a ledovcům z hlediska vývoje klimatu, kdy nám jak permafrost, tak ledovce poskytují velmi přesná data o klimatické minulosti a historii Země, a nejen ji, ale také i lidí, živočichů a rostlinstva.



## 2. Definice permafrostu

Permafrost je název pro trvale zmrzlou půdu, složený ze dvou slov a to slova *permanent* a slova *frost*. Definice permafrostu se u různých autorů nijak výrazně neliší, je definován zejména na základě teploty.

Muller (1947) definuje permafrost jako tloušťku půdy nebo ostatních povrchových vrstev nebo i skalního podloží, v různé hloubce pod povrchem, kde teplota byla konstantně pod bodem mrazu (od dvou a více let). Bradleym (1999) definovaný permafrost se dnes vyskytuje v oblastech kde roční průměrná teplota je menší než  $-2^{\circ}\text{C}$ . Ferrians (et al., 1969) definuje permafrost výhradně na základě teploty.

Permafrost je kamenný nebo půdní materiál, s obsahem nebo bez obsahu vlhkosti nebo organického materiálu, který zůstává pod teplotou  $0^{\circ}\text{C}$  konstantně po dva roky a více. V mnoha oblastech zůstává zamrzlý po tisíce let, nicméně permafrost může být i mladý v oblastech nedávno zanesenými sedimenty, kde došlo ke změnám v lokaci vodních koryt nebo kde člověk narušil terén. Ferrians et al. (1969) rovněž uvádí, že permafrost nemusí obsahovat vodu, tedy led, pak se jedná o suchý permafrost. Když je v permafrostu obsažen jíl, určité množství vlhkosti může zůstat nezamrzlé i při teplotách pod  $0^{\circ}\text{C}$ , a to kvůli snížení bodu mrazu díky kapilárním silám. To samé platí i pro permafrost obsahující slanou vodu. Led se může v permafrostu vyskytovat v různých formách, jako povlak, zrno, žíla nebo v masách. V nepevněných materiálech funguje jako spojovací prvek, vytvářející masu nepevněného materiálu tvrdou jako kámen. Vyskytuje se nejvíce ve vyšších zeměpisných šířkách a polohách blízkých pólům, vysokohorský permafrost se může vyskytovat ve vyšší nadmořské výšce i v mnohem menších zeměpisných šířkách.

Permafrost můžeme rozdělit na několik vrstev (viz. příloha, obrázek č. 1). Ferrians et al. (1969) a Muller (1947) rozdělují vrstvy v půdě následovně:

- *Active layer* – Aktivní vrstva neboli sezónně zamrzající půda, je povrchová vrstva země, která v zimě zamrzá a v létě taje. Základna aktivní vrstvy je často, ale ne vždy, shodná s *permafrost table* (zejména u souvislého permafrostu). U souvislého permafrostu je aktivní vrstva podél Arktického pobřeží zhruba 30 centimetrů mocná. U nesouvislého permafrostu v jižní Sibiři se mocnost pohybuje okolo 2 metrů, v Alpách a na Tibetské náhorní plošině to může být až několik metrů (Kolektiv autorů, 2012).
- *Permafrost table* – Permafrostová ‘deska’ je horní povrch, nebo svrchní část permafrostu. Zemina nad touto deskou je nazývána *suprapermafrost layer*.
- *Talik* – Jedná se o nezmrzlou půdu. Může se vyskytovat pod permafrostem, vně, anebo mezi aktivní vrstvou a permafrostovou deskou.

### 2.1. Vznik permafrostu a geologický vývoj Země

Geologický vývoj Země byl v průběhu času dosti proměnlivý, výrazně se odlišovaly jednotlivé eratómy a to nejen klimaticky, ale také rozložením pevniny na

glóbu, kdy se kontinenty srocovaly a zase rozdělovaly. Podíl pevniny k vodě byl v minulosti proměnlivý a mění se vlastně neustále dodnes. To také, spolu s rozložením kontinentů a složením atmosféry, značně ovlivňovalo klimatické poměry. Střídala se období se suchým a vlhkým klimatem, Země byla v průběhu času rovněž z velké části zaledněna a tyto podmínky se měnily a utvářely Zemi do dnešní podoby.

Stáří permafrostu je úzce spojeno s časem potřebným pro půdní systém, aby zamrzl. Nicméně je velmi těžké říct, jak je permafrost starý a určit jeho vývoj v průběhu času, protože odhady o rozšíření permafrostu v minulosti jsou převážně empirické, vycházejí z nynějších analogií, které předpokládají jednoduchý vztah mezi klimatickými parametry a hlavními znaky permafrostu (Kitover, et al., 2013). Cykly, kdy permafrost rozmrzá a zamrzá, ztěžují vztah mezi rychlostí zmrznutí půdy a stářím. K zjištění stáří permafrostu můžeme použít model, který je založen pouze na přenosu tepla vedeným mezi zmrznutím a táním k předpovězení času potřebného k vytvoření permafrostu o dané mocnosti. Doba, po kterou se permafrost vytváří, je funkcí dlouhodobého geotermálního gradientu (ten se pohybuje v rozmezí 1° C na zhruba 30 – 60 metrů), poměrů termálních vlastností zmrazené a rozmrazené půdy a teplotní historie povrchu permafrostu. Tato jednoduchá teorie umožňuje vytvoření universálních grafů, které předpovídají formovací čas, potřebný k vytvoření permafrostu o dané mocnosti. Reálně správné poměry půdy a historických teplotních možností pak vede k odhadu času tvorby permafrostu v daném místě. Tento model ukazuje, že permafrost hluboký více než 1500 metrů, vyžaduje čas tvorby dlouhý jako je celé období kvartéru (Lunardi, 1995).

Přírůstek permafrostu je závislý na specifických podmínkách. Tvoří se když průměrná roční teplota vzduchu je dostatečně nízká, aby udržela teplotu zemského povrchu pod bodem mrazu. Pokud se klimatické podmínky v dané oblasti změní tak, že klesne průměrná roční teplota povrchu pod 0°C, hloubka zimního zamrznutí překročí hloubku letního tání a přitom průměrná povrchová teplota zůstane pod 0°C, naroste každým rokem vrstva zmrzlé půdy k základně permafrostu, dokud sestupné promrzávání zmrzlé půdy není vyrovnáno teplem vycházejícím ze zemského jádra. Tím pádem je tloušťka, do které může permafrost růst, ovlivněna průměrnou povrchovou teplotou a geotermálním gradientem, čili čím nižší teplota povrchu a gradient, tím je permafrost mocnější (Ferrians, et al., 1969)

Nejdůležitějším faktorem vymežujícím výskyt permafrostu je klima. Klimatické podmínky se liší se zeměpisnou šířkou, nadmořskou výškou, geografii oblasti, hydrografií a asi největší vliv má složení atmosféry, která má v základní podstatě nejvýznamnější vliv na celkové dění na Zemi. Atmosféra udržuje na Zemi termální rovnováhu, vytváří klima vhodné pro existenci života a chrání živé organismy před zhojným kosmickým zářením. Zadržuje vnější solární energii; tzv. albedo je poměr mezi energií odraženou do meziplanetárního prostoru a energií, která je absorbována zemským povrchem. Přibližně 2/3 sluneční energie jsou přeměněny na teplo, z něhož je 20% absorbováno atmosférou, asi 50% zemským povrchem a přibližně 30% se vrací zpět do kosmického prostoru. Atmosféra propouští hlavně vlnové délky

viditelné části spektra, ale pro infračervené záření působí jako filtr. Díky tomu dochází k ohřívání atmosféry teplem vyzářeným zemským povrchem a dnes i teplem produkovaným lidskou činností. S tím úzce souvisí tzv. skleníkový efekt a zvyšování průměrné teploty na Zemi. Čím vyšší koncentrace skleníkových plynů (např. CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O a jiných skleníkových plynů), tím vyšší je účinek tohoto efektu, zvyšuje se nepropustnost atmosféry vůči infračervenému záření, které se přeměňuje na teplo (Kachlík & Chlupáč, 2001). Bez skleníkového efektu by teploty dosáhly stěží -15°C (Soukupová, 2013). Složení atmosféry se v jednotlivých erátech odlišovalo, prvotní atmosféra byla složením podobná vnějším planetám.

Geologický vývoj Země byl proměnlivý v průběhu času a stále se mění. Při vývoji Země pozorujeme posun kontinentů, který probíhá neustále, změny klimatu a několik katastrof globálního měřítka, kde tyto zásadní změny považujeme za konec jednoho období a začátek dalšího. Historii Země dělíme do několika erátémů, které ve stručnosti popíšu.

### **2.1.1. Prekambrium**

Prekambrium, což je označení používané pro nejstarší období dějin Země, dělíme na dvě období a to archaikum a proterozoikum. V archaiku zpočátku docházelo ke shlukování pevných kosmických částic a klesání prvků s vyšší hustotou k zemskému jádru což vedlo k diferenciaci zemské hmoty do obalů. Průběh těchto procesů datujeme do doby před 4,5 miliardami let. Nasvědčují tomu některé nalezené železné meteority (stáří 4,6 miliard let), které patrně datují vznik planet sluneční soustavy.

Postupně se na Zemi vytvářela zemská kůra, atmosféra a hydrosféra. Tehdejší atmosféra měla přebytek CO<sub>2</sub>, HF, NH<sub>3</sub> a značný nedostatek volného kyslíku. V průběhu času dochází k ochlazování zemských obalů a začíná se uplatňovat desková tektonika, což později vede k pohybu kontinentů. Z proterozoika známe první stopy oxidického zvětrávání (svědčí o tom červené pískovce) a to znamená, že se v atmosféře objevuje větší množství volného kyslíku. V mladším proterozoiku se podle některých autorů vytvořily staré štíty (kanadský, baltický, indický, africký, čínský, australský, brazilský a antarktický) spojené v jeden superkontinent, Pangeu.

Ve spodním proterozoiku (před 2,2 – 2,3 miliardy let) nalézáme vůbec nejstarší stopy zalednění, a to v Kanadě (Kachlík & Chlupáč, 2008). Příčina zalednění není známa, některé teorie poukazují na možnost sopečných výbuchů, kdy se do atmosféry dostalo množství prachu a to vedlo k potměnění oblohy nebo průchodu Země mračnem mezihvězdného plynu. První zalednění trvalo cca 300 milionů let. Druhá ledová epocha pak začala koncem prekambria. Trvala 400 milionů let a byla vlastně sledem tří zalednění po sobě. Její stopy se nacházejí v Evropě, Africe, Austrálii a severní Americe (Soukupová, 2013). O existenci permafrostu v tomto období nemáme žádné prokazatelné důkazy, ale lze předpokládat, že se objevil.

### 2.1.2. Paleozoikum

Do staršího paleozoika (přibližně 570 event. 545 až 360 miliony let BP) řadíme několik geologických útvarů, a to kambrium, ordovik, silur devon. Paleozoiku se od proterozoika vyznačuje vyšším rozčleněním litosférických desek. Předpokládá se, že tvořily jeden superkontinent Gondwanu, která se nacházela na jižní polokouli (jedná se o dnešní kontinentální desky Austrálie, Antarktidy, jižní Ameriky, Afriky, Indie a Arábie).

V kambriu převládalo teplé a suché podnebí (jedno z nejstálejších podnebí), kdy se předpokládá, že byl jeden velký superkontinent Gondwana, rozprostírající se od jihu až do severního mírného pásma. Gondwana ve starších prvohorách prodělala složité rotační pohyby a zasahovala do několika klimatických pásů (od jižního polárního až po tropické rovníkové klima) (Kachlík & Chlupáč, 2008). Další superkontinent Laurasia vznikl střetnutím Laurentie (sev. Amerika a Grónsko) a Baltiky (sev. Evropa a Ruská tabule), mezi samostatné kontinentální desky pak dále patřila Siberia (Sibiřský štít). Díky mocným uloženinám biogenních vápenců s útesy, červeným zvětralinám a rozšíření evaporitů předpokládáme, že v kambriu většina kontinentů mimo Gondwanu byla v teplé klimatické zóně (Kachlík & Chlupáč, 2008).

Během ordoviku se Gondwana stále otáčí, přičemž jižní část Gondwany zasahuje až k jižnímu pólu. Střídá se teplé období s chladným, poukazuje na to mořská transgrese a regrese. Nejvýše byla mořská hladina v caradoku (svrchním ordoviku) a v nejvyšším ordoviku dochází k výrazné regresi, doprovázené nejspíše silným zaledněním a ochlazením větší části jižní Gondwany (Soukupová, 2013). Předpokládá se, že příčinou takto rozsáhlého zalednění Gondwany byly rotační pohyby spojené s přesunutím Gondwany přes jižní pól. Stopy po zalednění nalezneme např. i na našem území, nejlépe je vidět na nejmladším kosovském souvrství, které se skládá z hrubozrnných pískovců s vtroušenými většími klasty různých hornin, pro naši oblast netypických (např. granitoidů). Z toho předpokládáme transport v ledových krách, u něhož při odtávání klesaly valounky a úlomky hornin na mořské dno (Chlupáč, et al., 2011) a další stopy můžeme nalézt například i v severní Africe. Stopy po permafrostu z tohoto období nejsou známy, nebyly nalezeny žádné fosilní pozůstatky, nicméně v některých oblastech se předpokládá jeho výskyt.

V siluru se severozápadní okraj Gondwany posouvá k severu do teplejších pásem a rovněž vznikl nový Severoatlanský kontinent, známý také jako Laurussie (vznikl spojením Laurentie a Baltiky). Výrazný rozdíl nastal v klimatu, kdy se začalo rychle oteplovat, což se projevilo zdvihem mořské hladiny a mořskými transgresemi. V jižních částech Gondwany se udržovalo chladné klima, známe stopy zalednění z Brazílie a Bolívie (Chlupáč, et al., 2011).

V průběhu devonu se výrazně posouvá severozápadní okraj Gondwany k severu a to do tropického pásma jižní polokoule. Většina kontinentů leží v teplém klimatickém pásu, jižní část Gondwany stále leží v chladném pásmu. Stopy po

zalednění se objevují v Peru, Brazílii a Bolívii. Dochází k velkým mořským transgresím, nejvyšší stav hladiny světového oceánu je v období givetu a frasnú (přelom středního a svrchního devonu). Mezi nejdramatičtější změny klimatu v devonu patří Kellwasserský event při hranici frasnú a famenu (svrchní devon), kdy patrně došlo k prudkému ochlazení (Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013).

K výrazným změnám v rozložení kontinentů dochází v karbonu, Gondwana stále setrvává v rotačním pohybu, přibližuje se k Severoatlantickému kontinentu/Laurussii a během karbonu dojde ke střetu těchto dvou kontinentů, což vede k variskému (hercynskému) vrásnění a tvorbě pohoří. Rovněž se k Laurussii ze severu přibližuje Siberia a Kazachstania.

Vznik pásemných pohoří a spolupůsobící kosmické vlivy (Milankovičovy cykly) zapříčinily výrazné klimatické změny. Ochlazení během svrchního karbonu mělo za následek mořskou regresi, která je současná s nástupem rozsáhlého zalednění Gondwany. Zdá se, že byla zaledněna až po 30° jižní šířky (stopy ve formě morén a rýhovaného skalního podkladu nalézáme v Africe, Jižní Americe, Austrálii i Indii). Zejména ve svrchním karbonu jsou nápadnější rozdíly v teplotách jednotlivých klimatických pásem, svědčí o tom letokruhy dřevin chladných pásem, které kontrastují s dřevinami v tropickém pásmu (Chlupáč, et al., 2011).

Chladná glaciální období byla oddělena obdobími teplejšími – interglaciály. Svědectví podávají profily, ve kterých se střídají ledovcové uloženiny se slojemi černého uhlí (Kachlík & Chlupáč, 2008).

K dalšímu srovnání kontinentů dochází v permu, kdy Siberia naráží do Laurussie a vzniká jeden superkontinent Pangea (doprovázené vyvrásněním Uralu). Pangea se rozprostírá přes všechna podnebná pásma od severních polárních oblastí, přes tropické, až k jižnímu pólu. Dochází k regresi mořské hladiny a postupnému vysušování tropické části kontinentu a vzniku pouští (Chlupáč, et al., 2011).

### **2.1.3. Mesozoikum**

Pangea jako superkontinent přetrvává do mesozoika, ale později se začíná rozpadat na jednotlivé kontinenty. Pangea se začíná rozdělovat na severní a jižní část rovníkovým oceánem, zvaným Tethys, a později dochází k oddělení litosférických desek Severní a Jižní Ameriky od Pangey a zároveň vzniká Atlantský a Indický oceán. Mezozoické klima se jeví jako teplé, neznáme žádné stopy kontinentálního zalednění.

Na začátku mesozoika, v triasu, stále převládá permské aridní klima, zejména v přirovníkové části, kde vytlačilo humidní rovníkové pásy severním a jižním směrem. Stále se střídá mořská transgrese s regresí, ale změny už nejsou náhlé.

V juře již Pangea není jeden celistvý superkontinent a ve svrchní juře se Pangea úplně rozpadá. Tethyda rozděluje Pangeu na severní a jižní část (oddělení Evropy od Afriky) a na severu vzniká Atlantský oceán, který odděluje od Evropy Severní Ameriku. Na konci jury dochází postupně k rozpadu Gondwany a separaci

Antarktidy, Afriky a Jižní Ameriky, zatímco Indie se posouvá severním směrem. Jurské klima bylo teplé beze stop kontinentálního zalednění. U vnitřních částí kontinentů se vyskytuje aridita, svědčí o tom solná ložiska (Chlupáč, et al., 2011). Během střední a svrchní jury dochází k velké mořské transgresi, kdy jsou rozlehlé části západní Severní Ameriky a západní Evropy zality mělkými moři.

Během křídy dochází k zrychlenému rozpadu Gondwany. Jižní Amerika se odděluje od Afriky a vzniká mezi nimi jižní část Atlantského oceánu, která se ke konci křídy spojuje se severní částí Atlantského oceánu, vzniklé v juře. Indie se odděluje od Antarktidy, která se posouvá stále jižním směrem a Madagaskar se odděluje od Afriky. Austrálie se posouvá severovýchodním směrem.

Významná událost proběhla uprostřed křídy, kdy došlo ke globálnímu zvýšení mořské hladiny (tzv. cenomanská záplava) a to snad o 200 až 300 metrů, kdy podíl pevniny ku moři byl oproti dnešním 29% pevniny pouhých 18% (Chlupáč, et al., 2011). Ke konci křídy dochází naopak k silnému poklesu mořské hladiny. Klima bylo stále teplé, s menšími chladnějšími výkyvy. Konec křídy, tedy mesozoika, a začátek terciéru je spojen s velkou katastrofou a změnami klimatu. Příčinou byl pravděpodobně dopad vesmírného tělesa a silná vulkanická činnost, přičemž dochází k náhlému ochlazení a následně velkému ohřátí planety. Ohledně ochlazení existují dvě hypotézy a to hypotéza o dopadu vesmírného tělesa o průměru zhruba 10km do moře u Yucatánského poloostrova (kráter Chicxulub). Druhá hypotéza mluví o silné sopečné činnosti na Dekhanské plošině (oblast dnešní Indie), spojené s velkými výlevy lávy. Je možné, že obě hypotézy spolu úzce souvisejí. Po dopadu asteroidu se velké množství částic rozptýlilo v atmosféře, což vyvolalo následné ochlazení o řádově desítky stupňů po dobu několika měsíců. Díky velkému množství odpařené vody, které se dostalo do atmosféry při dopadu meteoritu, vznikl skleníkový efekt a následovalo silné oteplení (Soukupová, 2013).

#### **2.1.4. Terciér**

Terciér dělíme na paleogén a neogén. V terciéru odpovídá rozložení kontinentů téměř dnešní podobě. V průběhu terciéru se na jižní polokouli Austrálie definitivně odtrhává od Antarktidy a pohybuje se severním směrem. Afrika se posouvá severním směrem, Indie zrychluje svůj pohyb a v průběhu terciéru dochází ke kolizi s Asijskou pevninou a vrásnění Himalájí. V mladším terciéru se spojují obě Ameriky Panamskou šíjí. Během terciéru probíhá silná vulkanická činnost jak v zlomových pásmech, tak i na pevnině. Klima v terciéru se postupně ochlazovalo za střídání teplejších a chladnějších výkyvů (Soukupová, 2013).

Paleogén rozdělujeme na tři období a to paleocén, eocén a oligocén. Ze začátku převládalo teplé klima, postupně však dochází k ochlazení. V starším paleogénu je ještě Antarktida spojena s Austrálií, ale později se odděluje. Oddělení Austrálie značně ovlivnilo vývoj Antarktidy, neboť díky jejímu odtržení (v eocénu) nastává kolem Antarktidy chladné proudění, tzv. Antarktický cirkumpolární proud. Vznik tohoto proudění vedl k ochlazení a kontinentálnímu zalednění Antarktidy

(Chlupáč, et al., 2011). Výrazný chladný puls spojený s výrazným poklesem mořské hladiny se objevuje na hranici eocénu a oligocénu (přibližně 33,7 mil let BP), nicméně i během chladnějších období terciéru bylo tepleji než dnes.

Neogén rozdělujeme na miocén a pliocén. Byl velmi vulkanicky aktivní, sopečná činnost vrcholí v miocénu. Spodní a střední miocén byl nejteplejším obdobím neogénu (např. průměrná teplota v Evropě stoupla o 7-9°C oproti předešlému období), ve svrchním miocénu dochází k postupnému ochlazování spojenému s poklesem mořské hladiny až o 40 metru (Kachlík & Chlupáč, 2008). V pliocénu pokračuje ochlazování se dvěma výraznými fázemi, které můžeme považovat za počátek kvarterního období glaciálů a interglaciálů (Chlupáč, et al., 2011). Během těchto dvou fází (3 a 2,5 mil let BP) se objevují první kontinentální (horské) ledovce. Mezi nejzávažnější příčiny způsobující ochlazení patří pokles sopečné aktivity, s tím spojený přísun sopečných plynů do atmosféry, a také snížení skleníkového efektu, kdy došlo k rozvoji rostlinstva (opadavé lesy, velký rozvoj bylin otevřených stanovišť) a tím ke spotřebě hlavního skleníkového plynu CO<sub>2</sub> (Soukupová, 2013).

### **2.1.5. Kvartér**

Kvartér dělíme na pleistocén a holocén. Pro kvartér je typické střídání dob ledových (glaciálů) a meziledových (interglaciálů). Glaciály se vyznačují mohutným rozšířením ledovců a interglaciály jsou obdobím typicky mnohem teplejším a vlhčím. Během střídání glaciálů a interglaciálů dochází k mnoha geomorfologickým procesům. S tím je spojená tzv. glaciostáze, kdy obrovská masa kontinentálního zalednění zatlačuje část zemského povrchu, na kterém leží, do astenosféry a po následném odtání ledového příkrovu dochází ke zdvihu (zemský povrch má tendenci vracet se do původní polohy) např. zdvih Skandinávského štítu o 250 metrů. Zdvih ročně pokračuje asi o 9 mm. Rovněž se projevují výrazné změny mořské hladiny, glaciostáze (hladina byla až o 100 metrů níže než dnes) (Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013).

V kvartéru se během dob ledových vyvinula většina dnešního permafrostu, která přetrvala teplejší interglaciální periody. Nejstarší permafrost je v místech s nejnižší teplotou vzduchu (Arktické pobřeží Sibíře, severo-kanadské souostroví a oblasti Antarktidy bez ledu). Permafrost s menší mocností se vyvinul v druhé části holocénu (dosahuje mocnosti 30 až 70 metrů) a během tzv. malé doby ledové (dosahuje mocnosti od několika až po 20 metrů). Během poslední doby ledové, když byl zemský povrch nad mořskou hladinou, vznikl dnešní podmořský permafrost ve Východosibiřském moři a jinde podél Arktického pobřeží, ale po skončení poslední doby ledové (asi před 15 tisíci lety) byl zatopen (Kolektiv autorů, 2012).

Typická je silná erozní a akumulární činnost spojená s ústupem ledovců a vytvořením typických geomorfologických prvků (morény, trogy, kary, drumliny, eskery) a utváření reliéfu do současné podoby. Teplotní výkyvy měly výrazný vliv na vegetaci, kdy se se změnami areálů ledovců posouvala klimatická pásma od Severu

k Jihu, spolu s kontinentálními (suché, chladné) a atlantickými (vlhké, teplejší) podmínkami ve Východo-Západním směru. Průměrná roční teplota (ve střední Evropě) se v glaciálech pohybovala kolem 0 °C, kdežto v interglaciálech se pohybovala mezi 10°-15° C. V současnosti je průměrná roční teplota v těchto šířkách 8°-9° C. Celková plocha zalednění činila asi 32%, dnes je zaledněných částí kontinentů přibližně 10% (Chlupáč, et al., 2011). Kontinenty jsou stále v pohybu, Antarktida se výrazně posouvá k jihu do polárního pásma, rovněž severní části Asie, Evropy a Severní Ameriky se dostaly za polární kruh.

V pleistocénu rozlišujeme několik hlavních dob ledových, v Evropě je pozorujeme buď jako horské zalednění Alp anebo, jako kontinentální zalednění severní Evropy. Glaciály rozlišované podle zalednění Alp, dělíme na šest hlavních glaciálů, a to: Biber, Donau, Günz, Mindel, a Würm. Těchto šest hlavních dob ledových podrobněji dělíme: Biber, Donau I. (3 mil let BP), Donau II. (2,5 mil let BP), Donau III. (2 mil let BP), Günz I. (1 mil let BP), Günz II. (0,7 mil let BP), Mindel I. (0,6 mil let BP), Mindel II. (0,4 mil let BP), Riss I. (0,3 mil let BP), Riss II. (0,2 mil let BP), Riss III. (0,1 mil let BP), Würm I. (80 tisíc let BP), Würm II. (45 tisíc let BP), Würm III. (32 tisíc let BP), Würm IV. (18 tisíc let BP). Názvy jsou odvozeny od alpských řek, kde byly prvně pozorovány pozůstatky glaciálů.

Glaciály rozlišované podle kontinentálního zalednění dělíme na několik glaciálů a interglaciálů, a to: Eburon, Waal, Menap, Bavel, Cromer, Elster, Holstein, Saale, Eem a Weichsel.

Na začátku pleistocénu trvají glaciální cykly okolo 100 000 let a zahrnují celé glaciály a interglaciály. Pro glaciály je typické rozšíření velkých kontinentálních ledovců. V předpolí ledovců, tzv. periglaciální pásmo, se vytváří permafrost a s ním charakteristické geomorfologické znaky, dochází k soliflukci, vytváření polygonálních struktur v půdě. Dále dochází k silné eolické činnosti spojené s akumulací spraší, sprašových hlín a navátých písků. Český masiv se nacházel v zóně kontinentálního zalednění a byl pod vlivem periglaciálního klimatu. To vedlo k hlubinnému narušování sedimentů (převážně zmrzlé jílové aleurolity) v zóně permafrostu a to řádově až několik desítek metrů. Sedimenty byly pokryty hustou sítí drobných prasklin, což pravděpodobně způsobilo výskyt tzv. rozpukaných jílů. Klimatické zvláštnosti periglaciálního klimatu se rovněž projevovaly ve formě zvýšené aktivity svahových pochodů a probíhajících kryogenních procesů. Jako příklad na našem území může sloužit deformace v okolí dnešní Nechranické přehrady. Když probíhal průzkum šterkopískových sedimentů při stavbě zemní hráze, byly objeveny jednoznačně nerovnosti v základně šterkové terasy a rovněž byly objeveny menší nerovnosti přímo v profilu přehrady. Předpokládalo se, že je to následek eroze. Až po vytvoření osmi seti vrtů a studní a systematické dokumentaci stěn okolního lomu se zjistila pravá příčina, šlo o kryogenní procesy (Rybarzh, 1978).

Během interglaciálů převládá atlantické klima s mírnějším a teplejším podnebím a vyšší průměrnou teplotou. Vznikají půdy různých kvalit a složení,



v podstatě jak je známe dnes. Krajinu pokrývají souvislé lesy a dochází k vytváření typických hnědozemních půd s rozvinutým horizontem B (Kachlík & Chlupáč, 2008; Chlupáč, et al., 2011).

V mladším pleistocénu se glaciální cykly ustálí zhruba na 40 000 leté intervaly. V tomto období můžeme během glaciálů rozeznat stadiály - vrcholy glaciálů a interstadiály - příznivá období pro rozvoj stepí a lesostepí, během nichž docházelo k vytvoření černozemní půdy. Během Mindelu a Rissu dosáhlo zalednění části našeho území. Dokazují to stopy zalednění, které nalézáme např. na Frýdlandsku, v Lužických horách, na Moravě i na Ostravsku. Na konci Würmu dochází k ústupu zalednění, ústup však není plynulý, dochází k zastavení i návratům.

O přítomnosti permafrostu v kvartéru máme mnoho důkazů. Z mladšího a středního pleistocénu máme stopy o existenci permafrostu, který se vytvořil pravděpodobně už na začátku pleistocénu, ze severovýchodní části Ruska v podobě syngenetických polygonálních ledových klínů. Dalším důkazem o výskytu permafrostu během pleistocénu, ve Würmu, jsou relikty ledových klínů a polygonů v jižní Skandinávii, oblasti západního pobřeží jižního Švédska na Laholm pláních a část západního Jutlandu v Dánsku (viz. příloha, obrázky č. 2 a 3). Polygonální systém s relikty ledových klínů na Laholm pláni jsou tvořeny jemnozrnnými frakcemi a okolní půda je převážně písčitá, polygony jsou dobře viditelné z letadla hlavně v období velkého sucha. Oblast reliktu ledových klínů a polygonů v Dánsku je srovnanou oblastí morény vzniklé v Rissu. Tyto polygony jsou menší než ty ze Švédska. Během Würmu byly morény vzniklé během Rissu ovlivněny procesy permafrostu, což způsobilo fragmentaci polygonů na menší části (Svensson, 1978).

Důkaz o výskytu permafrostu přes celý pleistocén máme z Aljašské oblasti Copper river Basin, kde byly nalezeny fosilní struktury podobné pingos a fosilní klíny písku a bahna z pre-Würmských sedimentů (Nichols, 1966). V Antarktidě je permafrost přítomen od deglaciace, v průběhu pleistocénu není zaznamenána žádná klimatická změna, schopna způsobit úplnou degradaci permafrostu nebo zabránit jeho růstu. Dalším příkladem jsou prudké srázy tvořené pleistocenním podzemním ledem, vysoké až 80 metrů (viz. příloha, obrázek č. 4), nacházející se na pobřeží podél Arktidy, na Novosibiřských ostrovech a v přilehlých oblastech vnitrozemí (Popov, et al., 1966)). Během pleistocénu se permafrost pravděpodobně vyskytoval i v Brazílii, svědčí o tom vývoj svahů, známky soliflukce a mrazu. Z Patagonie a Falkland jsou stopy fosilních ledových klínů (Trombotto, 2000)

Během středního pleistocénu se permafrost vyskytoval nejenom v horských oblastech, ale na celém rozsáhlém území Evropy, kde panovalo periglaciální klima (ČR, Polsko, Maďarsko, východní Německo, Rakousko, Francie, Belgie) svědčí o tom zřetelné stopy kryogenních procesů, zejména soliflukce, kryoturbace, fosilní ledové klíny a fosilní polygonální půdy. Ke konci Würmské epochy dochází k největšímu rozšíření, až po 45° a 46° severní šířky. Na začátku holocénu pak dochází k oteplení kontinentu, což vede k degradaci permafrostu (Velichko, 1978).

Na konci pleistocénu a začátku holocénu se vyskytne poslední výrazný studený výkyv, jenž zřejmě způsobilo zastavení atlantického výměníku tepla. Toto období se nazývá mladší dryas a trvalo přibližně tisíc let. Během mladšího dryasu panovalo v Evropě velmi suché a chladné podnebí. Dochází k poklesu teploty, např. v Grónsku o 10 °C (dokládají to ledovcové vrty). Co způsobilo zastavení atlantického výměníku tepla se přesně neví, pravděpodobně se protrhla některá z velkých, ledovcem přehrazených, jezer v Severní Americe (např. Agassiz) a vylila se do Atlantického oceánu.

U procesu výměny tepla (termohalinní cirkulace) v tropické a subtropické části Atlantiku dochází k výparu velkého množství vody. Tato voda je nahrazována studenou vodou z Antarktidy, která se v rovníkové části oteplí, a díky výparu se zvyšuje její salinita. Slaná voda je těžší a klesá ke dnu. V oblasti severního Atlantiku, kam se tato slaná voda dostává díky mořským proudům, se voda dostává k hladině kvůli západnímu atmosférickému proudění, které zde rozhání povrchovou vodu a umožňuje tak, aby se vynořila teplejší voda k povrchu. Tato teplejší voda zde předává své teplo, a to kontaktem se studeným suchým vzduchem. Zároveň dochází k odparu a ochlazení, následně voda opět ztěžkne a ponoří se do hloubek (Cílek, 1998).

Protržení jezer mělo za následek vytvoření povrchové vrstvy sladké vody, kterou místní větry nedokázaly rozehnat, čímž došlo k oslabení cirkulace proudu teplé vody a k zastavení odparu, což je hlavním hnacím motorem výměníku tepla. Toto zřejmě mělo za následek, v průběhu desítek let, ochlazení, které trvalo skoro tisíc let. Potom se začalo oteplovat a díky odpaření větší části sladké vody a zmenšení jejího přítoku z pevniny, se vytvořila hlubší část povrchové vody. Když dosáhla určité salinity, došlo k jejímu poklesu do hloubky a oceánský výměník se opět rozběhl (Soukupová, 2013).

V holocénu současně žijeme. Poslední vývoj je značně ovlivněn činností člověka, zejména produkce skleníkových plynů a s tím spojené klimatické změny. Počátek holocénu se vyznačoval ústupem a táním ledovců i výrazným oteplením. Dochází k mořské transgresi a regresi, objevuje se výrazná vulkanická činnost a mírné pohyby litosférických desek. Holocén dělíme na preboreál, boreál, atlantik, epiatlantik, subboreál, subatlantik a subrecent.

Ze začátku v holocénu, během preboreálu a boreálu, dochází k zvýšení vlhkosti a teploty, převládá kontinentální klima. Dochází k odtržení Velké Británie a vzniku moře (Soukupová, 2013). V průběhu středního holocénu, atlantik a epiatlantik, nastává klimatické optimum, kdy je průměrná roční teplota vyšší o několik stupňů než dnes. Střední holocén byl charakteristický termálním maximem, během něhož obsahovaly horniny větší množství tepla než dnes.

Všechny tyto procesy se podílely na vývoji permafrostu a rovněž ho ovlivňovaly. Například na pláních západní Sibíře se dnes vyskytují dvě vrstvy permafrostu od sebe oddělené nezmrzlou vrstvou. Je evidentní, že spodní vrstva je starší a je spojená s výměnou tepla v horninách během svrchního holocénu, zatímco

svrchní vrstva permafrostu je výsledkem zamrznutí hornin po termálním maximu. Dalším příkladem procesů pocházejících ze stejné geografické oblasti, jež měly výrazný vliv na formování permafrostu, je mořská transgrese a regrese. Oblast západní Sibíře byla během Salemské a Karguinské transgrese pod vodou. Permafrost se v té oblasti nemohl vyvíjet nebo dlouho existovat, mohl se vyvinout až po mořské regresi (z čehož taky známe jeho stáří). Vrstvy permafrostu zde mají rozdílnou mocnost: 380 metrů, 200 metrů, a od 60 do 20 metrů. Z toho lze vyvodit hranice mořské transgrese a její pronikání. Tyto vrstvy permafrostu jsou staré zhruba 300 až 400 tisíc let. Vrstvy ve vysokých zeměpisných šířkách, jež dosahují mocnosti až 700 metrů, existují delší časový interval, pravděpodobně celé období kvartéru (Kudryavstev, 1966). Díky průběhu oteplování a klimatického optima v holocénu zmizel permafrost z většiny území odledněné Evropy, ze severního Kazachstánu a z velké části západní Sibíře a severní Eurasie (Romanovsky, et al., 2008). Ranně holocenní permafrost, který přetrval skrz teplé období, byl objeven při odeběrání ledovcových jader, v Ötztalských Alpách, pod ledovcem Lazaun, Krainer, et al. (2015) určili jeho stáří na 10300 let.

Na konci středního holocénu, v epiatlantiku, dochází k výkyvům vlhkého a suchého klimatu. Na počátku mladšího holocénu, v subboreálu, převládá stepní kontinentální klima s teplým létem a studenými zimami. V subboreálu dochází k náhlé změně klimatu, jež zřejmě souvisela s výbuchem sopky Hekla, doklady o tom máme z mnoha kultur (Soukupová, 2013). V subatlantiku je klima o něco vlhčí a chladnější, v Evropě se projevuje výrazně tuhými zimami a záplavami, s tím je spojen i výskyt moru. Během dnešního mladšího holocénu, v subrecentu v němž dnes žijeme, se střídají chladnější období s teplejšími. Začal v roce 600 n.l. jako chladné a vlhké podnebí, později se otepluje, toto období známe jako teplé středověké období. Zhruba kolem roku 1258 dochází k významné erupci, stopy nalezené v ledových jádrech v Antarktidě to potvrzují. Po roce 1300 nastává tzv. Malá doba ledová, jež je charakteristická tuhými zimami, dochází k nárůstu ledovců a častým povodním. Toto období zřejmě zapříčinilo snížení sluneční aktivity. Období Malé doby ledové končí okolo roku 1500, klima se otepluje a vysušuje. Toto období trvá jen krátce, neboť přichází nová vlna dlouhých a tuhých zim. Dochází k erupci několika sopek a sluneční aktivita opět klesá. V některých oblastech naopak dochází k extrémnímu suchu. Klima dále stále kolísá, střídají se neobvykle deštivé a studené roky se suchými a horkými. Došlo k dalším erupcím sopek, např. Laki a Asama. Období malé doby ledové definitivně skončilo na konci 19. století, trvalo zhruba od 1550 až do 1850. Toto období mělo příznivý vliv na vývoj permafrostu, kdy se vyvinul i více na jihu a došlo k nárůstu až do 25 m, objevil se zejména v oblastech výskytu silných vrstev rašeliny (Streletskiy, et al., 2015; Chlupáč, et al., 2011; Soukupová, 2013).

V průběhu historie Země docházelo a stále dochází ke střídání chladných a teplých období, přičemž chladné období s sebou v daných zeměpisných šířkách přinášelo zalednění a v oblastech s periglaciálním klimatem byl přítomen permafrost, máme o tom prokazatelné důkazy, například fosilní klíny nebo stopy po soliflukci na

svazích. Pro jasnější představu o trvání a střídání těchto období je v příloze přiloženo schéma, obrázek č. 5.

## 2.2. Geomorfologie permafrostu

Oblast výskytu permafrostu můžeme v zásadě rozdělit do tří základních skupin:

*Zóna souvislého permafrostu* – Oblast, kde se permafrostová deska vyskytuje všude pod povrchem a to od hloubky od pár centimetrů až po pár metrů. Jeho teplota je pod  $-2^{\circ}\text{C}$ , je relativně silný a mocný. Vyskytuje se na 90-100% území (Jánošíková, et al., 2013).

*Zóna nesouvislého permafrostu* – Oblast, kde je výskyt permafrostu přerušen nezmrzlými oblastmi. Zhruba 50-90% území. Sezónní tání proniká až do hloubky 3 metrů (Williams, 1965). Do nesouvislého permafrostu se řadí rovněž jeho relikty (pozůstatky klimatických podmínek z minulosti; vyskytuje se v oblastech, kde by se již dnes permafrost tvořit nemohl). Řadíme sem i permafrost alpinského charakteru, jež se vyskytuje ve vysokých nadmořských výškách nižších zeměpisných šířek

*Sporadický permafrost* – Zhruba 0-50% území (Jánošíková, et al., 2013).

Baranov a Kudryvstev (1966) popisuje tři typy permafrostu, kdy každý z nich je založen na svých kryolitologických rysech:

- *Epigenetický typ* – Je to základní typ, jehož vrstvy se vytvářely během celé studené epochy z kamenů různého složení, vlastností a stáří. Tyto vrstvy mají různorodou kryogenní strukturu. Základní rysy vrstev epigenetického permafrostu jsou určeny specifickými podmínkami jejich původu, jejich hlavní rys je spojen s faktem, že v počátku trvalého mrznutí již kameny existovaly a jejich zamrznání směřovalo směrem dolů. Trvalé zamrznání ve spojení s krystalizací mobilní vody ovlivnilo některé vlastnosti kamene skrze vývin skrytého popraskání, rozšíření otevřených puklin či trhlin, seskupením jemnozrnných částic apod.
- *Syngenetický typ* – Hlavním rozdílem od epigenetického typu permafrostu je, že k vývoji svrchních horizontů permafrostu (jen ty jsou tvořené syngeneticky) dochází při periodickém, synchronním ukládání a zamrznání sedimentů naakumulovaných vlivem erozních, diluviálních, glaciálních a ostatních procesů. To znamená, že jednotlivé vrstvy rostou směrem nahoru (na rozdíl od epigenetických vrstev). Stáří horizontů syngenetického permafrostu proto není větší než stáří samotného kvartéru.
- *Polygenetický typ* – Vrstvy polygenetického permafrostu se vyvíjejí podle termodynamických podmínek, vyvíjejí se z obou epigenetických a syngenetických horizontů.

U permafrostu se vyskytují různé geomorfologické znaky spojené se sezónním zamrznáním a rozmrznáním ledu. Spolu s permafrostem se vyskytují

geomorfologické rysy. Ferrians, et al., (1969) a Porsild (1938) popisují následující nejčastější geomorfologické rysy:

- *Polygonal ground (Patterned ground)* – Polygonální půdy vznikají díky mělkým žlabům, které překrývá včelímu plástu podobná síť ledových klínů, které jsou navzájem spojeny. Vytřídování úlomků hornin mrazem a jejich akumulace na povrchu tvoří polygony v permafrostu. Jednotlivé polygony mají velikost od 9 až po několik stovek metrů. (viz. příloha, obrázek č. 6)
- *Stone nets, stripes (Patterned ground)* – Kamenné sítě a pruhy jsou v polárních oblastech časté. Mrazové zvedání v zrnité půdě soustřeďuje hrubší kameny do sítě nebo pruhů na povrchu. Pokud je svah příkrý, hrubší kameny leží v pruzích směrem dolů. Kamenné sítě a pruhy indikují silné mrazové působení ve středně dobře odvodněných zrnitých sedimentech, od prachovitě jemného šterku po balvany.
- *Ice wedges* – Ledové klíny skládající se z vrstveného bílého ledu, bývají vertikálně orientované s vrcholem směřujícím dolů. Principem vzniku ledových klínů jsou povrchové praskliny vytvořené vlivem sezónního rozmrzání a zamrzání. V létě se do praskliny dostává voda a v zimě zamrzá. Šíře v horní části se pohybuje v rozmezí od 10 centimetrů až po 3 metry a více a sahají do hloubky 1 až 10 metrů a více. Mohou být aktivní nebo neaktivní, záleží, zdali rostou opakovaným praskáním či nikoliv (viz. příloha, obrázek č. 7) (Hunter, et al., 1981).
- *Solifluction, Solifluction lobes* – Soliflukce a soliflukční laloky (viz příloha, obrázek č. 8) jsou masy nepevněných sedimentů od šíře méně než 30 centimetrů až po více jak 30 metrů. Tyto rysy jsou v Arktidě rozsáhlé a mohou pokrývat i celé údolí. Vyskytují se na svazích jak prudkých, tak i na svazích se sklonem 3° i méně. Půdotok hraje hlavní roli při formaci tzv. povrchového vzoru. Tento typ povrchového vzoru je tvořen postupným spádovým pohybem (gravitace) vodou nasycených sedimentů. Povrchový materiál v oblastech, kde se vyskytuje permafrost, je zvláště mobilní, protože aktivní vrstvy jsou často přesycené vlhkostí. Tento stav je způsoben nepropustností permafrostu a nízkou rychlostí vypařování. Spádový pohyb těchto půdotokých procesů je tak rychlý, že stavba spočívající na takovém svahu je buď vystavena velkým zemním tlakům, nebo se pasivně sesune ze svahu. Soliflukce indikuje nestabilní, špatně odvodněný plášť, často nasycené sedimenty, který se pohybuje ze svahu dolů kvůli sezónnímu vzdouvání. Na prudších svazích často indikuje skalní podloží blízko povrchu a na mírných svazích mělkou permafrostovou desku. K soliflukci dochází i na velmi mírných svazích, když je svrchní vrstva vlivem oteplení rozehřáta.
- *Thaw pits a Thermokarst* – Termokarst se objevuje v oblastech, kde podloží tvoří permafrost obsahující velké masy zemního ledu. Pokud je nad velkou ledovou masou narušen povrch, může dojít k zásadní změně v termálním režimu (v povrchové prohlubni se naakumuluje voda, která urychlí tání permafrostu), který může zapříčinit odtání ledové masy, což vede k vývoji

termokrastu. Jsou to převážně terénní změny, spojené se vznikem pahorků, jeskyní, propadlin (Jánošíková, et al., 2013). Výskyt těchto jam indikuje špatně odvodněné jemné nezpevněné sedimenty s permafrostovou deskou blízko povrchu.

- *Thaw lakes* – Tento název zůstane uveden v angličtině, protože pro něj není český překlad. Jsou způsobena především termokarstem, kdy dojde k depresi půdy, pokud ze sníženiny nevede žádný odtok, začne se v ní hromadit voda (Kolektiv autorů, 2012). Většinou indikují slabě odvodněné, jemnozrné, nezpevněné sedimenty s permafrostovou deskou blízko povrchu. Tato jezera jsou charakteristická brázdami a prohlubněmi na okrajích, způsobenými táním permafrostu. Jejich velikost se pohybuje od malých jezírek až pod jezera délky více než 15 kilometrů a šířky 5 kilometrů.
- *Beaded drainage* - neboli *Korálkové toky* se objevují v oblastech podložených systémem ledových klínů. Díky teplu povrchové vody tají podpovrchové masy ledu a vytvářejí se terénní sníženiny nebo prohlubně, ve kterých se drží voda. Ty mohou být spojeny tekoucím proudem a pohled ze vzduchu potom připomíná nit s korálky.
- *Pingos* - Malé kulaté či elipsovité strmé kopečky s ledovým jádrem, pokrytým vrstvou naplavenin, pískem či rašelinou. Pingos se obecně objevují v zimě, přetrvávají pár let a pak se nakonec zborstí, když roztaje ledové jádro. Vyskytují se v zalesněných a tundrovitých oblastech souvislého a nesouvislého permafrostu, podél pobřežních plání severní Aljašky (a v centrální Aljašce) a severozápadní Kanady, v Grónsku i na Sibiři. Indikují naplavené sedimenty (ze svahů a údolí) a přítomnost podzemní vody, která je stísněná mezi sezónním mrazem a permafrostovou deskou. Měří od 15 metrů až po 300 metrů v průměru a od 3 metrů až po 30 nebo i více metrů na výšku. Na vrcholu pingos je často "kráter"/sníženina, v kterém bývá jezírko.

### 2.3. Vegetační pokryv a krajina

Vegetační pokryv má přímý vliv na permafrost. Pohlcuje a odráží až 90 % slunečního záření, snižuje turbulentní výměnu tepla mezi zemí a atmosférou snižováním rychlosti větru, zabraňuje vyzařování tepla ze země (Tyrtikov, 1978), ovlivňuje hloubku od povrchu k permafrostové desce, teplotní režim půdy nad permafrostem i samotného permafrostu a rovněž mocnost permafrostu a jeho rozložení. Vegetace chrání permafrost, brání vzniku termokarstu, erozi, soliflukci a sesuvům půdy. Díky dalším faktorům ovlivňujících permafrost, například složení půdy (podíl organické hmoty, humusu, hlíny, rašeliny), je těžké určit a přesně definovat samotný efekt vegetačního pokryvu. Rovněž je těžké porovnávat hloubku rozmrazení v rozdílných lokalitách způsobenou variacemi klimatu, různými terénními změnami úzce spojenými s vegetací a s typem vegetace samotným.

V Kanadě a na Aljašce se permafrost vyskytuje hlavně v oblastech kde je tundra a tajga. V Rusku se vyskytuje rovněž v oblastech tundry a tajgy, ale rovněž i v jižnějších oblastech kde je step. Step má většinou nižší tvorbu organického

materiálu, hůře zadržuje sníh a permafrost je zde mocnější než v tajze. Největší vliv vegetace na permafrost se objevuje v oblasti výskytu tajgy, kde i malé rozdíly mají vliv na hloubku rozmrazení, povrchovou teplotu a oblast výskytu.

Obecně vegetace chrání půdu před promrzáním, například na hřebenu kde není vegetace a vítr vyfouká všechn sníh, dochází k promrzání půdy a permafrost zde má větší mocnost než v místě, kde dochází k akumulaci sněhu, tam je výrazně slabší. Vegetační pokryv (zejména stromy) účinně zadržuje dešťové i sněhové srážky, asi 10 – 40 %. Bylo dokázáno, že rozsáhlý kořenový systém zabraňuje pronikání vody směrem dolů a zamezuje tak tání půdy, protože každá srážka, která dopadne na zem a pronikne jí, s sebou nese teplo, které se dostává do půdy. Na druhou stranu mohou mrtvé a rozpadající se kořeny tvořit kanálky pro průtok vody či tvorbu ledu (Brown, 1966). Vegetace má také dobré vlastnosti, co se týče soudržnosti zemin a účinně zadržuje povrchový odtok. V zimním období vegetace účinně zadržuje sníh a v letních měsících dodává vlhkost půdě, což přispívá ke snížení povrchových letních teplot. U oblastí s lesnatým a keřovitým pokryvem dochází k akumulaci sněhu a ve výsledku je zde teplota permafrostu vyšší než v tundře. Například na Sibíři v lesotundře, kde se naakumuluje okolo jednoho metru sněhu, je teplota povrchu o 3° až 5° C vyšší než v okolní tundře (Tyrtikov, 1978). V tundře je nejrozšířenější mech, rašeliník a lišejník. Tyto typy rostlin mají nízkou termální konduktivitu a téměř všechno teplo, které přijmou skrz sluneční záření, opět vyzáří zpět do atmosféry (Tyrtikov, 1978). Při prvních sněhových srážkách v podzimních měsících, které roztají, mech pojme vlhkost, jež umožní rychlejší kondukcí tepla, což v důsledku vede k větší ztrátě tepla z půdy a tím většímu pronikání sezónního mrazu. V letě naopak vyschne několika centimetrová vrstva, která slouží jako dobrý izolační pokryv. Většinou čím mocnější je vrstva mechu v dané oblasti, tím slouží jako lepší izolátor, přispívá k udržení nízké teploty půdy a podporuje vývoj permafrostu. Neplatí to tak ale vždy, naopak může docházet k zamokření a podmáčení celé oblasti a v lokalitě pak pozorujeme absenci permafrostu (Brown, 1966). Odstranění vegetačního pokryvu při konstrukci infrastruktury či staveb, značně urychluje degradaci permafrostu (byla-li ponechána vrstva rašeliny zvětšuje hloubku tání o 20% až 50%, pokud byla i tato vrstva odstraněna hloubka tání se zvýší zhruba o 1,5 až 2,5x (Brown, 1966)). V oblasti výskytu nesouvislého permafrostu může dojít až k roztání permafrostu. Výsledky měření půdní teploty na různých místech v rozmrazené vrstvě ukazují, že ze všech vegetačních pokryvů chrání právě rašelina permafrost nejúčinněji před rozmrzáním, dokonce ještě více než žijící mechy a lišejníky. Travní porosty chrání naopak nejméně (Brown, 1966). Největší vliv má vegetace na permafrost zejména v jižních regionech, kdy je hlavním faktorem, určujícím změny v tání a zamrzání aktivní vrstvy permafrostu, ale má vliv rovněž i na permafrost samotný (buď jeho degradaci, nebo jeho uchování) (Tyrtikov, 1978).

Vývoj permafrostu je úzce spojen s vegetačními vývojovými fázemi. Tyrtikov (1978) rozlišuje tři etapy vývoje permafrostu, které korespondují s konečnou vývojovou fází vegetace.

První etapa je degradace permafrostu, která odpovídá vývoji březových porostů nebo křoviskům bez souvislé mechové vrstvy a s bažinami obsahujícími povrchovou vodu. V této etapě je běžná tvorba otevřeného talíku a teploty jsou o 3° - 5° C vyšší než v oblastech pokrytých tundrou. Vývoj mechu a hromadění rašeliny v lesích, houštinách a bažinách vede k vytvoření vhodných podmínek pro tvorbu permafrostu, což je etapa druhá – tvorba permafrostu. Druhá etapa odpovídá vývoji mechových porostů a houštin a jejich nahrazením tenčími stromy a houštinami a následně tundrou. Během této etapy se snižuje půdní teplota a zvyšuje se mocnost obsah ledu v permafrostu. Zároveň se s vývojem mechů a akumulací rašeliny snižuje hloubka tání a dochází k prořídnutí a odumírání stromového porostu a houštin. S přispíváním vývoje bažin dochází k menšímu provzdušnění půdy a k ochuzení o minerální živiny a snížení půdní teploty. Třetí fáze odpovídá vývoji tundry a stabilním podmínkám pro permafrost.

Podle typu vegetace a mikro reliéfových znaků tedy můžeme zhruba odhadnout stav permafrostu v oblasti, ve které se nachází. Rozlišujeme dva hlavní typy vegetačního pokryvu a to tundru a les. Termín tundra je často přiřazován k několika vegetačním typům včetně řídkých pokryvů trpasličích keřů, bylin a ostrovů travin, od sebe oddělených plochami holé země; nebo rozsáhlých ploch trpasličích vrb a vřesovišť. Jednotlivé typy tundry reflektují jiné půdní složení, jiný podíl vlhkosti a jiný stav permafrostu. Například shluky vrb nebo olší jsou omezeny na oblasti, kde permafrost leží v hloubkách více než 1,5 metru nebo zcela chybí, zatímco tundra složená z březových shluků, vřesovišť a suchopýrů indikuje oblast, kde permafrost leží v hloubce 0,5 nebo 1 metr (Hopkins, et al., 1955). Rovněž termín 'les' zahrnuje mnoho různých vegetačních typů. Tak se pod smrkem černým a bílým rostoucím v rašelině vyskytuje permafrost v hloubce 0,5 nebo 1 metr, kdežto pod osikovými porosty se obecně permafrost nevyskytuje. Shluky vysokých vrb a osamělé stojící topoly balzámové v říčních záplavových oblastech jsou indikátory přítomnosti nezmrzlé půdy. Toto ale není pravidlo, jak bylo výše zmíněno, záleží na mnoha podmínkách (Hopkins, et al., 1955).

V posledních době se v Arktidě čím dál více vyskytují *Drunken forest* nebo *Drunken trees* tzv. opilé stromy. Jedná se o nakloněné stromy, které byly zakotveny v trvale zmrzlé půdě, ale v důsledku tání permafrostu ztratily zakotvení. Toto způsobuje velké problémy, zejména díky silným vichřicím, které jsou v Arktidě časté a ničí tak tyto neukotvené lesní porosty. Tím se rovněž ztrácí přirozené prostředí mnoha druhů, rozšiřují se mokřady. Jako vedlejší produkt to vede k přemnožení komárů, kteří zužují živočichy žijící v dané oblasti (Kadrnožka, 2008). Opilé stromy jsou rovněž často spojeny s výskytem termokarstu (Hunter, et al., 1981). Kokelj a Burn (2003) ze svých pozorování a experimentů v oblasti delty řeky Mackenzie zjistili, že tam kde měly smrkové stromy podloží tvořené permafrostem s vysokým obsahem ledu byly nakloněny a stromy, jejichž podloží bylo tvořené permafrostem s malým obsahem ledu, stály rovně. Což ukazuje na vztah mezi nakloněním smrků a růstem a degradací permafrostu s vysokým obsahem ledu v deltě řeky Mackenzie.



Ráz krajiny má také vliv a to zejména v oblastech nesouvislého permafrostu, kdy se například tvoří na severních stranách svahů, zatímco v okolí může být pozorována úplná absence. S tvarem krajiny a jejím vegetačním pokryvem rovněž souvisí akumulace sněhu. V místech kde je sníh vyfoukaný, dochází v zimních měsících k promrzání půdy. Kryogenní procesy jako termokarst, vzdouvání, soliflukce, tvorba trhlín, formování ledu v půdě mají rozhodující vliv na tvorbu a tvarování mikro reliéfu a meso reliéfu. Změna reliéfu znamená změnu odtoku, tvorbu závějí a zároveň vytváří nové prostředí pro floru. Vývoj fauny pak vede ke změnám v půdě a svrchní vrstvě povrchu a i k změnám v permafrostu. Permafrost ovlivňuje zejména tvorbu reliéfu a má vliv má vývoj krajiny jako celku a také na izolaci jejich menších, přirozených územních prvků, jako terénu nebo orientačních bodů (Hunter, et al., 1981).

## **2.4. Vliv klimatu na permafrost a jeho role v klimatickém systému**

Vliv permafrostu na klima a jeho součást jako klimatického systému je předmětem výzkumu. Níže zmíněný model VAMPER po spojení s modelem *i*LOVECLIM Earth system Model of Intermediate Complexity má za úkol zmapovat právě tento vztah. Vztah mezi permafrostem a klimatem a zachytit krátkodobou povahu růstu a degradaci permafrostu skrz tisíciletí jako účinky zpětné odezvy během hlavních period klimatických změn (Kitover, et al., 2014). Kitover, et al., (2012) uvádí, že by měli být ideální modelové simulace v měřítku tisíce let, protože odezva permafrostu na danou situaci je relativně pomalá.

Permafrost má na klima vliv zejména tím, že zadržuje velké množství uhlíku a to metanu (CH<sub>4</sub>), zachyceného v krystalcích ledu ve formě hydrátů, a oxidu uhličitého (CO<sub>2</sub>), což jsou výrazné skleníkové plyny. Proces uvolňování uhlíku, jeho prostorové rozmístění a závislost na klimatu není ještě úplně prozkoumáno (Wagner & Liebner, 2009).

Hlavní zdroj metanu je z 80–90% mikrobiální aktivita (Wagner & Liebner, 2009), dále pak produkce a spotřeba energie, rýžová pole, přirozené mokřady, skládky a zažívání živočichů. Hlavním producentem oxidu uhličitého je lidská činnost, nejvíce ho vzniká při spalování fosilních paliv, výrobou vápna, cementu apod. Tok plynů v prostředí je znázorněn na obrázku č. 9 v příloze.

Tyto plyny se v posledních 650 tisíci letech udržovaly v atmosféře zhruba ve stejné koncentraci a výrazné změny přišly se začátkem průmyslové revoluce (Kadrnožka, 2008). Přibližně 1/3 z celkově obsaženého uhlíku v půdě je uchována v severních zeměpisných šířkách, převážně v masách zmrzlé půdy (Wagner & Liebner, 2009). Degradace permafrostu by proto mohla způsobit, že by se z úložiště skleníkových plynů stal jejich zdroj. Zhruba polovina světové rozlohy mokřadů (která činí asi 5 500 000 milionu km<sup>2</sup>) se nachází nad 50° severní šířky. Odhaduje se, že z této oblasti se ročně do atmosféry uvolní 17 až 42 teragramu metanu, denně to činí přibližně -1,9 – 360 mg na m<sup>2</sup> (Wagner & Liebner, 2009). Bruhwiler a Dlugokencky (2011) odhadují, že ve svrchní vrstvě (po 3 m) permafrostu s vysokým

obsahem ledu, je uloženo zhruba takové množství karbonu, jako množství karbonu ve známých zásobách uhlí. Pokud by došlo k rozmrazení této vrstvy a půda by se nasýtila vodou, mikroby by ho mohly přeměnit na metan. Na obrázku č. 10, v příloze, je zobrazen obsah uhlíku v půdě.

K intenzivnímu, ale krátkodobému uvolnění plynů rovněž dochází při porušení horizontů permafrostu, například při hloubní studní (Porkhayeve & Balobayev, 1978). V půdě se ročně uloží asi 30 milionů tun metanu, z čehož pohltí boreální půdy v Arktidě zhruba 14 až 21% (Kajimoto, et al., 2010). Jeli v půdě obsažené dostatečné množství kyslíku, metan může být oxidován na oxid uhličitý aerobní metanoxidační bakterií (například proteobakterie rodu *Methylococcaceae*, *Methylocystaceae*, *Beijerinckiaceae*), přičemž se odhaduje, že 76 až 90% metanu, vyprodukovaného mokřady, je zoxidováno těmito bakteriemi, než dosáhnou atmosféry. Podobným způsobem přeměňuje metan také vegetace, i když její efekt na metanové emise může být kladný i záporný. Skrz rostlinné pletivo (aerenchym) cévnatých rostlin je vtahován kyslík z atmosféry do rhizosféry a tak podněcuje oxidaci metanu v jinak anoxických půdních horizontech. V opačném směru je aerenchym hlavní cesta pro transport metanu z anoxických horizontů do atmosféry (Wagner & Liebner, 2009).

Rekonstrukce klimatu v kombinaci s biochemickou analýzou bio-stop odhalila zvýšenou produkci a uvolnění metanu ze zemské biosféry během klimatického termálního maxima v paleocénu a eocénu, šlo o globální oteplení. Rovněž se prokázalo, že zvýšení teploty permafrostu v zmrzlých holocenních sedimentech na severu Sibíře by vedlo k velkému nárůstu mikrobiologicky produkovaného metanu (Wagner & Liebner, 2009). To by mělo velký vliv na produkci skleníkového plynu, nicméně někteří vědci s tím nesouhlasí a zastávají opačný názor, přičemž poukazují na krátkou životnost metanu v atmosféře, přibližně 10-12 let, záleží na podmínkách, než se zcela přemění (zoxiduje) na CO<sub>2</sub>. Nicméně je potřeba vzít v úvahu možné prodloužení životnosti metanu. Prodloužení životnosti může nastat, pokud dochází ke zvyšování emisí CH<sub>4</sub>, přičemž pro jeho odstranění je potřeba reakce s hydroxyly (OH) a jako vedlejší produkt vzniká CO, který je rovněž odstraňován reakcí s OH. Při zvyšování emisí CH<sub>4</sub> tedy dochází k redukci koncentrace OH a tím pádem se prodlužuje životnost metanu (Kolektiv autorů, 2010).

### 3. Současný stav

Plocha, kterou permafrost zabírá, je proměnlivá, závisí na klimatu a jeho změnách. V současnosti pokrývá permafrost na severní polokouli asi  $\frac{1}{4}$  (zhruba 23 milionů km<sup>2</sup>) povrchu plochy Země (Jánošíková, et al., 2013) včetně nesouvislého permafrostu nebo glaciálního ledu. Na jižní polokouli je výskyt permafrostu omezen především mnohem menší plochou pevniny než na severní polokouli, objevuje se ve vysokohorské oblasti Patagonie, Nového Zélandu a v Antarktidě. Velký význam má pro výskyt a mocnost permafrostu glaciální minulost dané oblasti. Oblasti, které byly v minulosti silně zaledněny, vykazují menší množství permafrostu než nezaledněné oblasti se stejnou klimatickou minulostí. Například v oblastech dříve silně zaledněných, jako Kanada, má permafrost výrazně menší mocnost než permafrost v Rusku, kde bylo velmi malé zalednění, ale permafrost tam dosahuje velké mocnosti (Lunardi, 1995). Mocnost permafrostu závisí tedy z velké části na minulosti dané oblasti a samozřejmě na dnešních podmínkách a rovněž na oblasti výskytu. Dnes permafrost nejvíce ovlivňují dva faktory, a to lidská činnost a změny klimatu. Důkazy o degradaci lze pozorovat, například posouvání jižní hranice permafrostu na sever, rozšiřování mokřadů, vyšší počet talíků apod., projevují se především v delším časovém horizontu.

Dnes existuje celosvětová síť, *Global Terrestrial Network for Permafrost* (GTN-P), pro organizaci a řízení globální sítě pozorování permafrostu, vyhodnocování, monitorování a předpovědi klimatických změn, kterou založila *International Permafrost Association*. GTN-P je spravována *Global Climate observing system* (GCOS) a jejími přidruženými organizacemi. Skládá se ze dvou sítí pro pozorování permafrostu, a to *Thermal State of Permafrost* (TSP) a *Circumpolar Active Layer Monitoring* (CALM). TSP koordinuje měření teploty permafrostu, teplota v různých hloubkách (ve větších hloubkách nedochází k sezónní variaci teploty půdy) se měří pomocí vrtů, kterých je 860 na různých lokalitách na Zemi, většina je v Arktidě a další jsou například v Alpách, Antarktidě a Tibetské náhorní plošině. CALM koordinuje měření mocnosti aktivní vrstvy permafrostu. Metoda měření spočívá v sondování nebo elektrickém měření s vertikální řadou teplotních sensorů. Sondování se provádí na 1 kilometrové nebo 100 metrové vytyčené mřížce za použití kovové tyče, zaražení do země až k svrchní vrstvě permafrostu (permafrostové desky), následně se změří hloubka. CALM má 260 měřících sítí (Kolektiv autorů, 2012). Na obrázku č. 11, v příloze, je zobrazen výskyt permafrostu na severní polokouli.

V současnosti se na některých místech pozoruje jak nárůst permafrostu, tak jeho degradace. Každý region je ovlivněn globálním klimatem a podmínkami dané oblasti a dalšími faktory, jako například lidskou činností.

### 3.1. Severní Amerika, Grónsko

Stav permafrostu v geografické oblasti Severní Ameriky, tj. Spojené státy americké a Kanada, se liší v závislosti na lokalitě, kde pozorujeme a provádíme měření permafrostu. Například dlouhodobý výzkum na Aljašce prokázal, že permafrost v pobřežních oblastech se otepluje rychleji než v jižnějších oblastech. Naměřená data za posledních 30 let jasně ukazují zvýšení teploty permafrostu, měřené v 15 a 20 metrové hloubce, o 0,5 až 2° C, zejména v 80. a 90. letech. Zatímco teplota v severní části Aljašky má trend stoupat, ve vnitrozemí lze pozorovat pokles teploty permafrostu oproti předešlému několika letému růstu. To může být zapříčiněno například rozdílem teploty vzduchu v Arktické a sub-Arktické oblasti nebo sněhovou pokrývkou, která má dobré izolační vlastnosti a permafrost tak v zimních měsících nepromrzá (Romanovsky, et al., 2011). Na obrázcích č. 12 a 13, v příloze, jsou zachyceny časové řady z měrných stanic s naměřenými daty, vykazující trend oteplování permafrostu na Aljašce a obrázek č. 14 zobrazuje geografické umístění jednotlivých stanic.

Podobné zvýšení teploty permafrostu během posledních 40 let se vyskytlo i v permafrostu s nízkou teplotou v severozápadní části Kanady, zatímco nesouvislý permafrost v západní arktické části Kanady vykazuje menší nárůst teplot a aktivní vrstva permafrostu v této oblasti je relativně stabilní. Ve východní arktické části Kanady rovněž došlo ke zvýšení teploty permafrostu, od roku 2005 došlo k prudkému nárůstu teploty permafrostu o 2° C (Romanovsky, et al., 2011).

Permafrost se vyskytuje přibližně na polovině plochy Kanady, z celkové plochy permafrostu na severní polokouli zaujímá kanadský permafrost asi 25%. Na jihu je permafrost mocný jen několik metrů, severním směrem klesá jeho teplota (až na -15° C v severo-kanadském ostrovním systému a pohoří St Elias) a roste mocnost, přičemž v severní arktické části dosahuje mocnosti několik stovek metrů (Smith, et al., 2010). V příloze, na obrázku č. 15, je zobrazen rozložení permafrostu v Kanadě s vyznačenými měřicími stanicemi, jejichž data jsou zobrazeny na obrázku č. 16 a 17.

Ve východním bloku Kanady (vyznačeném na mapě výše) leží nejseverněji položená měřicí stanice permafrostu na světě, Canadian Forces Station Alert (CFS Alert) ležící na 82,3° s. š., která zaznamenává rovněž už přes 30 let (Smith, et al., 2010). Stejný trend jako na Aljašce lze pozorovat i v Kanadě, kdy se změny teploty permafrostu projevují více ve vyšších zeměpisných šířkách, jak je názorně vidět v grafech. Ve stanici Alert BH5 je trend růstu teploty permafrostu 0,1° C ročně. Vyšší teploty vzduchu mohou za stálé oteplování permafrostu v Kanadě, zejména ve východní části a ve vysokých zeměpisných šířkách, situace je stejná jako v severní Skandinávii a Špicberkách, popsána níže. V jižnějších oblastech Kanady, kde se nachází nesouvislý permafrost, nejsou rozdíly teplot tak velké v porovnání s oblastmi souvislého permafrostu. Nicméně v nesouvislém permafrostu je velké množství prostorových variací odrážejících lokální faktory (jako například půdní vlhkost,

substrát, které mají velký vliv na termální režim), jež modulují vztah mezi teplotou vzduchu a půdy (Smith, et al., 2010). Rozdíly, mezi oblastmi souvislého a nesouvislého permafrostu, jsou dané také z velké části vegetací, kdy v zalesněných oblastech jsou menší roční teplotní rozdíly půdy, než v tundře.

### **3.2. Jižní Amerika, Antarktida**

V Antarktidě je permafrost přítomen od deglaciace. Permafrost se v Antarktidě vykytuje v nezaledněných oblastech a oblastech bez lokálních destrukcí způsobných geotermálním teplem, pravidelně vysychajícími jezery a prameny, patří mezi nejstarší permafrost. Permafrost zaujímá 0,36% plochy Antarktidy a obsahuje výrazně menší množství karbonu než permafrost na severní polokouli (Black & Berg, 1966; Kolektiv autorů, 2012; Vieira, et al., 2010). Na přilehlých ostrovech, Livingstonův ostrov a Ostrov Klamu, se také nachází permafrost. Tyto dva ostrovy leží v oblasti, která se velmi rychle otepluje (o 2,5°C za posledních 50 let), permafrost je zde velmi citlivý na změny klimatu, protože jeho teplota je pár stupňů pod bodem mrazu, a rovněž hrají velkou roli sněhové srážky. Na Ostrově Klamu, kde je půdní substrát tvořen převážně sedimenty vulkanického původu s výbornými izolačními vlastnostmi, se permafrost vyskytuje téměř na úrovni moře (Vieira, et al., 2010; Ramos, et al., 2009)

V oblasti transantarktického pohoří se permafrost vyskytuje obecně ve formě suchých špatně tříděných písků s hojným výskytem oblázků pevně zatmelených ledem. Ve větších hloubkách (okolo 25 metrů) se vyskytuje permafrost s vysokým obsahem ledu, mocnost se v tomto regionu pohybuje od 350 do 970 metrů (Vieira, et al., 2010). Na obrázku č. 19, v příloze, je zobrazena distribuce permafrostu v Antarktidě.

V Jižní Americe je výskyt permafrostu rozdělen na dvě hlavní oblasti, a to přímořské oblasti permafrostu (v jižních a tropických Andách) a oblast kontinentálního permafrostu v centrálních Andách. Plocha, kterou zabírá je odhadována na 100 000 km<sup>2</sup> (Romanovsky, et al., nedatováno). Izolovaný permafrost se vyskytuje i ve výškách 3600 metrů nad mořem (Cordón del Plata), ale díky lokálním faktorům je velmi roztroušený, je to spodní hranice výskytu permafrostu v centrálních Andách. V jižních Andách, v Patagonii, je výskyt permafrostu omezen nadmořskou výškou 2000 metrů nad mořem. Nejseverněji dokumentovaným permafrostem v Jižní Americe je oblast Chimborazo v Ekvádoru, kde byl zaznamenán souvislý permafrost ve výšce 5200-5300 m n. m. a izolovaný permafrost ve výškách pod 5000 m n. m. Výskyt permafrostu v Andách není ještě důkladně zmapován, v současnosti probíhá jeho detailní mapování (Trombotto, et al., 1997; Trombotto, 2000). Degradace permafrostu v Andách lze rozpoznat na kamenných ledovcích (Romanovsky, et al., nedatováno).

### 3.3. Eurasie

Eurasie je území o velké rozloze, permafrost se zde ale vyskytuje jen v některých oblastech a to zejména ve vysokohorských regionech, na Sibiři a ostrovech ležících v Severním ledovém oceánu (Arktický oceán). Mezi ně patří ostrovy ležící ve vodách Ruské Federace, Špicberky a Island.

V bývalém Sovětském svazu činila rozloha permafrostu okolo 10,7 milionů km<sup>2</sup>, tedy asi 47,5% rozlohy bývalého Sovětského svazu (Baranov & Kudryavstev, 1966). Baranov a Kudryavstev (1966) popisují rozdělení oblasti permafrostu v Rusku do čtyř geokryologických zón:

- *Zóna I* – Izolované rozložení permafrostu, vázaného převážně v jižních vysokohorských oblastech. Na hranicích této zóny se mocnost zmrzlé vrstvy pohybuje do 50 metrů, ale lokálně může překročit až 200 metrů. Teplota se pohybuje okolo -1° C. Tato zóna zabírá asi 25% z celkové plochy permafrostu. Spodní část permafrostu většinou vznikla během holocénu.
- *Zóna II* – Zóna je charakteristická menšími oblastmi permafrostu oddělenými nezmrzlými zónami, kdy mocnost vrstev dosahuje od 50 metrů až po 150-200 i více metrů (zejména relikty permafrostu ve větších hloubkách) a teplota se pohybuje od -1° až -3° C. Z celkové plochy permafrostu zaujímá 15%.
- *Zóna III* – Permafrost je v této zóně souvislý, častý je výskyt talíku. Mocnost zmrzlých vrstev dosahuje 250 až 300 metrů a teplota se pohybuje v rozmezí od -3° až po -5° C. Zóna zabírá 20% z celkové plochy permafrostu.
- *Zóna IV* – Geograficky souvislé rozložení permafrostu s mocností vrstev dosahujících 600 - 700 metrů a teploty až -10° C, například teplota permafrostu v Ojmjakonu je -13,6° C. Tato zóna pokrývá asi 40% celkové oblasti.

Centrální Sibiř pokrývá, nejméně od posledního glaciálu až dodnes, souvislý hluboký permafrost. Přetrvává díky nedostatečné izolaci povrchu a jeho promrzání a to kvůli malým sněhovým srážkám. Malé sněhové srážky jsou způsobené nízkou vlhkostí vzduchu, kterou zapříčiňuje převládající jev zimních anticyklón (Kitover, et al., 2013). Kitover, et al., (2013), kteří modelují vývoj permafrostu pomocí modelu VAMPER, uvádějí, že se v současnosti mocnost permafrostu v centrální Sibiři pohybuje okolo 670 až 855 metry, a to navzdory tomu, že za posledních 21 000 let došlo k úbytku zhruba o 60 až 85 metrů, kdy teplota stoupla o 8° C, zatímco průměrná roční teplota povrchu zůstala pod bodem mrazu. V západní části Sibiře je v současnosti nesouvislý permafrost, lépe řečeno jeho relikty z doby posledního glaciálního maxima. Tento permafrost se vyskytuje sporadicky ve větších hloubkách, kdy svrchní relikty permafrostu leží ve hloubce zhruba 100 - 150 metrů a sahá do hloubky od 250 do 400 metrů (základna) a rozprostírá se mezi 60° až 64° severní šířky. Relikty permafrostu v západní Sibiři můžeme nalézt také pod jezery (Ananjeva (Malkova), et al., 2003). V jižní části Ruska se permafrost vyskytoval v době posledního glaciálního maxima, v současnosti se v této oblasti nevyskytuje. Na základě výsledku modelu VAMPER se odhaduje, že permafrost mohl být 9 – 15

metrů mocný a zmizel asi 18 000 let BP (Kitover, et al., 2013). V příloze, na obrázku č. 18, je zobrazena distribuce permafrostu rozdílného stáří v Eurasii.

Za posledních 30 let se v Rusku zvýšila teplota permafrostu a mocnost aktivní vrstvy. Na jižní hranici souvislého permafrostu došlo k obrovskému rozvoji talíku, což byl důsledek zvýšení sněhové pokrývky v dané oblasti a zvýšení teploty, které vyústilo v posunutí hranice mezi souvislým a nesouvislým permafrostem severním směrem o několik desítek kilometrů (Romanovsky, et al., 2011)

Oblasti nejvíce postižené změnami teploty permafrostu, jsou západní Sibiř a sever evropské části Ruska. Romanovsky, et al. (2010) v Rusku provedli analýzu naměřených dat v vrtů za posledních několik desítek let (oblasti jsou vyznačené na obrázku č. 20). Výsledky naměřených dat ukazují trend zvyšování teploty permafrostu v několika regionech. V oblasti Mysu Bolvansky ročně v průměru o  $0,02^{\circ}\text{C}$ . V oblasti Vorkuta došlo k velkému zvýšení teploty permafrostu, jak souvislého tak nesouvislého, místy až o  $2^{\circ}\text{C}$ . Roční průměr zvyšování teploty permafrostu se v této oblasti pohybuje od  $0,01^{\circ}$  po  $0,08^{\circ}\text{C}$ . Oblast Nadym má několik desítek let dlouhé měření teploty permafrostu, některá místa v tomto regionu se za posledních 40 prudce oteplila, jiná jsou relativně stálá. Roční průměr činní od  $0,005^{\circ}$  do  $0,04^{\circ}\text{C}$ . V oblasti Urengoy také dochází k oteplování permafrostu. Stejně jako v Severní Americe, se oteplují rychleji oblasti, kde má permafrost nižší teplotu. Trend růstu teploty se pohybuje od  $0,03^{\circ}$  do  $0,045^{\circ}\text{C}$  ročně. Přesto je permafrost v této oblasti relativně stálý. Region severního Jakutska je rozsáhlý, záleží v jaké zeměpisné šířce a nadmořské výšce se měří. V západní části regionu nebyly zaznamenány žádné velké změny průměrné roční teploty permafrostu. Naopak ve východní části bylo zaznamenáno zvýšení průměrné roční teploty permafrostu o  $1,5^{\circ}\text{C}$  za posledních 20 let. Z dat naměřených v Trans-Bajkalské oblasti také vyplývá oteplení permafrostu. Od 80. let zde stoupla průměrná roční teplota permafrostu o  $0,5^{\circ}$  až  $0,8^{\circ}\text{C}$ , s ročním průměrným zvýšením teploty o  $0,025^{\circ}$ - $0,4^{\circ}\text{C}$ . Poslední měřenou oblastí je Kamčatka, kde analýza dat ukázala zvýšení teploty o  $0,2$ - $0,5^{\circ}\text{C}$  za posledních 7 let (Romanovsky, et al., 2010).

Výskyt permafrostu se nevztahuje jen na vyšší zeměpisné šířky, vyskytuje se i ve vysokohorských oblastech. Permafrost je například pozorován i na vrcholu hory Fidži v Japonsku a to jak kolem hlavního kráteru sopky, tak i v malé oblasti blízko meteorologické stanice Fuji-San. Na severních svazích sopky je spodní hranice permafrostu ve výšce 2 800 metrů a na jižních svazích je hranice ve výšce 2 900 metrů. Mocnost permafrostu na vrcholu sopky se odhaduje na 40 – 60 metrů (Higuchi & Fuji, 1978). Stejně tak se permafrost vyskytuje na Altaji a v horské oblasti Saians (Baranov & Kudryvstev, 1966)

V Grónsku se permafrost vyskytuje jen v nezaledněných oblastech. Měřících sítí je zde zatím málo, jejich údržba v odlehlých oblastech je velmi nákladná. Jsou zde budovány od koncem 90. let. Z naměřených dat lze rovněž v posledních letech pozorovat oteplení permafrostu a zvětšení mocnosti aktivní vrstvy (Romanovsky, et al., 2011). Ve Skandinávii a na ostrovech pod jejich správou (Špicberky, Faerské

ostrovy, Grónsko a Island) se teplota permafrostu se měří relativně krátkou dobu, začalo se na konci 90. let. Nicméně naměřená data ukazují zvyšující se teplotu o 0,04 až 0,07°C ročně ve vyšších nadmořských výškách jižního Norska, severního Švédska a na Špicberkách, přičemž právě zde a v severní Skandinávii dochází k největšímu oteplování. V některých oblastech se od 70. let zvyšuje mocnost aktivní vrstvy, což například v Abisku, ve Švédsku, vedlo k zániku permafrostu (Romanovsky, et al., 2011). Na Faerských ostrovech se permafrost nevyskytuje (Christiansen, et al., 2010). Distribuce permafrostu v Grónsku a ve Skandinávii je zobrazena na obrázku č. 21, v příloze.

Z geografické oblasti Evropy a ostrovů pod správou severních zemí se souvislý permafrost vyskytuje jen na Špicberkách a v Grónsku. V jižnějších šířkách a v horských oblastech Evropy je nesouvislý a sporadický permafrost. Permafrost vyskytující se v evropských horách (nejen Alpy, ale i Pyreneje) je velmi citlivý na změny teploty, protože jeho teplota se pohybuje jen pár stupňů pod bodem mrazu. V Alpách výrazně vzrostla mocnost aktivní vrstvy (nejvýraznější nárůst byl zaznamenán v roce 2003). Tyto tepelné změny mají často velký účinek a to zejména na strmých svazích, kde se výrazně zvýšil počet kamenných lavin. Z dlouhodobého hlediska může oteplování permafrostu v Alpách vyústit ke zvýšení spodní hranice permafrostu a snížení jeho mocnosti (rozmrzáním odspoda nahoru) a způsobit tak rozsáhlé sesuvy půdy (Harris, et al., 2009).

V Číně se za posledních zřetelně změnila jak teplota permafrostu, tak jeho rozšíření. Došlo k zřetelné degradaci permafrostu, například v horské oblasti Xing'anling, na severovýchodě Číny, zmizel permafrost úplně a v oblasti Tibetské náhorní plošiny došlo rovněž k rozsáhlé degradaci. Předpokládá se, že během 21. století v Číně dojde k snížení výskytu oblastí s permafrostem o 30-50%, což bude mít výrazný dopad především na infrastrukturu (Romanovsky, et al., nedatováno).

Centrální Asii porývá především horský permafrost, vyskytuje se zde v největším zastoupení na světě (zaujímá přibližně 3,5 milionu km<sup>2</sup>). Také zde dochází k růstu teploty permafrostu, především v západní části Tibetské náhorní plošiny a v Mongolsku, na Altaji, došlo od 70. let ke zvětšení aktivní vrstvy permafrostu o 20-25% (Romanovsky, et al., nedatováno).



## 4. Příčiny tání permafrostu

### 4.1. Degradace permafrostu

Protože je permafrost součástí komplexního geoekologického systému, je ve velkém množství případů ovlivňován změnou klimatu nepřímo, a to jak s kladnými, tak i zápornými zpětnými vazbami spojenými s vegetační sukcesí a změnami půdních vlastností. I když je klima hlavní limitující faktor permafrostu, nemůžeme zcela pochopit dopad klimatických změn na permafrost, dokud nestanovíme relativní účinky ostatních faktorů definující rozložení permafrostu, jeho stabilitu a obnovení permafrostu jak po přírodních (například požárech) tak lidských disturbancích (Shur & Jorgenson, 2007).

Dle následujících autorů Shur a Jorgenson (2007) a Shur a Ping (1994) je vztah klimatu a permafrostu klasifikován do tří kategorií:

- *Klima vhodné pro permafrost*
- *Klima neutrální k permafrostu*
- *Klima nevhodné pro permafrost*

Ad „Klima vhodné pro permafrost“ – tato kategorie je charakteristická souvislou permafrost zónou, existence permafrostu je v podstatě nezávislá na ostatních faktorech, ačkoliv mají ostatní faktory vliv na teplotu permafrostu, jeho strukturu a související procesy.

Ad „Klima neutrální k permafrostu“ - charakterizuje zónu nesouvislého permafrostu, kdy se permafrost vyskytuje jen v určitých oblastech, ostatní faktory jsou nedílnou součástí při tvorbě permafrostu nebo jeho výskytu.

Ad „Klima nevhodné pro permafrost“ - jež se vyznačuje absencí permafrostu.

Permafrost je velmi citlivý na teplotní změny jak na povrchu tak vně. Nejčastější problém spojený s degradací permafrostu je porušení izolační vrstvy na povrchu a tím pádem narušení křehké termální rovnováhy. Jako příklad může sloužit oblast Mezen, ležící na severu geograficky evropské části Ruska, kde se od poloviny minulého století posunula jižní hranice zmrzlé linie o téměř 100 kilometrů severním směrem (Obruchev, 1945)

Podrobná analýza hydrogeologických, geotermálních, geochemických a hydrochemických dat pocházejících z hlubokých vrtů západní a východní Sibíře ukazuje, že se mocnost permafrostu za posledních dvacet tisíc let zredukovala o desítky metrů v hornatých oblastech a o stovky metrů v oblastech kde převládají terasové kontinentální sedimenty. Ve vyšších geografických šířkách, se tento důrazný termodynamický stav projevuje výskytem disturbancí v povaze podloží povrchu, a to ve formě změn v půdě a vegetačním pokryvu a vede ke změně vlhkostního režimu půdy, což spěje k vývoji nevratného procesu a zejména k soliflukci a termokarstu. To nakonec způsobí rozpad předtím zformované krajiny a

nebo to vyústí v dlouhodobou nebo celkovou ztrátou biologické produktivity (Hunter, et al., 1981).

#### **4.1.1. Dopady na infrastrukturu a člověka**

První inženýrské problémy vlivu permafrostu na vytváření infrastruktury a jiných sítí, se objevily při stavbě Transbajkalské železnice v roce 1900, kdy se propadlo několik budov kvůli poklesu permafrostu (Obruchev, 1945). Následovalo období, kdy byly získávány poznatky, sbírala se data a probíhalo pozorování problémů způsobených permafrostem. Základní kameny inženýrství v arktických a subarktických regionech, na podkladu tvořeném permafrostem, pochází z bývalého Sovětského svazu a Spojených států amerických. Objevy nerostného bohatství v Arktidě a následná těžba přinesly mnoho otázek ohledně vybudování zázemí a infrastruktury v těchto regionech. Hlavní problémy, s kterými se při budování zázemí a infrastruktury potýkali jak inženýři, konstruktéři tak údržbáři, bylo zejména neustálé sužování extrémně silným mrazovým vzdouváním, propady půdy způsobené táním permafrostu, krabatění se povrchu nebo soliflukce či sesuvy půdy. Aby se předešlo těmto problémům, byly zavedeny dva způsoby konstruování na permafrostu a to *aktivní metoda* a *pasivní metoda*.

Aktivní metoda se využívá v oblastech kde je permafrost slabý a obecně nesouvislý nebo kde obsahuje větší množství ledu, a zejména pokud má rozmrazená půda příliš velkou propustnost (hrubé půdy a písky), popřípadě v místech, kde je permafrostová deska v rozdílných hloubkách pod povrchem. Podstatou této metody je rozmrazit permafrost a urychlit tak konsolidaci zeminy, aby se snížil, popřípadě eliminoval termální efekt budovy na půdu a zároveň aby byla zajištěna její stabilita v průběhu provozu a údržby (Hunter, et al., 1981). Pokud má rozmrazená zemina dostatečnou únosnost pak je konstrukce vytvořena normálním způsobem. Někdy může být sama konstrukce použita k roztavení permafrostu. Pak musí být část povrchu nahrazena a vyspádována v intervalech, kdy dochází k samotnému tání. Obecně je rozmrazení permafrostu provedeno jednoduše odstraněním vegetace, která izoluje permafrost od tepla ze vzduchu a od slunečního záření. K roztavení permafrostu se rovněž používalo teplo z páry a teplá voda. Aplikace aktivní metody má samozřejmě přirozené hranice, je limitována tloušťkou permafrostu a časem potřebným k roztání permafrostu.

Pasivní metoda, která má široké uplatnění skrze většinu polárních regionů je používána především v oblastech vyšších zeměpisných šířek. Podstata této metody je minimalizace poškození permafrostu a jeho termálního režimu. Teplý režim v oblasti s přírodním nenarušeným prostředím je normálně téměř v rovnováze se všemi ostatními environmentálními faktory, ale v mnoha oblastech je tato rovnováha velmi citlivá. I jednoduchý průjezd pásového vozidla, který zničí vegetační pokryv, může poškodit křehkou rovnováhu a způsobit tak tání svrchní vrstvy permafrostu. Toto tání může následně způsobit různé sesednutí povrchu půdy a odtokové problémy. Jakmile je jednou rovnováha narušena, celý proces má vlastní spád a je prakticky nemožné ho zvrátit. Nicméně pokud je stavba založena na permafrostu,

který zůstává zmrzlý, poskytuje mu skálopevnou nosnost. Ve speciálních případech je praktické udržovat permafrost neporušený, používáním chladicího systému. Jedná se o ventilační šachty pod objektem, kdy dochází k výměně tepla, v zimě jsou otevřené, aby nedocházelo k ohřívání půdy, a v letním období jsou zavřené ze stejného důvodu (Hunter, et al., 1981).

Inženýrské problémy v permafrostu téměř vždy souvisí s aktivní vrstvou a rozhraním mezi aktivní vrstvou a permafrostovou deskou. Změny v povrchovém prostředí, ať už vzniklé přirozeně nebo lidskou činností, zapříčiňují termální změny v těchto vrstvách, které mohou mít závažný vliv na inženýrské a konstrukční práce. Inženýrské problémy spojené s permafrostem se liší, nejsou stejné pro led, kámen ani zmrzlé sedimenty. Liší se i v závislosti na salinitě vody kdy slaná voda setrvává v tekutém skupenství i při teplotách pod 0° C. Například podloží, které obsahuje led, způsobí velmi malé, jestli vůbec nějaké, konstrukční či údržbářské problémy. Nebo dobře odvodněné hrubozrnné sedimenty jako je štěrk glaciální původu (tj. materiál, který byl odnášen z ledovce tající vodou a ukládán za morénou) s teplotou pod 0° C, neobsahující téměř žádný led, rovněž způsobí velmi málo konstrukčních či údržbářských problémů (Ferrians, et al., 1969).

Problémy nastávají tam, kde je permafrost špatně odvodněn, zejména v jemnozrnných sedimentech. V nich zpravidla bývá velké množství ledu, a pokud je termální režim narušen, led začíná tát. Tání způsobuje nadměrné zvlhnutí a plasticitu těchto jemnozrnných sedimentů a činí je nestabilními. To může vyústit k sesedání půdy, závalům a poklesu povrchu. V zimních měsících aktivní vrstva zamrzá směrem odshora dolů, od povrchu k permafrostové desce, v jemnozrnných sedimentech pak díky tomuto ledu dochází ke vzdouvání mrazem. Toto tání permafrostu, vzdouvání a klesání způsobené činností mrazu patří mezi hlavní inženýrské problémy v arktických a subarktických regionech. Tyto problémy podrobněji rozvedu v následující části:

- *Rozmrazení permafrostu* - v minulosti bylo zvykem při stavbě nové konstrukce odstranit vegetační pokryv, který měl pro permafrost izolační efekt. Jakmile došlo ke ztrátě tohoto izolačního efektu a byla narušena křehká termální rovnováha, permafrost začal tát. Cílem rozmrazení bylo snížit výšku permafrostové desky pod výplní (obecně všechny stavby v arktickém regionu pod sebou vyžadují určitý druh podlahy či výplně, zpravidla štěrk) a vytvořit silnější aktivní vrstvu. Čím silnější aktivní vrstva, tím více pojme vlhkosti, ale tím pádem v zimním období tato vlhkost mrzne a způsobuje o to větší vzdouvání povrchu. Rovněž v letním období aktivní vrstva rozmrzá a sedimenty ztrácejí svoji soudržnost, což vyúští v propad zeminy, průtok sedimentů pod povrchem nebo v sesuvy půdy, pokud je konstrukce na svahu. Například silnice postavené v minulosti v průběhu letních měsíců se díky nedostatečným konstrukčním znalostem staly neprůjezdnými, zatímco v zimě se dají považovat za relativně dobře průjezdné. Mocnost výplně a podložení konstrukcí jsou velmi důležité, spolu s povahou materiálu je to prakticky nejdůležitější řídicí faktor.

- *Mrazové vzdouvání*, které je považováno jako hlavní destruktivní faktor pro budovy. Ačkoliv je proces vzdouvání mrazem velmi komplexní, hlavními řídicími faktory jsou teplota povrchu půdy, stav povrchu půdy a vlastnosti půdy (struktura, propustnost, termální vlastnosti, fyzikální a chemické vlastnosti a obsah vlhkosti, z nichž nejdůležitější jsou obsah vlhkosti a textura sedimentů). Na vzdouvání má výrazný efekt rovněž povaha ledu v aktivní vrstvě, spolu s její tloušťkou. V relativně hrubých štěrkovitých sedimentech s malým obsahem vody se led chová jako pojivo a téměř vůbec nezpůsobuje vzdouvání. Pokud je například hrubý písek podložen bahnem či jemným pískem s malým obsahem vody, led v bahně tvoří vrstvy a v hrubším písku slouží jako pojivo. V tomto případě dochází k tvoření tenkých čoček z ledu s mírnými známkami vzdouvání. Pokud jsou ale sedimenty jen bahno a jemný písek a obsah vody je vysoký, dojde k vytvoření velkých mas odděleného ledu a následně se objeví maximální mrazové vzdouvání. Problém mrazového vzdouvání patří v arktickém a subarktickém regionu mezi nejčastější, protože většina nízko položených oblastí je pokryta špatně odvodněným jemnozrnným povrchovým materiálem (Ferrians, et al., 1969).
- *Mrazové vzdouvání nosných pilířů* – stejně jako v nižších zeměpisných šířkách jsou nosné pilíře zapotřebí i v arktických oblastech, ale problémy s nimi spojené se značně liší. Zatímco v jižních zeměpisných šířkách je hlavním problémem při použití nosných pilířů dosažení dostatečné nosné síly, v arktických oblastech je hlavním problémem udržet pilíře v zemi. Mráz je vytlačuje ze země a tak budova, na nichž stojí, je často ‘vytlačena’ na do různých výšek. Tato síla, která je vytlačuje, je způsobena mrznutím aktivní vrstvy permafrostu. Síla tlačící vzhůru vzrůstá spolu se zamrznutím aktivní vrstvy, čili čím mocnější bude aktivní vrstva permafrostu, tím větší bude síla působící směrem vzhůru. Síla zatížení pilíře spolu s vahou pilíře působí směrem dolů. Hlavní faktory, na nichž záleží, jsou obvod pilíře, hloubka jeho osazení a zdali došlo k narušení termálního režimu a tání permafrostu. Hypotetický příklad zamrznutí aktivní vrstvy v bahně vytvořil Troy L. Péwé a R. A. Paige, ukazující možnou výtlačnou sílu na pilíř s obvodem 101,6 centimetrů. Z tabulky č. 1, v příloze, zjistíme, že čím hlouběji půda zamrzá, tím větší výtlačná síla působí na pilíř (nutno dodat, že Péwé a Paige, počítali se stejným objemem vody skrz celou zónu, stejně tak je stejná textura hlíny skrz danou zónu).

Tyto problémy se týkají prakticky všech typů konstrukcí, které jsou zakládány v oblastech, kde je podloží permafrost. Pro přiblížení konkrétních situací výskytu problémů při konstrukci, budou zmíněny některé příklady z geografické oblasti Aljašky, které uvádí Ferrians et al. (1969).

- *Železniční síť* – snahou železniční inženýrů je udržet na železnici sklon pod 2 %, to ale vyžaduje umístění sítě v rovinném nízko položeném terénu, který je často podložen špatně odvodněnými jemnozrnnými sedimenty a permafrostem. To znamená konstrukční problémy a nákladnou údržbu. V létě

začne aktivní vrstva, případně permafrost tát, což se na trati projeví např. nerovnoměrným poklesem půdy. Pokud se každoročně trať nevyrovná a neopraví, tento jev se ještě zhorší (obrázek č. 22 v příloze), která byla vystavena v roce 1911 pro těžbu mědi a v roce 1938 byla opuštěna (v současnosti se stává součástí Copper River Highway).

Kromě poklesů půdy také často dochází k sesuvům roztátých jemnozrnných sedimentů, které pokud nejsou zmrzlé, ztratí svou nosnou sílu a dochází k jejich pomalému odtoku. Například pod podložením kolejí vedoucích z Moody směrem k McKinle Park je jemné bahno a jíl, které zde byly uloženy, když zde bylo prastaré glaciální jezero. Při výstavbě železniční trati, byla porušena termální rovnováha a došlo k tání permafrostu (v této oblasti je teplota permafrostu blízká 0° C). Za pár let díky tání došlo k sesuvu půdy, kdy docházelo k vertikálnímu posunu asi o 1,2 metru denně a bylo potřeba provést několik změn linie, kudy cesta povede. Opravy takto závažných problémů jsou dosti nákladné, například přebudování a vyspádování trati v těchto místech stálo přes 400 000\$. Proto je každoročně v období, kdy se očekávají sesuvy, trať kontrolována.

Během letních měsíců jsou tratě opravovány, místa kde došlo k poklesu půdy, se vyrovnávají štěrkem. Při dalších opravách se vypodloží samotné koleje a případně se vymění kolejové spoje, poškozené mrazovým vzdouváním. Změny linie a kopání příkopů jsou rovněž často nutné při řešení problémů spojených s permafrostem. Ročně je na opravu a údržbu jedné tratě na Aljašce vydáno zhruba 177 500 \$.

- *Mosty* – Mosty nejvíce podléhají problému s mrazovým vzdouváním, kdy jsou vytlačovány nosné pilíře, což může způsobit závažné problémy, v nejhorším případě až vykolejení vlaku, protože jsou zaznamenány i případy kdy byly dřevěné pilíře mostu vytlačeny o více než 35 cm. Další příklad je vytlačení ocelových pilířů mostu na Kougurok highway (obrázek č. 23 v příloze). Dalším příkladem je ocelový viadukt s betonovými nosnými pilíři a opěrami. V roce 1957 byl most prozkoumán, aby se zjistila příčina rozdílného vzduť mostu, na některých místech byl most vzedmut o 12,7 cm. Přišlo se na to, že betonové nosné pilíře a opěry ležely na písčitém štěrku, který obecně není moc náchylný k výrazným mrazovým pochodům. Nicméně permafrostová deska pod mostem byla nepravidelná a lišila se, od nižší pozice než spodek mostního pilíře k vyšší pozici, kdy byla permafrostová deska výš než spodky mostních pilířů, mezi nimiž permafrostová deska ležela. Tato pozice se lišila, protože betonové pilíře měly mnohem vyšší termální konduktivitu než sníh nebo voda, které je obklopovaly v zimním období. Tudíž pilíře vytahovaly teplo z půdy a pod nimi se vytvářel led. Jak led rostl, další voda byla vytažena z nezmrzlé země okolo pilířů a pod nimi, až se vytvořilo dostatečné množství ledu, aby vzedmulo pilíře.
- *Cestní síť* – Při budování cestní sítě je potřeba vzít v potaz půdní složení aktivní vrstvy permafrostu a její obsah vody, povahu rozvrstvení permafrostu

a jeho teplotu. Aby nedošlo k porušení termálního režimu permafrostu, používá se vždy výplň. Je nezbytné udržet izolující vegetační pokryv, hlavně mechové porosty, v neporušeném stavu. K ochraně před destrukcí se často doporučuje použít na spodní část plnidla hrubozrnné půdy (ne větší než 70 – 100 mm), kterými dobře odtéká voda. V mnoha případech, hlavně při snížení výšky výplně, je nezbytné použít izolující mezivrstvy z okolního materiálu, jež má nízkou termální vodivost a dostatečnou pevnost (např. upěchovaná rašelina a mech) nebo umělé materiály, např. pěnový polystyren (Hunter, et al., 1981).

Mocnost výplně závisí na geologických podmínkách, od toho se zároveň odvíjejí náklady na stavbu (stavba silnic v oblastech, kde je permafrost, je až 1 1/2 krát nákladnější). Velká většina dnes využívaných silnic je průkopnického charakteru. Často výstavba spočívala v odstranění vegetace na začátku letního období a pak se čekalo, až slunce dostatečně rozmrazí permafrost (do pozdního léta) aby mohla být výplň položena do rozmražených sedimentů. Do pozdního léta permafrost roztál do hloubky nejméně 1,2 metru, ale došlo k rozdílnému poklesu povrchu půdy, navíc dříve zmrzlé bahno ztratilo svou veškerou nosnost a stala se z něj spíše bažina. Následně nezbyvalo nic jiného než síť opustit a cestu přesunout.

V mnoha místech je nedostatečná vrstva výplně, zabraňující tání permafrostu. Příkladem je silnice vedoucí z Umiat Airstrip, která je podložena jemnozrnnými sedimenty a ledovými klíny, tvořící polygony. V letním období došlo k rozmrazení permafrostu a ledovými klíny a následně došlo k poklesu napříč silnicí (obrázek č. 24 v příloze). Další problém vyskytující se v oblasti s permafrostem je odvodnění cestní sítě. Pokud je cestní síť nedostatečně odvodněna, výplň silnice se nasytí vodou a je mnohem více náchylná k mrazovému vzdouvání a soliflukci. Navíc odtoková voda ze srážek tekoucí podél výplně může roztát permafrost a následně způsobit poklesy půdy. Ukázková situace, kdy nebyl zabezpečen potřebný odtok dešťových vod, nastala na Sheep Creek road severozápadně od Fairbanks, kde došlo k sesunutí kraje silnice o 2,4 metry.

S cestní sítí jsou úzce spjaty i přistávací dráhy pro letadla. Mrazové vzdouvání i efekt mrazu samotného ale nepředstavuje hlavní problém. Vybrat vhodnou oblast je stejně důležité jako provést dostatečně odvodnění dráhy a odizolování.

- *Budovy* – Budovy mají na podloží jiný vliv než cestní sítě a to zejména na jeho termální režim. Nejzávažnější problém je rozdílné sesedání půdy, díky tání permafrostu, a tím pádem i budovy a to až o půl metru. Pokud se přestane budova vytápět, rozmrazená půda pod budovou opět zmrzne. Názorný příklad tání permafrostu je zobrazen na obrázku č. 25 v příloze, kdy dům poklesl nejvíce v přední střední části, kde se nacházel kotel. Naopak veranda téměř nepoklesla, protože nebyla vytápěna. V důsledku toho musel být dům

zbourán. Účinná metoda, jak předejít poklesu budovy, je vystavět konstrukci nad zemí a v základech nechat otvory či průduchy, aby jimi mohl proudit studený vzduch a nedocházelo tak k akumulaci tepla a následnému tání permafrostu. Jsou-li ale základy domu nedostatečně osazeny, může pro ně být vzdouvání mrazem stejně narušující jako pro mosty. Navíc díky tomu mohou betonové základy domů popraskat, pokud mrazové vzdouvání překročí ohebnost betonu (Ferrians, et al., 1969).

- *Plynovody a ropovody* – Konstrukce ropovodů a plynovodů je složitý úkol. V první řadě vyžaduje složitý a pečlivě provedený průzkum a to jak předběžné výpočty pro hodnocení změn kryologických podmínek (např. roční průměrné teploty a hloubka sezónního zamrznání a tání půdy) tak průzkum z leteckých fotografií a složení map geologických a geografických pro dané oblasti z nichž se určí geomorfologické a geologické prvky v krajině, hydrologické podmínky, vegetační pokryv a nejvhodnější line, kterou potrubí povede (Hunter, et al., 1981). Je-li potrubí vedeno pod zemí či nad zemí záleží na složení půdy a v jaké oblasti se bude nacházet. Pokud je potrubí vedeno pod zemí je odstraněna vegetace nad potrubím a narušen termální režim permafrostu, což může způsobit rozdílné sesednutí potrubí, a jelikož leží podzemí, nemusí to být zpozorováno, dokud nedojde k roztržení potrubí. Potrubí ležící na povrchu nebo na podpůrné konstrukci je naopak vystaveno především následkům mrazového vzdouvání v zimě a v létě poklesu půdy. Tyto pochody budou mít o to horší následky, budou-li vést přes bažiny nebo uloženiny jemnozrnného sedimentu nebo dokonce na svazích, kde může dojít k soliflukci či skrz říční údolí kde dochází k hromadění ledu.

Toto platí i pro telegrafické a elektrické vedení, jež je mnohem více náchylné, více než mosty. Pilíře nejsou totiž tak zatíženy ani tak hluboce zapuštěny a jejich vytlačení mrazovým vzdouváním je tudíž mnohem snazší. Elektrické vedení na mohutných ocelových konstrukcích, vyžadující více základů, může být rozdílně vytlačováno mrazovým vzdouváním v zimě a v létě podléhají rozdílnému sesedání. Tyto vysoké a masivní konstrukce proto mohou vyžadovat neustálou údržbu.

- *Zemní hráze* – Bogoslovskiy et al. (1966) popisuje dvě metody používané při stavbě zemní hráze, *teplou* a *studenou* metodu.

Ad „*teplá metoda*“ - jde vlastně o stejnou metodu stavby jako za normálních podmínek, tj. v jižnějších zeměpisných šířkách, ale s nutností rozmrazení půdy v místě základny hráze, všechny možné účinky na břehy nádrže musí být zváženy, včetně průsaku vody pod a okolo tělesa hráze.

Ad „*studená metoda*“ – během stavby zemní hráze studenou metodou by měly být jak základy, tak samotná hráz, ať už konstruovaná z lokálních materiálů (okolní zemina, štěrkové výplně nebo kombinace apod.) nebo umělých (beton, železobeton apod.), udrženy zmrzlé po celou dobu funkčnosti přehrady. V tomto případě může být zmrzlá půda použita jako

základ hráze nebo nepropustné jádro díky své stálosti, nepropustnosti a vysoké nosné kapacitě. Je však nutné provést výpočty, aby se předešlo degradaci ledu a možnému průsaku vody skrz břehy nádrže.

Faktory určující typ a konstrukci hráze jsou základní (tj. základy stavby) podmínky, doprava materiálu na stavenišť, charakter odtoku, klimatické podmínky a termální podmínky struktury a jejích základů. Hráze se nejčastěji staví z lokálních materiálů (kámen, zemina, rašelina, led, mech) protože doprava jiných materiálů je velmi nákladná.

Část základů hráze je vždy vystavena rozmrzání díky termálním účinkům vody v nádrži. Pokud vede rozmrzání hráze k závažným deformacím, měla být hráz postavena studenou metodou a speciálně konstruována. Přelivy je nejvhodnější situovat mimo těleso hráze (Bogoslovskiy, et al., 1966). Z počátku se hráze konstruovaly normálním způsobem, jelikož byl nedostatek informací o dané problematice, a mnoho jich bylo neustále opravováno a často i zničeno. Dnes se hráze konstruují výše zmíněnými metodami, popřípadě jejich kombinací a závažná poškození hráze jsou spíše jen ojedinělé případy.

Některé typy permafrostu mají za daných podmínek rozdílné vlastnosti, jako soudržnost, stlačitelnost a nosnou sílu, zejména salinní permafrost. Vlastnosti salinního permafrostu záleží na salinitě a obsahu vody v půdě, samozřejmě hlavními faktory jsou stejně jako u nesalinního permafrostu půdní teplota, obsah vody v půdě a její složení. Bod zamrzání a tání půdy záleží na vlhkosti půdy a na salinitě a s vyšší salinitou teplota zamrzání klesá a půda tak může být v plastickém stavu, i když je teplota půdy znatelně pod 0° C. Díky tomu má salinní permafrost nižší nosnost a deformační vlastnosti jsou za stejné teploty vyšší než u nesalinního permafrostu (Vyalov, 1978). Saliní permafrost (v soli převládají kationty sodíku, hořčíku a vápníku) se nalézá převážně podél Arktického pobřeží, ale lze ho nalézt i v centrálním Jakutsku, podél toku řeky Lény, Aldan a Vilyuy. Za zvýšenou salinitu půdy může mořská transgrese a regrese, které přinášely sůl do řek. Obsah soli v půdě je nerovnoměrně rozdělen v závislosti na hloubce, například v Jakutsku v povrchové vrstvě je obsah okolo 0,2 – 0,4 %, v hloubce 3 -5 metrů je obsah 0.6 %. V arktických pobřežních oblastech je obsah vyšší a činí asi 1,5 % hmotnosti vysušené půdy. Zvýšený obsah soli je často doprovázen zvýšeným obsahem ledu. Led se v půdě vyskytuje ve formě tenkých spojů, velkých od 0,1 až po 1 centimetr, popřípadě ve formě čoček ledu (Hunter, et al., 1981).

Výsledky pokusů ukázaly, že půda s obsahem vody 20 % a změnou salinity z 0,4 % na 1,2 % se bod zamrznutí snížil o 2,2°, zatímco co v půdě se stejným rozdílem v salinitě ale s rozdílným obsahem vody, 40 %, se bod zamrznutí snížil jen o 1,2°. Stlačitelnost salinního permafrostu je dána výskytem ve vodě rozpustných solí v pórech, které způsobují dotvarování půdy a její relaxační vlastnosti pod dlouhotrvajícím zatížením a výrazně ovlivňuje sesedání půdy (Hunter, et al., 1981).



### 4.1.2. Vliv permafrostu na flóru a faunu

Permafrost má značný vliv na flóru a mikrofaunu. Vliv permafrostu na flóru je vyjádřen hlavně změnami v půdě. Tyrtikov (1978) uvádí několik hlavních změn, mezi něž patří:

- *vytváření bažin* v důsledku nepropustnosti zmrzlé půdy;
- *oslabení provzdušnění půdy*, díky tvorbě bažin, kdy je půda tak nasycená vodou, že je z ní vzduch úplně vytlačen což ve výsledku vede ke vzniku glejové půdy;
- *snižování teploty půdy*; vyčerpání minerálních látek rostlinami;
- *akumulace organických zbytků* v půdě a na jejím povrchu (tvorba rašeliny).

Tyto změny vedou k vytvoření příznivých podmínek pro bažinaté vegetace (daří se tu hlavně bezkořenným mechům a lišejníkům což lze částečně přičíst k jejich menší závislosti na půdních podmínkách) mezi lesy, houštinami, tundrou a k potlačení růstu a rozvoje kvetoucích rostlin (Tyrtikov, 1978). Kondenzace vzdušné vodní páry v půdě v oblasti s permafrostem je důležitým zdrojem vodní zásoby pro rostliny. Ačkoliv se to nezdá, permafrost v mnoha oblastech Země vytváří podmínky vhodné pro život. Bez vrstvy podzemního ledu na polích farmářů by se mnohá místa stala pouští. Led slouží k zadržení vody ve spodní vrstvě půdy blízko povrchu, kondenzuje a vypařuje se, a takto umožňuje rostlinám žít bez potřeby závlah (Obruchev, 1945), příkladem takovéto oblasti je centrální Jakutsko (Tyrtikov, 1978).

Mrazové praskliny v půdě patří mezi jevy vznikající při nízkých teplotách, s významným vlivem na vegetaci, kromě toho že přímo poškozují samotnou vegetaci (zejména kořeny) vytvářejí rovněž podmínky pro mrazové procesy, které poškozují půdu nebo dál ničí vegetaci, jde zejména o soliflukci, sesuv půdy a termokarst. Termokarst se často vytvoří velmi rychle a na velké ploše s ničivými účinky pro vegetaci. Pak ale vytváří nové prostředí, které časem opět zaroste. Erozní činnost je intenzivnější v oblastech s nesoudržnou půdou s obsahem ledu, a to proto, že po odtání ledu se půda stává nestabilní a lehce podléhá erozi. Mezi dalšími je zdvihání půdy, které rovněž znatelně změní vegetaci. Například když vzniká *pingo*, dochází k pomalému zdvihání půdy. I když to nevede k žádnému velkému narušení vegetačního pokryvu, dochází přitom ke vzniku nového stanoviště a vytvoření pestré různorodé vegetace. Naopak rychlé zdvihání půdy spolu s tvorbou sezónních a ledových pahrbků vede k zničení vegetace (Tyrtikov, 1978).

Tyto procesy vytvářejí velmi diverzní stanoviště a přispívají k pestrosti a různorodosti vegetace v oblastech výskytu permafrostu. Vegetace se neustále mění, čímž odpovídá na změny v tající a zamrzající půdě permafrostu. Změny ve vegetaci se liší se severo-jihním směrem. Pro ilustraci Tyrtikov (1978) uvádí příklad ze západní Sibíře, kdy změny vegetace v zóně lišejníkové a mechové tundry, které se objevují, když zarůstají obnažená suchá místa země a vodních těles vegetací, nezpůsobují výraznou změnu permafrostu. Jsou doprovázeny snížením hloubky tání v půdě a redukcí nízkoteplotních procesů vně půdy. Pod vegetačním pokryvem

v závěrečné fázi vývoje je hloubka tání půdy minimální v porovnání s oblastí bez vegetačního pokryvu. Hustý mecho-lišejníkový porost a vrstva rašelinové půdy mocná 5 - 15 centimetrů, které jsou typické pro závěrečné fáze vývoje vegetace, naprosto eliminují erozi a termokarst. V zóně severní lesotundry a tundry s křovinami změny ve vegetaci značně ovlivňují permafrost. Zejména vytváření křovisek podporuje akumulaci sněhu a tím přispívá k snížení ochlazování a zamrzání půdy. Vytvoření mechových porostů a eventuální tvorba vrstvy rašeliny, tvořené odumřelými částmi, je doprovázeno postupným snížením tání a tepla v půdě.

Stav permafrostu rovněž ovlivňuje faunu, zejména mikrofaunu, jež je velmi důležitá a kterou nejvíce ovlivňuje vodní režim (Wagner & Liebner, 2009). Savci a další zvířata jsou ovlivňováni především degradací permafrostu a s ní spojenými procesy, jako například tvorba bažin, sesuvy půdy, termokarst, jež mají přímý i nepřímý vliv. Nepřímým vlivem při tvorbě bažin a močálů je hlavně zvýšení počtu hmyzu, který souží zvěř. Mezi přímými vlivy je například sesuv půdy, kdy může dojít k přehrazení menších toků a na určitou dobu způsobit migrační překážku pro vodní živočichy.

## **4.2. Modely a metody pro mapování permafrostu a letecké mapování**

V poslední době bylo vyvinuto několik modelů, díky nimž lze na základě historických teplotních řad, geografii oblasti a ostatních faktorů vytvořit model, který nám dá představu o historickém vývoji permafrostu, anebo o jeho možném budoucím vývoji. Model *VAMPER* (Vrije Universiteit Amsterdam Permafrost) byl navržen tak, aby mohl být spojen s modelem *iLOVECLIM* a poskytnul tak komplexnější pohled. Je to 1-D model, vyvinutý k odhadnutí mocnosti permafrostu na základě podpovrchového termálního režimu a výměny tepla, jehož faktory jsou minerální složení, obsah vody a teplota (Kitover, et al., 2014).

Další model byl vyvinut na Aljašské univerzitě ve Fairbanks (University of Alaska Fairbanks, Geophysical Institute Permafrost Lab), určený speciálně pro posouzení vlivu měnícího se klimatu na permafrost. *GIPL 1.0* simuluje dynamičnost permafrostu, je to prostorově rozdělený, vyvážený model pro kalkulaci mocnosti aktivní vrstvy a průměrné roční teploty půdy a počítá se sněžným a vegetačním pokryvem, půdní vlhkostí a půdními tepelnými vlastnostmi. *GIPL 1.0* umožňuje vypočítat maximální mocnost aktivní vrstvy a průměrné roční teploty na dně, resp. naspodu aktivní vrstvy, na základě na přibližného analytického řešení, jež zahrnuje proces rozmrzání a zamrzání a poskytuje odhad termálního posunu způsobeného rozdílem termálních vlastností zmrzlé a rozmrzlé půdy (Romanovsky & Marchenko, 2011). Výstup z toho modelu je zobrazen na obrázku č. 26 v příloze.

Mapování výskytu permafrostu pomocí pouze leteckých snímků je velmi obtížné a ne tak spolehlivé, jako terénní pozorování, protože permafrost je jen výjimečně odkryt na povrchu země. Jeli ale terénní průzkum spojen s leteckým mapováním, výborně se doplňují. Mapuje se na základě vegetačního pokryvu a

charakteru krajiny, kde by se na základě daných podmínek mohl vyskytovat permafrost. Prvním krokem je zjištění struktury rozložení zmrzlých a nezmrzlých zón v různých typech terénu. Jeli oblast nepřístupná k terénnímu průzkumu, odhaduje se struktura rozložení zón porovnáním s oblastí se stejnými klimatickými, geologickými, vegetačními a topografickými podmínkami, ale s mnohem menší přesností než by tomu bylo při terénním výzkumu. Intenzivní studie pořízených snímků a zakreslení terénních jednotek jako zaplavovaná území, špatně odvodněné nížiny, morény a horská údolí, probíhá až po zjištění struktury rozložení zón v oblasti. Předpokládá se, že podmínky permafrostu v těchto jednotkách (zaplavovaná území apod.), jsou většinou stejné s podmínkami na bodech pozemní kontroly ve stejných terénních jednotkách nebo na srovnatelných místech v analogické oblasti (Hopkins, et al., 1955).

Z kapitoly 2.3 vyplývá jaký vliv má vegetace na výskyt permafrostu. Díky typu vegetace a jejího rozložení v krajině lze na základě leteckých snímků odhadnout výskyt, popřípadě mocnost permafrostu. Například ze snímku rozpoznatelné druhy stromů s mělkým kořenovým systémem napomáhají při zakreslení oblastí, kde se permafrost s největší pravděpodobností vyskytuje v malých hloubkách (blízko povrchu). Stromy s hlubokým kořenovým systémem pomáhají při zakreslování oblastí výskytu, kde se permafrost tvoří nebo kde jsou vhodné podmínky k zachování permafrostu. Nicméně podrobný terénní výzkum a pozorování je stále nezbytnou součástí, protože bez něj se nedá jednoznačně potvrdit jeho výskyt či absence.

Dalším indikátorem, kterým lze pozorovat z leteckých snímků jsou polygonální půdy. Polygonální půdy se rozdělují na dvě hlavní podkategorie a to:

- *frost-sorted polygons* neboli polygony rozříděné mrazovou činností (včetně kamenných a vegetačních polygonů a souvisejících pruhových rysů),
- *tensional polygons* neboli tahové polygony (včetně ledových klínů a trhlin).

Tyto dva druhy polygonů se obecně liší ve velikosti, tvaru a způsobu vzniku. Jednotlivé mrazem rozříděné polygony jsou obecně kulaté s diametrem od pár centimetrů až po 8 metrů, zatímco tažné polygony jsou ostře hranaté, mají 4 až 8 stran s diametrem od 8 do 30 metrů (Hopkins, et al., 1955).

Další možností, jak studovat strukturu a vlastnosti permafrostu je elektrometrická technika. Nejčastěji se používá radarové snímání, vertikální elektrické protokolování, dipólové elektromagnetické profilování, elektrické profilování, frekvenční elektromagnetické sondování a frekvenční sondování. Nejčastěji je používáno frekvenční sondování, s jehož pomocí můžeme například provádět rozsáhle geologické a geokryologické mapování, určit hloubku vrchní a spodní hranice vrstvy permafrostu, dále může sloužit k zmapování kontaktu zmrzlé půdy s rozmrazenou, či načrtnutí a průzkumu velkých geokryologických formací (např. ledové kapsy). Radarové snímání je velmi přesné a získaná data lze snadno interpolovat. Spočívá v měření rychlosti šíření elektromagnetických vln. Dipólové elektromagnetické profilování spočívá v zaznamenávání změn v základních prvcích (elementech) elektromagnetického pole excitovaným speciálním pohyblivým oscilátorem, podél

linie pozorování. Slouží k odhalení a zmapování rychle klesající nestejnorodosti (heterogenity) ve svrchní části geoelektrické oblasti do hloubky od 5 až po 20 metrů. Na rozdíl od elektrického profilování má ty výhody, že se nemusí uzemnit, průzkum je efektivnější a může probíhat i když je zem pokryta sněhovou pokrývkou (Hunter, et al., 1981).

## 5. Ledovce a permafrost

Slovo *glacier* (neboli ledovec) pochází z latinského slova *glacies* a znamená *led*. Vědní obor zabývající se studiem ledovců je glaciologie. Ledovec je velká, pomalu se pohybující masa ledu, formovaná kompaktními vrstvami sněhu, který se pomalu deformuje a pohybuje v závislosti na gravitaci a vysokému tlaku. Ledovce jsou největšími zásobárnami sladké vody na Zemi a druhé po oceánech v zásobě celkové vody na světě. Pokrývají rozsáhlé plochy polárních regionů, nalézají se rovněž v pohořích na všech kontinentech Země, často i na severních svazích nejvyšších hor v tropických oblastech.

Formování krajiny ledovci a procesy s tím spojené označujeme jako glaciální. Proces růstu ledovce je označován jako glaciace. Ledovce jsou velmi citlivými monitory klimatických podmínek a mají zásadní vliv na zdroje světových vod a poklesy mořské hladiny.

Ze vzduchových bublinek uvězněných uvnitř ledovců a ze sedimentů v permafrostu (např. po analýze organického materiálu uloženého uvnitř ledových klínů) lze získat paleoklimatologická data.

V posledním století pozorujeme trend rapidního tání ledovců, přičemž podle některých hypotéz, tento dlouhodobý stav tání, může vyústit v celosvětový problém ve formě příliš vysoké koncentrace sladké vody v oceánech, což by mohlo ovlivnit oceánské proudění. To by mělo za následek změny klimatu. Podobná situace pravděpodobně nastala na přelomu pleistocénu a holocénu (popsaná v kapitole 2.1.5.) a měla za následek změny globálního měřítka. Přímé následky tání mají mnoho podob, například ve formě zvyšování hladiny světových oceánů, kdy zejména obydlené ostrovy s nízkou nadmořskou výškou jsou v přímém kontaktu a je to pro ně aktuální problém. Dalším příkladem může být tání ledovců a akumulace vody, kdy často dochází k uvolnění této naakumulované vody a následně k ničujícím pohromám, tento jev se označuje jako *glacial lake outburst flood*.

### 5.1. Jádra z permafrostu a ledovců

Jádra odebraná z ledovců a permafrostu nám poskytují chronologický záznam klimatu v daném regionu a zachytávají rovněž stopové množství plynů obsažených v atmosféře, podle nichž lze rekonstruovat klima a události spojené s daným obdobím (jako například vulkanismus apod.). Rovněž dokonale konzervují cokoliv se do nich dostane počínaje mikroorganismy, částicemi rozptýlenými v atmosféře, stopami pylu, rostlinami až po mamuty (viz příloha, obrázek č. 27).

Díky degradaci ledovců a permafrostu, ať už vlivem přirozených nebo antropogenních procesů, se odhaluje dávný, prehistorický život moderním ekosystémům (Shatilovich, et al., 2003). V jižních Ötztalských Alpách byly odebrány dvě ledová jádra z kamenného ledovce Lazaun, v nichž byly nalezeny rostlinné makro-fosilní pozůstatky, jejichž stáří bylo radiokarbonovou metodou

stanoveno na 10250 kalibrovaných let BP (Krainer, et al., 2015). O dobrých konzervačních schopnostech permafrostu svědčí nález pleistocenního,  $31800 \pm 300$  let starého, ovocného pletiva a mnoho druhů semen vyšších rostlin ve fosilní veverčí noře (doupěti), v severovýchodní Sibiři. Nora byla nalezena v 38 metrové hloubce v neporušeném a za celou dobu nerozmrazeném permafrostu (Yashina, et al., 2012). Willerslev, et al. (2003) vyvrátili častý názor předpokládající, že během posledního glaciálního maxima byly severní oblasti, zejména Beringia, málo produktivní polární pouští, nicméně nálezy DNA zachované v sedimentech permafrostu ukazují, že zde byla step/tundra, které dominovaly byliny podporující populace bizonů, koní a mamutů, jejichž DNA se zde našla. V kanadském a sibiřském pozdním pleistocenu permafrostu se našlo mnoho životaschopných spór jež jsou stále schopny růstu, nižších rostlin (převážně mechů), nejstarší jsou datovány až do pliocenu. Také v těchto zmrzlých vrstvách byly nalezeny životaschopní prvoci, u kterých se ukázala jejich schopnost přežít v permafrostu po několik tisíc let (Shatilovich, et al., 2003). Nalezeny byly rovněž velmi staré bakterie, například Zhang, et al. (2013) při analýze permanentně zmrzlých sedimentů, starých 3,5 milionu let, z Mamutí hory v údolí řeky Aldan v centrálního Jakutsku izolovali kmenovou bakterii z Neogénu.

Podobné nálezy se uskutečnily i při odebrání jader z ledovců. V poslední době bylo z ledovců odebráno několik jader, s chronologickým záznamem o délce přes 1000 let. Bradley (1999) popisuje čtyři způsoby získávání paleoklimatických dat z ledových jader. Jsou to:

- Analýzou stálého izotopu vody a z atmosférického  $O_2$
- Z ostatních plynů uzavřených ve vzduchových bublinkách uvnitř ledu
- Rozpuštěné částice ve firnu a ledu
- Fyzikální charakteristika firnu a ledu

Na základě těchto metod, analýzy ledových jader, je určováno stáří ledovců, jejich vývoj a rovněž z nich tam získáváme cenné informace, kdy byly například v ledových jádrech nalezeny vrstvy usazeného popela, jež jsou důkazem o významných sopečných aktivitách v průběhu času, apod. Nicméně nejen z ledových jader můžeme zjistit zajímavé poznatky o minulosti. V odtátém ledovci, na území Rakouska a Itálie, byla odhalena mumie člověka, pojmenovaná Ötzi, z dob přibližně 3300 př. n. l., podobné nálezy se dochovaly z různých koutků světa (například Peru), převážně se ale jedná o zástupce z fauny. Tyto nálezy pak mají význam především z archeologického a antropologického hlediska.

## 6. Závěr

Závěr práce bych rád shrnul do několika bodů, které byly v rámci práce obecně probrány.

- Permafrost byl vždy nedílnou součástí naší planety, vyskytoval se po celou historii Země.
- Je to velmi křehký ekosystém, který se podílí nejen na utváření klimatu, ale i životního prostoru a to nejen pro živočichy, ale i lidi.
- Z dat získaných z permafrostu, lze sledovat paleoklimatologický vývoj v daných oblastech, což je dalším článkem při vytváření modelů, které rekonstruují historický vývoj Země.
- Permafrost má významný vliv na globální klima, zejména co se týče skleníkových plynů.
- V několika posledních desítkách let došlo k výraznému oteplení permafrostu, přičemž jeho degradace má dalekosáhlé následky. Co se týče člověka a jeho působení v oblastech výskytu má degradace permafrostu socioekonomické dopady. Poškození infrastruktury a obydlí se stává stále častější i přes snahu minimalizovat degradaci, přičemž poškození některých typů konstrukcí, jako například ropovodů a plynovodů, může vyústit v ekologickou katastrofu.
- V nedávné době bylo vyvinuto několik modelů, díky kterým lze na základě dodaných dat, modelovat budoucí průběh vývoje permafrostu a odhadnout tak místa, jež budou pravděpodobně v blízké budoucnosti vystavena následkům degradace permafrostu.

## 7. Citovaná literatura

Ananjeva (Malkova), G. V., Melnikov, E. S. & Ponomareva, O. E., 2003. *Relict permafrost in the central part of Western Siberia*. Moscow: Earth Cryosphere Institute, Siberian Division, Russian Academy of Science.

Anon., 2012. *Mammoth carcass found in Siberia*. [Online]

Available at: <http://www.bbc.com/news/science-environment-19848109>

[Přístup získán 6 Duben 2015].

Anon., nedatováno *Geographic information Network of Alaska, Ecological Landscapes*. [Online]

Available at:

<http://www.gina.alaska.edu/system/images/BAhbB1sHOgZmSSJZMjAxMy8wMi8xMi8xOV8xMI80MI8yMzFfQXJjdGljX1NpbHR5X1VwbGFuZF9JdGtpbGxpa19ZZWRvbWFfRXhwb3N1cmVfMjAxMV9tdGpfOTMuanBnBjoGRVRbCDoGcDoKdGh1bWJJg00NTB4NDUwPgY7BkY/Arctic%20Silty%20Upland%20Itkillik%20Yedom>

[Přístup získán 31 Březen 2015].

Kolektiv autorů, 2010. *Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources*. [Online]

Available at: <http://www.epa.gov/outreach/pdfs/Methane-and-Nitrous-Oxide-Emissions-From-Natural-Sources.pdf>

[Přístup získán 8 Duben 2015].

Baranov, I. J. & Kudryvstev, V. A., 1966. *Permafrost of Eurasia*. Washington, D. C., National Academy of Sciences-National Council.

Black, R. F. & Berg, T. E., 1966. *Patterned ground in Antarctica*. Washington, D. C., National Academy of Sciences-National Research Council.

Bogoslovskiy, P. A., Veselov, V. A., Stotsenko, A. V. & Tsvid, A. A., 1966. *Dams in permafrost regions*. Washington, D.C, National Academy of Sciences-National Research.

Bradley, R. S., 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Second Edition editor San Diego: Academic Press.

Brown, R. J. E., 1966. *Influence of vegetation on permafrost*. Washington, National Academy of Science-National Research Council.

Bruhwiller, L. & Dlugokencky, E., 2011. *Carbon Dioxide (CO<sub>2</sub>) and Methane (CH<sub>4</sub>)*. [Online]

Available at: [http://www.arctic.noaa.gov/report11/co2\\_methane.html](http://www.arctic.noaa.gov/report11/co2_methane.html)

[Přístup získán 28 Březen 2015].



- Cílek, V., 1998. *Dialog mezi mořem a větrem : NAO: Tekutá časomíra severoatlantické oscilace*. [Online]  
Available at: <http://casopis.vesmir.cz/clanek/dialog-mezi-morem-a-vetrem>  
[Přístup získán 2 Březen 2015].
- Ferrians, O. J., Greene, G. W. & Kachadoorian, R., 1969. *Permafrost and related engineering problems in Alaska*. Washington: United States Government Printing Office, Geological Survey Professional Paper.
- Harris, C. a další, 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, February, 92(3-4), pp. 117-171.
- Heginbottom, J., Brown, J., Humlum, O. & Svensson, H., 2012. Permafrost and Periglacial Environments 2012. V: *State of the Earth's cryosphere at the beginning of the 21st century—Glaciers, global snow cover, floating ice, and permafrost and periglacial environments*. místo neznámé: U.S. Geological Survey Professional Paper.
- Higuchi, K. & Fuji, Y., 1978. *On the permafrost at the summit of Mount Fuji*. Washington, D. C., National Academics.
- Hopkins, D. M. a další, 1955. *Permafrost and Ground Water in Alaska*. místo neznámé: U. S. Geological Survey Professional paper 264.
- Hunter, J. a další, 1981. *Permafrost Engineering Design and Construction*. 1 editor Toronto: John Wiley & Sons.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J. & S. Z., 2011. *Geologická minulost České republiky*. Praha: Academia.
- Christiansen, H. H. a další, 2010. The thermal state of permafrost in the nordic area during the international polar year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, April/June, 21(2), pp. 156-181.
- Jánošíková, L., Juříčka, D. & J., K., 2013. *Vliv degradujícího permafrostu na lokální ekosystémy a lidskou společnost centrální Asie, v: Studentská vědecká konference 2013. 1. vyd..* Ostrava: Přírodovědecká fakulta Ostravské univerzity v Ostravě.
- Kadrnožka, J., 2008. *Globální oteplování Země. Příčiny, průběh, důsledky, řešení*. 1 editor Praha: VUTIUM.
- Kachlík, V. & Chlupáč, I., 2001. *Základy geologie*. UK Praha: Karolinum.
- Kachlík, V. & Chlupáč, I., 2008. *Základy geologie. Historická Geologie*. UK Praha: Karolinum.

Kajimoto, T., Osawa, A., Usoltsev, V. A. & Abaimov, A. P., 2010. Biomass and productivity of Siberian larch forest ecosystems. V: *Permafrost Ecosystems: Siberian Larch Forests*, . Berlin: Springer, pp. 99-122.

Kitover, D. C. a další, 2013. New estimates of permafrost evolution during the last 21k years in Eurasia using numerical modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24, 286-303. 10.1002/ppp.. *Permafrost and Periglacial Processes*, October-December, Issue 4, pp. 286-303.

Kitover, D. C., Renssen, H., Vandenberghe, J. & van Balen, R. T., 2012. *Modeling permafrost response of the last glacial termination: First results of the VAMPER model*. Salekhard, The Northern Publisher Salekhard.

Kitover, D. a další, 2014. Coupling of the VAMPER permafrost model within the earth system model iLOVECLIM (version 1.0): description and validation. *Geosci. Model Dev. Discuss.* *Geosci. Model Dev. Discuss.*, 7.

Kokelj, S. V. & Burn, C. R., 2003. *"Drunen forest" and near-surface ground ice in Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada*. Lisse, A.A. Balkema Publishers.

Kolektiv autorů, 2012. *Policy Implications of Warming Permafrost*. [Online] Available at: <http://www.unep.org/pdf/permafrost.pdf> [Přístup získán 2 Duben 2015].

Krainer, K. a další, 2015. A 10,300-year-old permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). *Quaternary Research*, March, 83(2), pp. 324-335.

Kudryavstev, V. A., 1966. *Theory of development of frozen rock masses*. Washington, National Academy of Sciences-National Research Council.

Lisitsyna, O. & Romanovskii, N., 1998. *Dynamics of permafrost in Northern Eurasia during the last 20,000 years*. Québec, Centre d'études nordiques.

Lunardi, V. J., 1995. *Permafrost formation time*. místo neznámé:CRREL Report 95-8.

Lydolph, M. C. a další, 2005. *Beringian Paleoecology Inferred from Permafrost-Preserved Fungal DNA*. [Online] Available at: <http://aem.asm.org/content/71/2/1012.full.pdf+html> [Přístup získán 4 Duben 2015].

Muller, S. W., 1947. *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*. Michigan: J.W. Edwards, Ann Arbor.

Nichols, D. R., 1966. *Permafrost in the recent epoch*. Washington, National Academy of Science-National Research Council.

- Obruchev, V. A., 1945. Eternal frost: Nat.rev. [London], v. 124, no. 745, March, 1945. *Natl. rev.*, March, Svazek 124, pp. 220-227.
- Péwé, T. L. & Paige, R. A., 1963. Frost heaving of piles with an example from the Fairbanks area, Alaska: U.S. Geol. Survey Bull. 1111-I, 1963. Svazek 1111-1, pp. 333-407.
- Popov, A. I., Kachurin, S. P. & Grave, N. A., 1966. *Features of the development of frozen geomorfology in northern Eursia. Permafrost International Conference Proceedings 11-15 November 1963 Lafayette, Indiana. Washington, D.C.: In National Academy of Sciences-Na. Washington, D.C, National Academy of Sciences-National Council.*
- Porkhayev, G. V. & Balobayev, V. T., 1978. *The thermophysical principles of the formation of permafrost.* Washington, D. C., National Academics.
- Porsild, A. E., 1938. Earth mounds in unglaciated Arctic northwestern America. *Geog. Rev.*, Issue 28, pp. 46-58.
- Ramos, M. a další, 2009. Results of the thermal state of permafrost and active layer in Livingston an Deception island (conclusions at the end of the PERMAMODEL-PERMANTAR IPY projects). *Geophysical Research Abstracts*, Svazek 11.
- Romanovsky, V. E. a další, 2010. Thermal State of Permafrost in Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, April/June, 21(2), pp. 135-155.
- Romanovsky, V. E. a další, nedatováno *Frozen Ground*. [Online]  
Available at: [http://www.unep.org/geo/geo\\_ice/PDF/GEO\\_C7\\_LowRes.pdf](http://www.unep.org/geo/geo_ice/PDF/GEO_C7_LowRes.pdf)  
[Přístup získán 6 Duben 2015].
- Romanovsky, V. E. a další, 2008. *Thermal state and fate of permafrost in Russia: first results of IPY.* Fairbanks, Institute of Northern Engineering, University of Alaska.
- Romanovsky, V. E. & Marchenko, S., 2011. *The GIPL Permafrost Dynamics Model*. [Online]  
Available at: [https://www.snap.uaf.edu/sites/default/files/gipl\\_model.pdf](https://www.snap.uaf.edu/sites/default/files/gipl_model.pdf)  
[Přístup získán 7 Duben 2015].
- Romanovsky, V. E. a další, 2011. *Permafrost*. [Online]  
Available at: <http://www.arctic.noaa.gov/report11/permafrost.html>  
[Přístup získán 1 Duben 2015].
- Romanovsky, V. a další, 2010a. *Permafrost Dynamics within the Northern Eurasia Region and Related Impacts on Surface and Sub-Surface Hydrology*. [Online]  
Available at:  
<http://permafrost.gi.alaska.edu/sites/default/files/NASA%20Final%20Report.pdf>  
[Přístup získán 7 Duben 2015].

- Rybarzh, Y., 1978. *Role of periglacial climate in deep disturbances of the tertiary deposits of the Bohemian massif*. Washington, National Academics.
- Shatilovich, A. V., Shmakova, L. A., Gubin, S. V. & Gilichins, D. A., 2003. *Viable protozoa from permafrost sediments and buried soils*. Lisse, A.A. Balkema Publishers.
- Shur, Y. L. & Jorgenson, M. T., 2007. Shur, Y. L., Jorgenson, M. T., Patterns of Permafrost Formation and Degradation in Relation to Climate and Ecosystem. *Permafrost and Periglacial Processes*, January/March, 18(1), pp. 7-19.
- Shur, Y. L. & Ping, C. L., 1994. *Permafrost dynamics and soil formation*. Lincoln, Soil Conserv. Serv.-Nat. Soil Surv. Cent..
- Smith, S. L. a další, 2010. *The Thermal State of Permafrost in Canada – Results from the International Polar Year..* [Online]  
Available at: <http://pubs.aina.ucalgary.ca/cpc/CPC6-1214.pdf>  
[Přístup získán 3 Duben 2015].
- Soukupová, J., 2013. *Metody paleoklimatologie a historické klimatologie a vývoj klimatu na Zemi*. Praha: Poweprint.
- Streletskiy, D. A., Anisimov, O. & Vasiliev, A., 2015. Permafrost degradation. V: *Snow and ice-related hazards, risks, and disasters*. Amsterdam: Elsevier.
- Svensson, H., 1978. *Relict forms of polygons associated with wedge ice in southern Scandinavia (Sweden and Denmark)*. Washington, National Academics.
- Svensson, H., 2013. *U. S. Geological Survey*. [Online]  
Available at: <http://pubs.usgs.gov/pp/p1386a/gallery5-fig35.html>  
[Přístup získán 27 Březen 2015].
- Swift, D. A. a další, 2014. Ice and Snow as Land-forming Agents. V: *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*. Amsterdam: Elsevier, pp. 167-199.
- Trombotto, D., 2000. Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Rev. Inst. Geol.*, 12, Issue 21.
- Trombotto, D., Buk, E. & Hernandez, J., 1997. Monitoring of Mountain Permafrost in the Central Andes, Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, January, 8(1), pp. 123-129.
- Tyrtikov, A. P., 1978. *Permafrost and Vegetation*. Washington, National Academics.
- Velichko, A. A., 1978. *Basic features in the cryogenesis of the European plains in the upper Pleistocene*. Washington, National Academy of Sciences.

Vieira, G. a další, 2010. Thermal State of Permafrost and Active-layer Monitoring in the Antarctic: Advances During the International Polar Year 2007–2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, April/June, 21(2), pp. 182-197.

Vyalov, S. S., 1978. *Principle of controlling the geocryological conditions during construction in the permafrost region (Survey of research in the USSR)*. Washington, National Academy of Sciences.

Wagner, D. & Liebner, S., 2009. Global warming and carbon dynamics in permafrost soils: methane production and oxidation. V: *Permafrost Soils*. Berlin: Springer-Verlag, pp. 219-237.

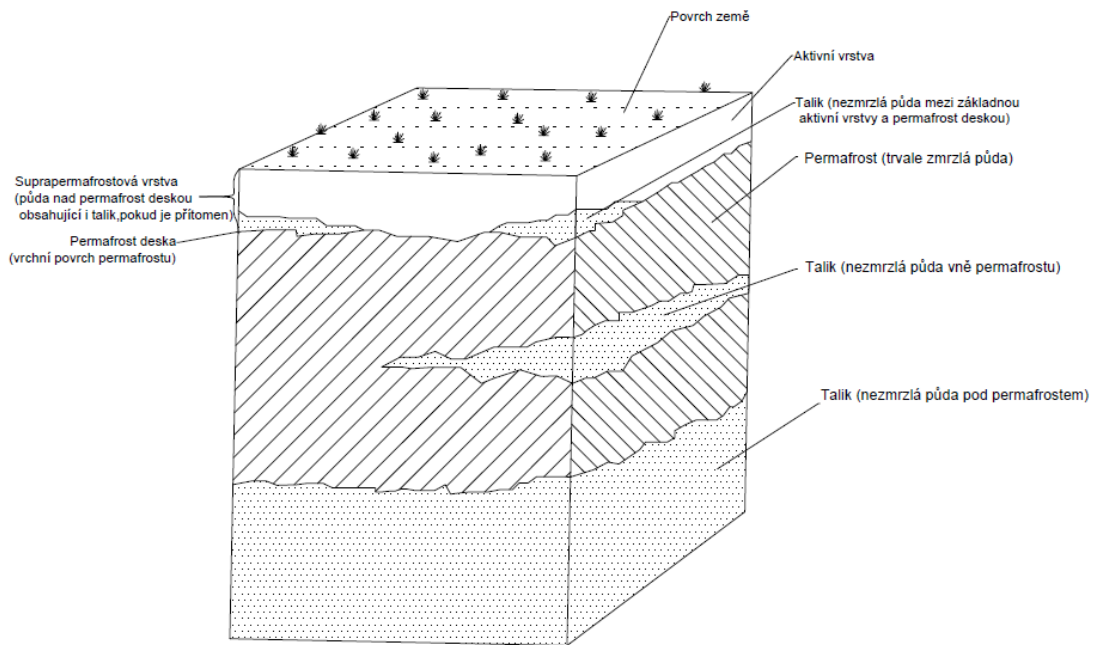
Willerslev, E. a další, 2003. Diverse Plant and Animal Genetic Records from Holocene and Pleistocene Sediments. *Science*, 2 May, 300(5620), pp. 791-795.

Williams, J. R., 1965. *Water in Permafrost regions: An annotated bibliography*. Washington: U. S. Gov. Print. Off..

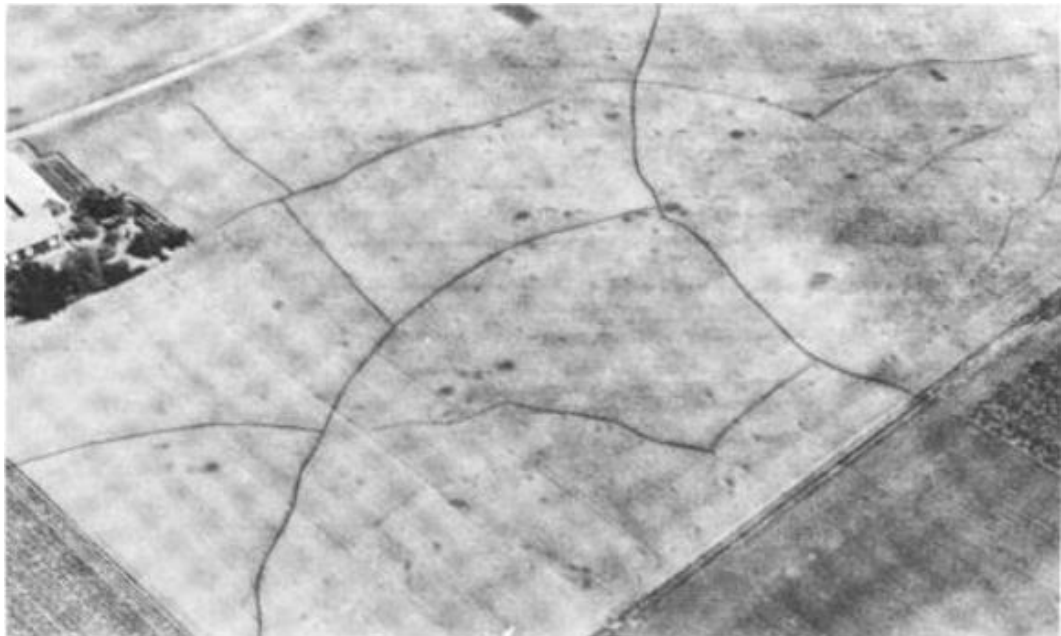
Yashina, S. a další, 2012. Regeneration of whole fertile plants from 30,000-y-old fruit tissue buried in Siberian permafrost. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 6 March, 109(10).

Zhang, D.-C. a další, 2013. *Isolation and Characterization of Bacteria from Ancient Siberian Permafrost Sediment*. [Online]  
Available at: <http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4009857/>  
[Přístup získán 3 Duben 2015].

## Příloha



Obrázek 1 - Schéma zobrazující rozložení aktivní vrstvy, permafrostové desky a možný výskyt taliku v nesouvislém permafrostu (Hopkins, et al. 1955)



Obrázek 2 - Letecký snímek reliktních polygonů s ledovými klíny na Laholm pláni (Svensson, 1978)

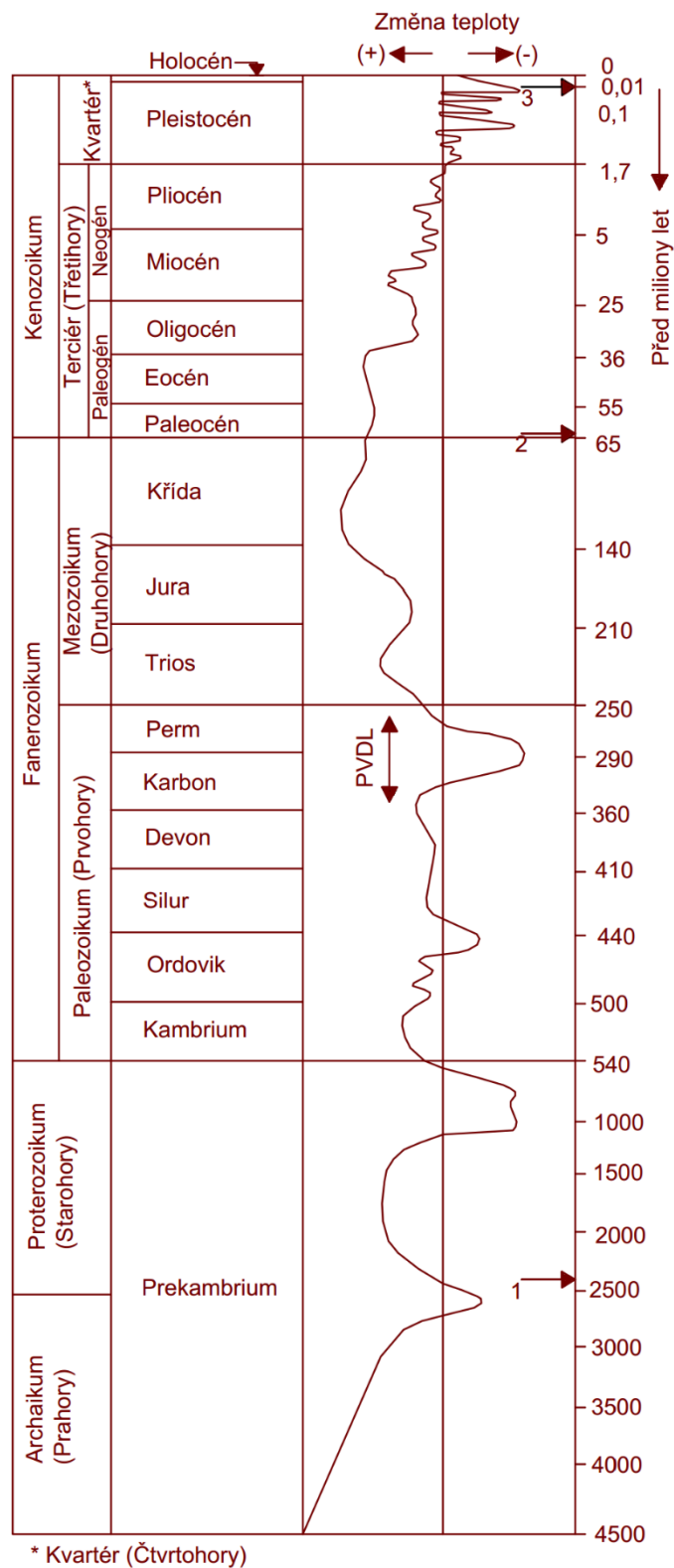


Obrázek 3 - Reliktní polygonální struktura na poli u západního pobřeží Švédska (Svensson, 2013)



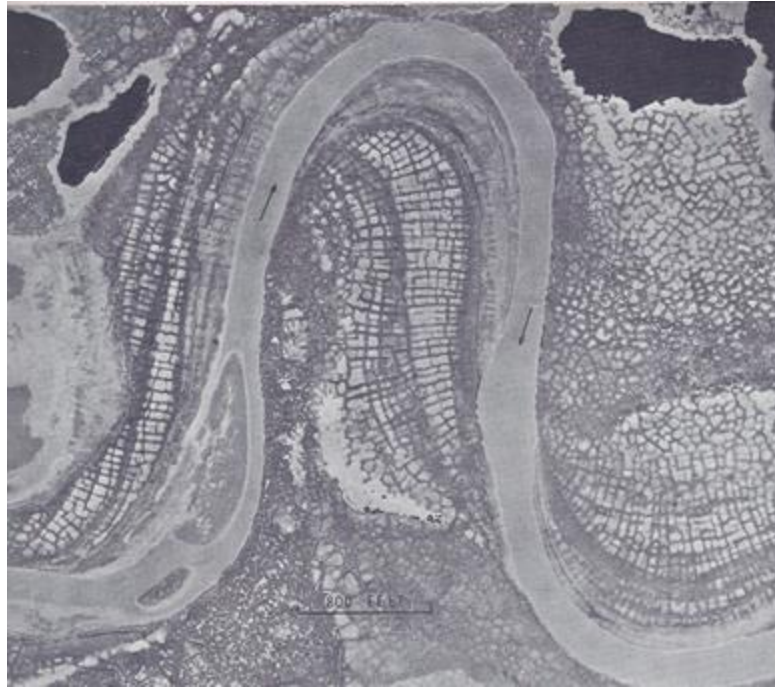
Obrázek 4 - Odhalený permafrost s Pleistocenními sedimenty a ledovými klíny u arktického pobřeží (Anon., nedatováno)



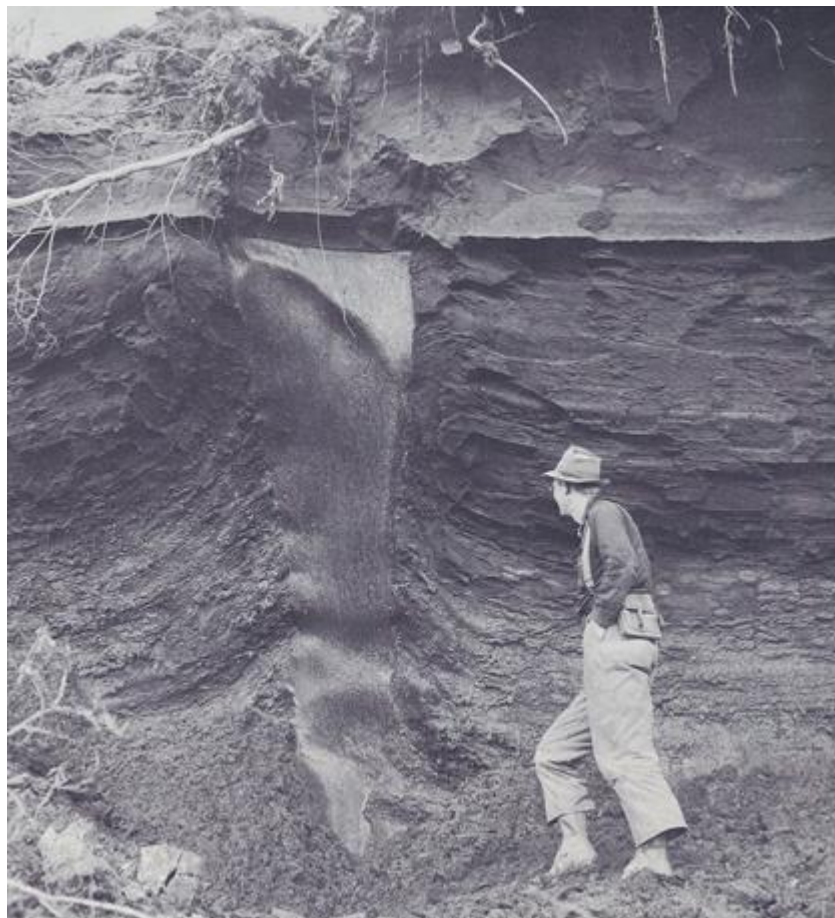


Obrázek 5 - Jednotlivé éry, epochy a periody vývoje Země, a významné události ve vývoji Země spolu s průběhem teplot na Zemi. 1 - nejstarší známá glaciální depozita, 2 – srážka asteroidu se Zemí, 3- začátek holocénu, PVDL – poslední velká doba ledová (Kadmožka, 2008; upraveno)





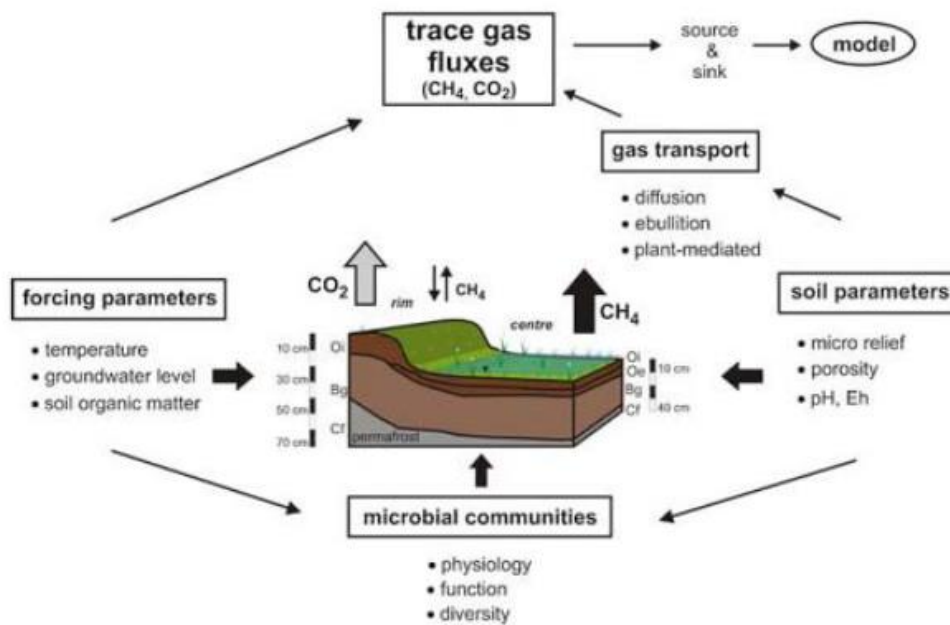
Obrázek 6 - Polygonální půdy, způsobené polygony ledových klínů, v okolí řeky Meade na Aljašce (Ferrians, et al., 1969)



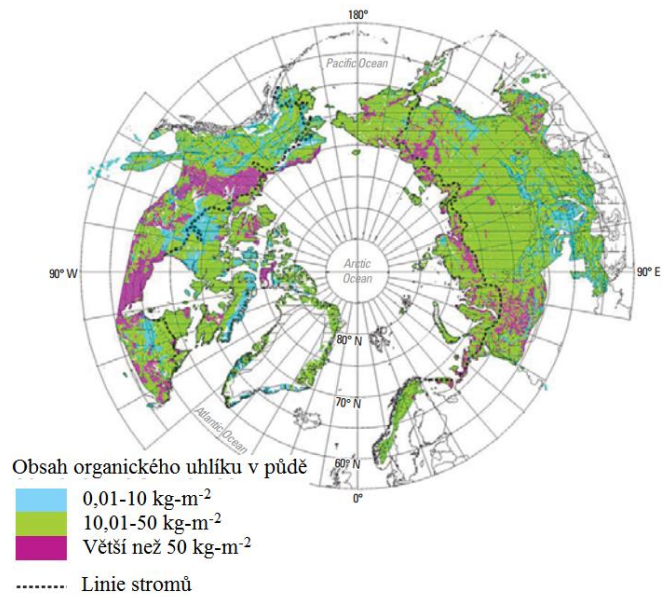
Obrázek 7 - Odhalený ledový klín při těžařské práci poblíž Livegood na Aljašce (Ferrians, et al., 1969)



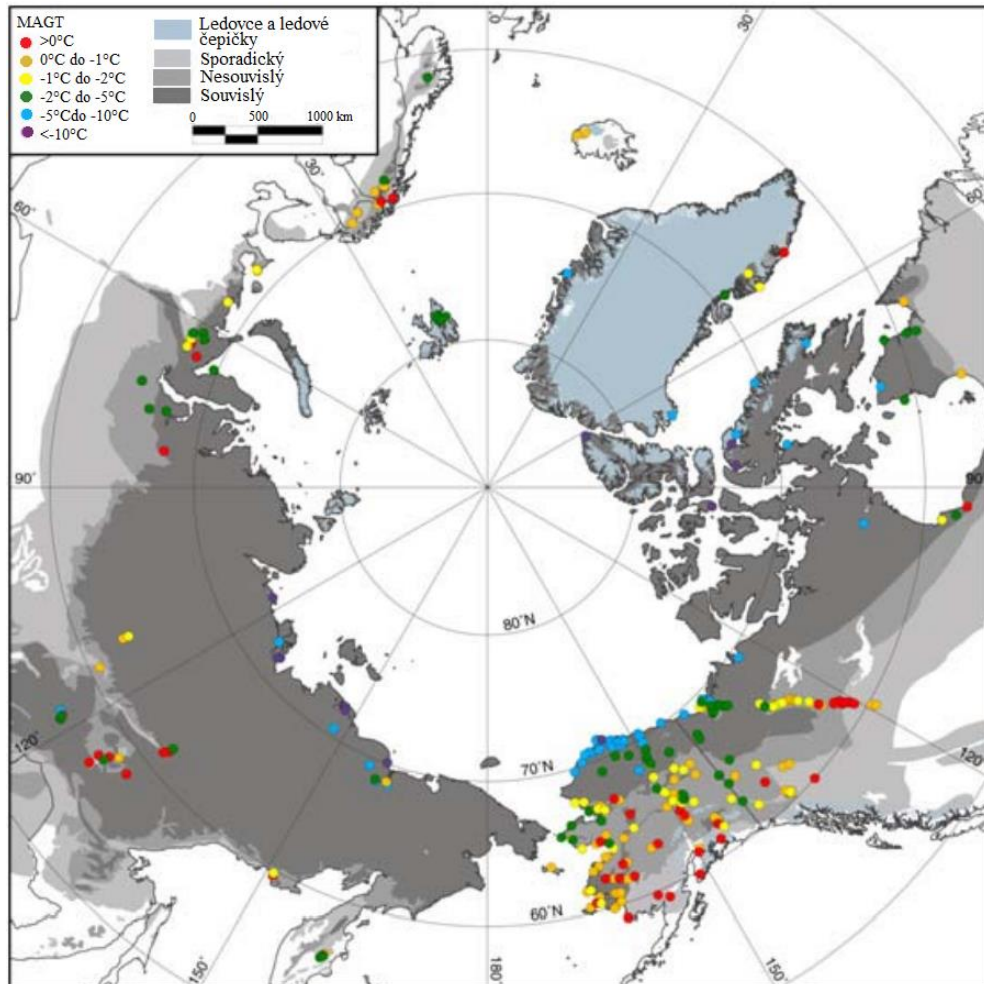
Obrázek 8 - Velký soliflukční laloky na horském svahu nad sezónní osadou v Kyrgyzstánu (Swift, et al., 2014)



Obrázek 9 - Schéma znázorňující proces proměnných ovlivňující tvorbu, transport a uvolnění klimaticky relativních stopových plynů v permafrost půdách (Wagner & Liebner, 2009)



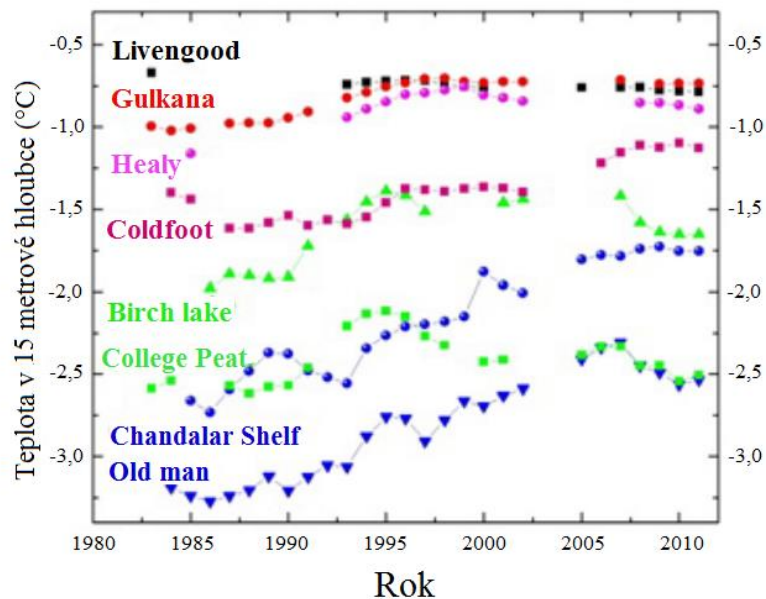
Obrázek 10 - Obsah organického uhlíku v půdě v severním cirkumpolárním regionu permafrostu založený na datech z Northern Circumpolar Soil Carbon Database (NCSCD) (Heginbottom, et al., 2012)



Obrázek 11 - Mapa znázorňující distribuci permafrostu a průměrnou roční teplotu půdy (MAGT) během International Polar Year (2007-2009) na severní polokouli. Odstíny od nejtavější po nejsvětlejší indikují souvislý, nesouvislý, sporadický permafrost, ledovce a čepičky (Romanovsky, et al., 2011)

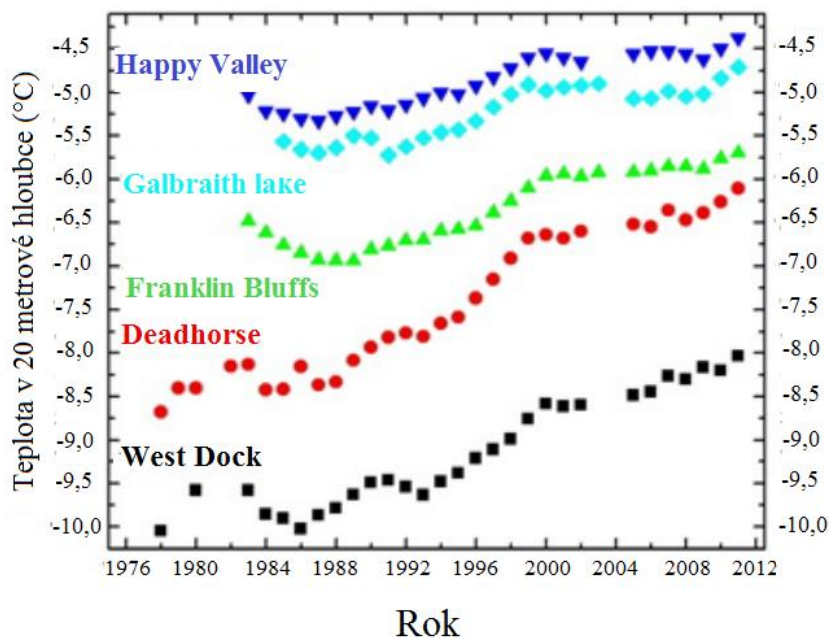


### "TSP" časová řada - Vnitrozemí Aljašky



Obrázek 12 - Časové řady teplot permafrostu měřených v hloubkách 15 metrů ve vnitrozemí Aljašky (Romanovsky, et al., 2011)

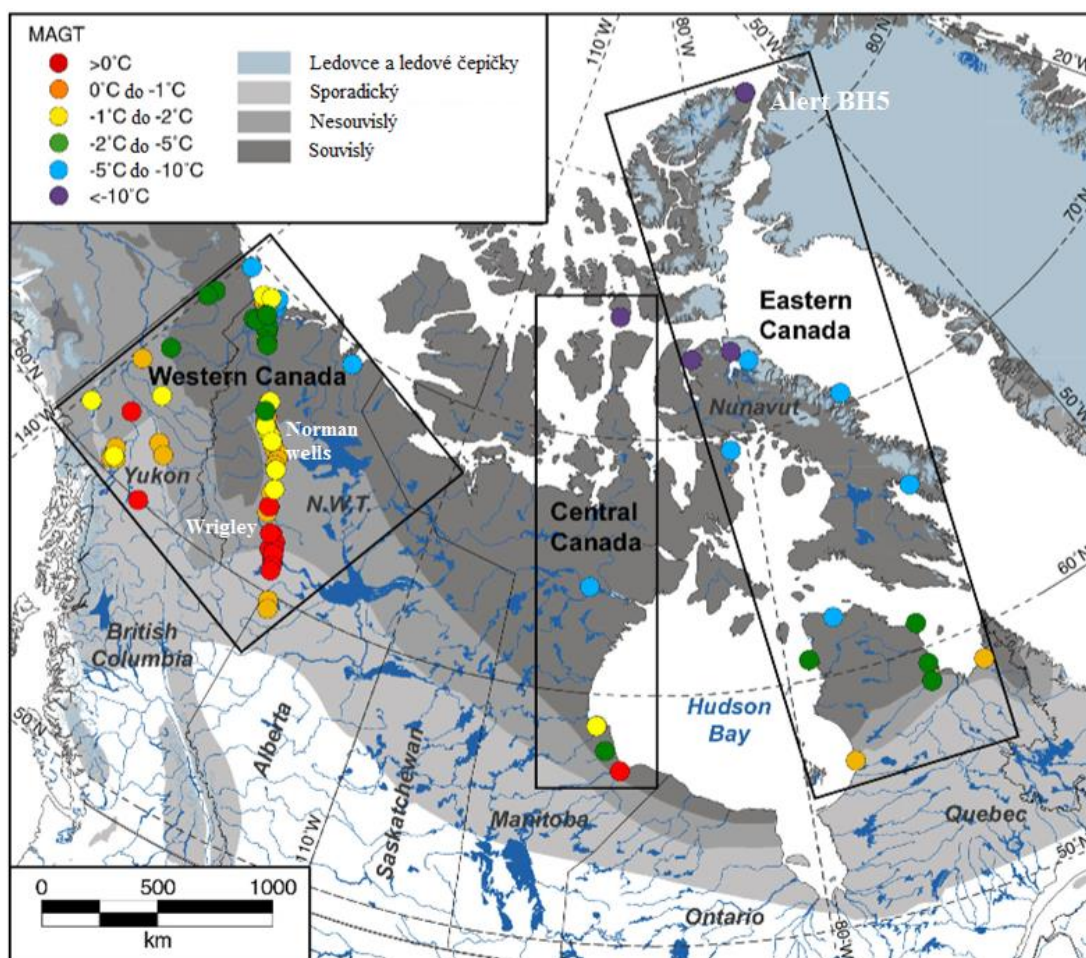
### "TSP" časová řada - Severní Aljaška



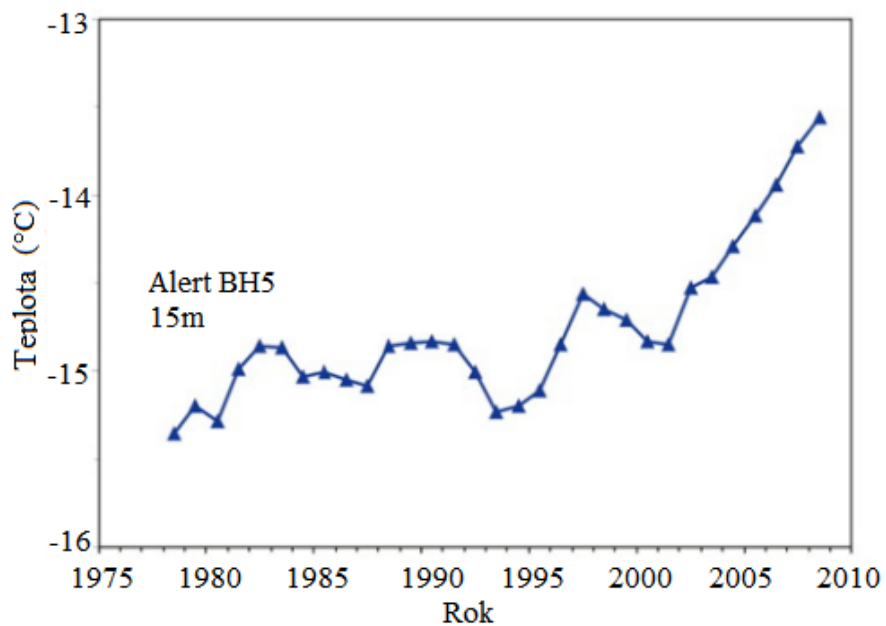
Obrázek 13 - Časové řady teplot permafrostu měřených v hloubkách 20 metrů v severní části Aljašky (Romanovsky, et al., 2011)



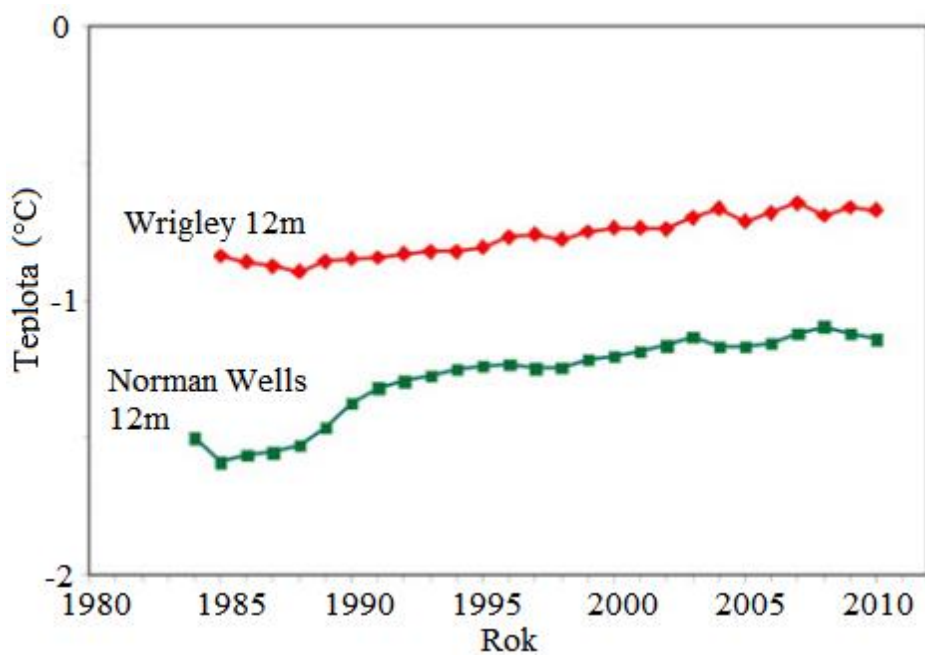
Obrázek 14 - Mapa měřících stanic z grafů (viz. výše) na Aljašce (Romanovsky, et al., 2011)



Obrázek 15 - Mapa znázorňující distribuci permafrostu a průměrnou roční teplotu půdy (MAGT) během International Polar Year (2007-2009) v Kanadě. Odstíny od nejtmaší po nejsvětější indikují souvislý, nesouvislý, sporadický permafrost a ledovce a ledové čepičky (Smith, et al., 2010)

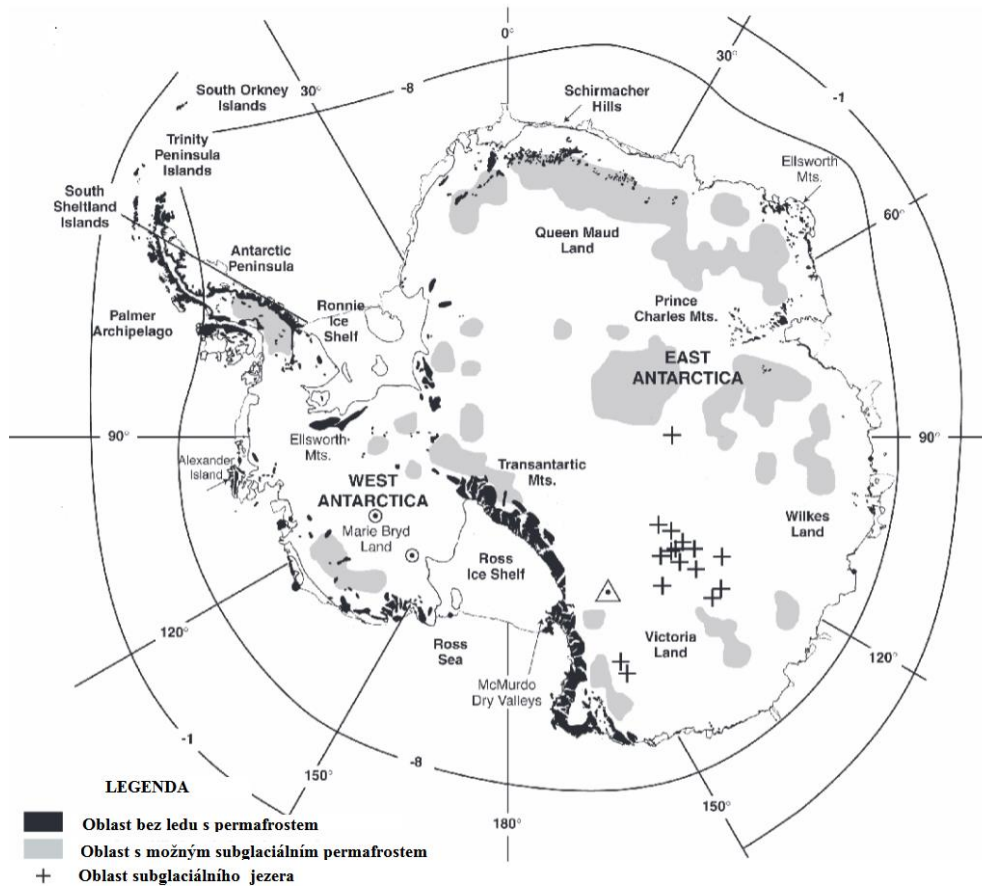


Obrázek 16 - Časová řada teplot v souvislém permafrostu měřených v hloubce 15 metrů ve stanici Alert BH5. Stanice je zobrazena v mapovém podkladu výše (Romanovsky, et al., 2011)

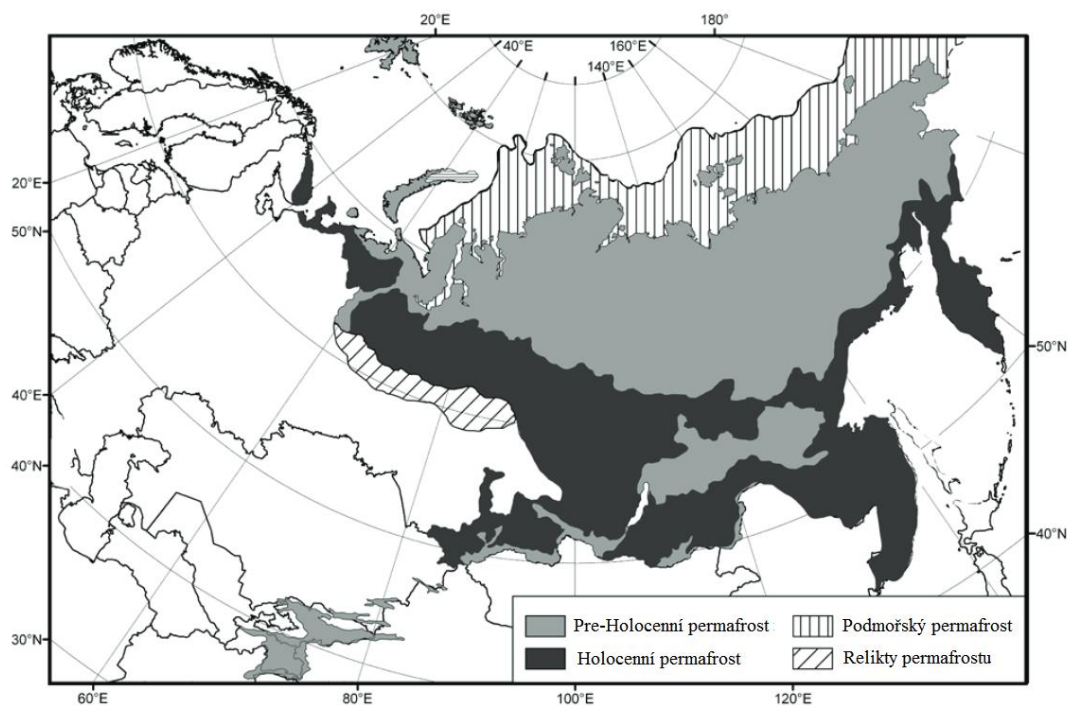


Obrázek 17 - Časové řady teplot v nesouvislém permafrostu měřených v hloubce 12 metrů ve stanici Wrigley a Norman Wells. Stanice jsou zobrazeny v mapovém podkladu výše (Romanovsky, et al., 2011)



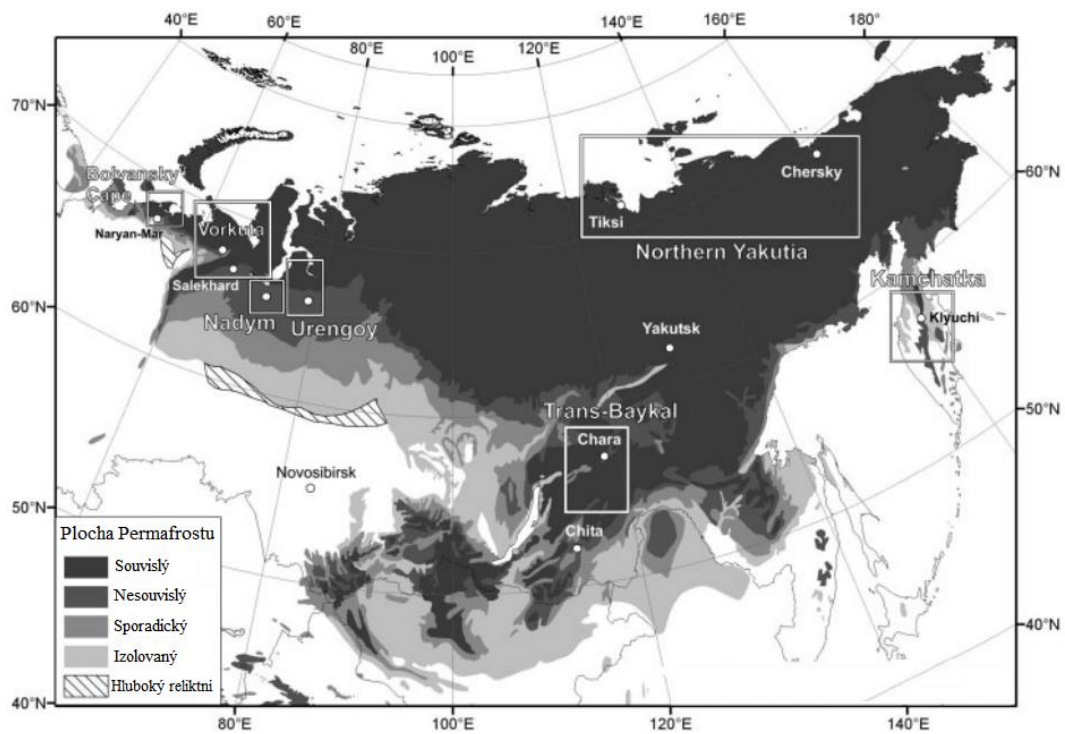


Obrázek 19 - Distribuce permafrostu v Antarktidě (Heginbottom, et al., 2012)

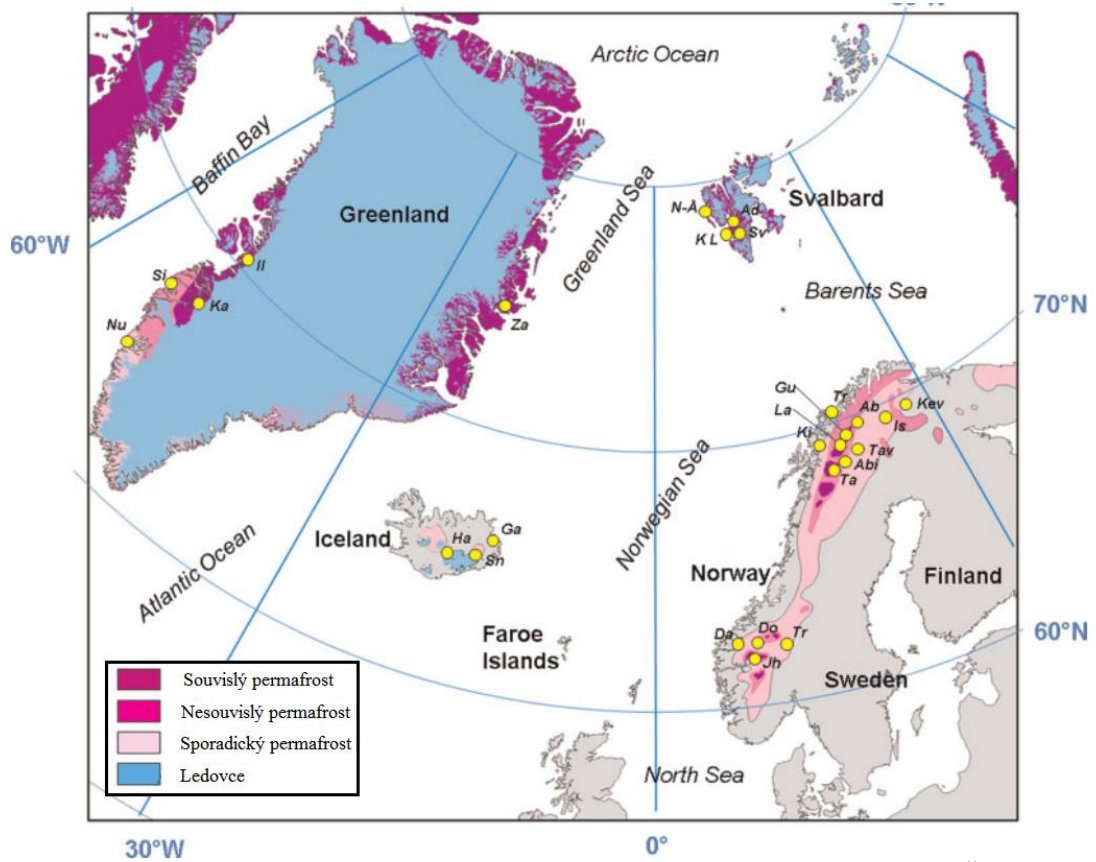


Obrázek 18 - Současná distribuce permafrostu rozdílného stáří v Rusku (Lisitsyna & Romanovskii, 1998)





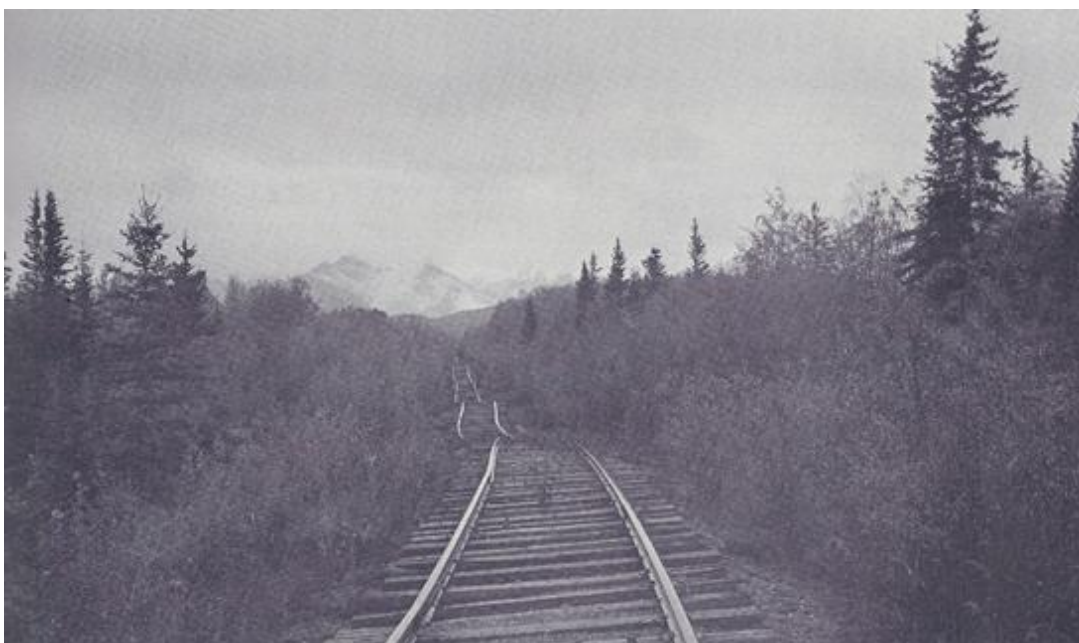
Obrázek 20 - Lokality vybraných ruských Thermal State of Permafrost (TSP) výzkumných oblastí (Romanovsky, et al., 2010)



Obrázek 21 - Distribuce permafrostu ve Skandinávii, Grónsku a přilehlých ostrovech. Žluté tečky značí měřicí vrty (Christiansen, et al., 2010)

Datum	Hloubka pronikání mrazu [metr]	Maximální výtlačná síla [kilogram]
Listopad	0,3	9525
Prosinec	0,46	14696
Leden	0,61	19595
Únor	0,91	29392
Březen	1,22	39190
Duben	1,37	44089

Tabulka 1- Hypotetický příklad promrzání aktivní vrstvy a možný výtlačný pohyb směrem vzhůru na pilíř s obvodem 101,6 centimetrů (Péwé & Paige, 1963)



Obrázek 22 - Rozdílné sesedání půdy pod železniční trasou Copper River a Northwestern Railway poblíž Strelna, způsobené narušením termální rovnováhy permafrostu (Ferrians, et al., 1969)



Obrázek 23 - Mrazem vytlačené ocelové pilíře mostu na Kougarok Highway přemostující řeku North Fork (Ferrians, et al., 1969)

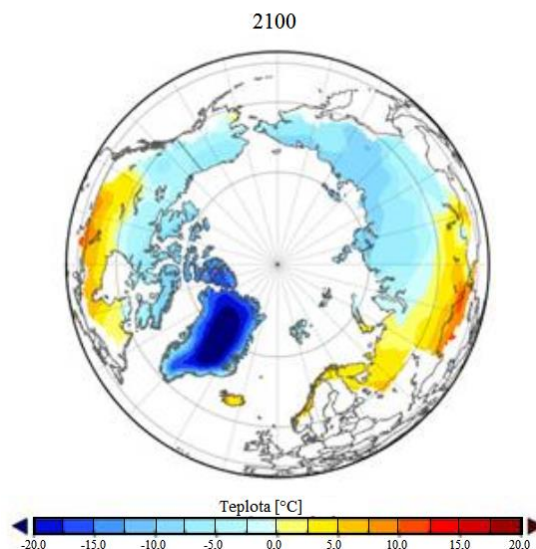
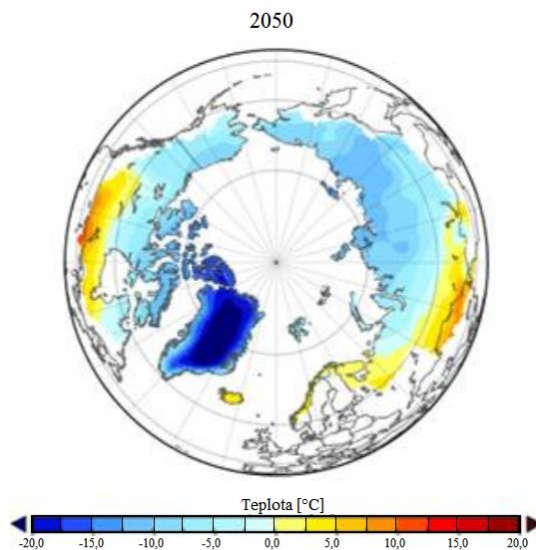
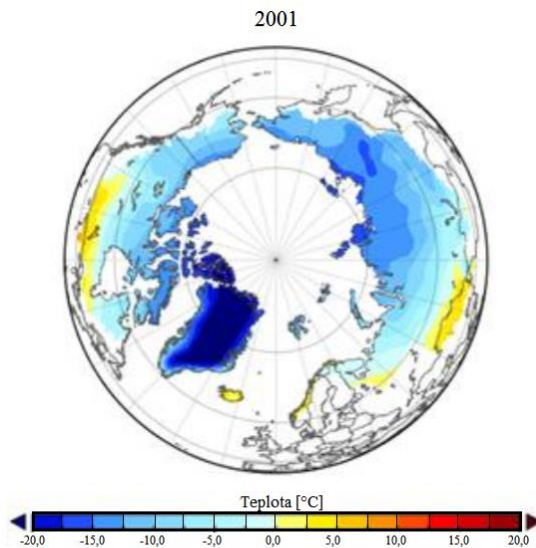


Obrázek 24 - Štěrková cesta poblíž Umiat kdy došlo k rozdílnmu sesedání půdy díky odtání ledových klínů pod cestou (Ferrians, et al., 1969)





Obrázek 25 - Zdeformovaný zájezdní dům, ležící na Richardson Highway, který způsobilo narušení termální rovnováhy permafrostu (Ferrians, et al., 1969)



Obrázek 26 - Rekonstruovaná, pro rok 2001, průměrná roční teplota půdy v hloubce 0,5 metru a projektovaná pro roky 2050 a 2100 v hloubce 0,5 metru, pomocí modelu GIPL a Hydr-Thermo Dynamic Model (HTDM) (Romanovsky, et al., 2010a)



Obrázek 27 - Dobře zachovaný mamut (stáří odhadováno na 16 let), nalezený v permafrostu v severní Sibiři na poloostrově Taimyr (Anon., 2012)

## **Seznam obrázků**

Obrázek 1 - Schéma zobrazující rozložení aktivní vrstvy, permafrostové desky a možný výskyt talíku v nesouvislém permafrostu (Hopkins, et al. 1955) .....	54
Obrázek 2 - Letecký snímek reličních polygonů s ledovými klíny na Laholm pláni (Svensson, 1978) .....	54
Obrázek 3 - Reliktní polygonální struktura na poli u západního pobřeží Švédska (Svensson, 2013) .....	55
Obrázek 4 - Odhalený permafrost s Pleistocenními sedimenty a ledovými klíny u arktického pobřeží (Anon., nedatováno) .....	55
Obrázek 5 - Jednotlivé éry, epochy a periody vývoje Země, a významné události ve vývoji Země spolu s průběhem teplot na Zemi. 1 - nejstarší známá glaciální depozita, 2 – srážka asteroidu se Zemí, 3- začátek holocénu, PVLD – poslední velká doba ledová (Kadmožka, 2008; upraveno) .....	56
Obrázek 6 - Polygonální půdy, způsobené polygony ledových klínů, v okolí řeky Meade na Aljašce (Ferrians, et al., 1969) .....	57
Obrázek 7 - Odhalený ledový klín při těžařské práci poblíž Livegood na Aljašce (Ferrians, et al., 1969) .....	57
Obrázek 8 - Velký soliflukční laloky na horském svahu nad sezónní osadou v Kyrgyzstánu (Swift, et al., 2014) .....	58
Obrázek 9 - Schéma znázorňující proces proměnných ovlivňující tvorbu, transport a uvolnění klimaticky relativních stopových plynů v permafrost půdách (Wagner & Liebner, 2009) .....	58
Obrázek 10 - Obsah organického uhlíku v půdě v severním cirkumpolárním regionu permafrostu založený na datech z Northern Circumpolar Soil Carbon Database (NCSCD) (Heginbottom, et al., 2012) .....	59
Obrázek 11 - Mapa znázorňující distribuci permafrostu a průměrnou roční teplotu půdy (MAGT) během International Polar Year (2007-2009) na severní polokouli. Odstíny od nejtmaší po nejsvětější indikují souvislý, nesouvislý, sporadický permafrost, ledovce a čepičky (Romanovsky, et al., 2011) .....	59
Obrázek 12 - Časové řady teplot permafrostu měřených v hloubkách 15 metrů ve vnitrozemí Aljašky (Romanovsky, et al., 2011) .....	60
Obrázek 13 - Časové řady teplot permafrostu měřených v hloubkách 20 metrů v severní části Aljašky (Romanovsky, et al., 2011) .....	60
Obrázek 14 - Mapa měřících stanic z grafů (viz. výše) na Aljašce (Romanovsky, et al., 2011) .....	61
Obrázek 15 - Mapa znázorňující distribuci permafrostu a průměrnou roční teplotu půdy (MAGT) během International Polar Year (2007-2009) v Kanadě. Odstíny od nejtmaší po nejsvětější indikují souvislý, nesouvislý, sporadický permafrost a ledovce a ledové čepičky (Smith, et al., 2010) .....	62
Obrázek 16 - Časová řada teplot v souvislém permafrostu měřených v hloubce 15 metrů ve stanici Alert BH5. Stanice je zobrazena v mapovém podkladu výše (Romanovsky, et al., 2011) .....	63
Obrázek 17 - Časové řady teplot v nesouvislém permafrostu měřených v hloubce 12 metrů ve stanici Wrigley a Norman Wells. Stanice jsou zobrazeny v mapovém podkladu výše (Romanovsky, et al., 2011) .....	63
Obrázek 18 - Současná distribuce permafrostu rozdílného stáří v Rusku (Lisitsyna & Romanovskii, 1998) .....	64
Obrázek 19 - Distribuce permafrostu v Antarktidě (Heginbottom, et al., 2012) .....	64
Obrázek 20 - Lokality vybraných ruských Thermal State of Permafrost (TSP) výzkumných oblastí (Romanovsky, et al., 2010) .....	65
Obrázek 21 - Distribuce permafrostu ve Skandinávii, Grónsku a přilehlých ostrovech. Žluté tečky značí měřící vrty (Christiansen, et al., 2010) .....	65
Obrázek 22 - Rozdílné sesedání půdy pod železniční trasou Copper River a Northwestern Railway poblíž Strelna, způsobené narušením termální rovnováhy permafrostu (Ferrians, et al., 1969) .....	66

Obrázek 23 - Mrazem vytlačené ocelové pilíře mostu na Kougarok Highway přemostující řeku North Fork (Ferrians, et al., 1969).....	67
Obrázek 24 - Štěrková cesta poblíž Umiat kdy došlo k rozdílnmu sesedání půdy díky odtání ledových klínů pod cestou (Ferrians, et al., 1969).....	67
Obrázek 25 - Zdeformovaný zájezdní dům, ležící na Richardson Highway, který způsobilo narušení termální rovnováhy permafrostu (Ferrians, et al., 1969).....	68
Obrázek 26 - Rekonstruovaná, pro rok 2001, průměrná roční teplota půdy v hloubce 0,5 metru a projektovaná pro roky 2050 a 2100 v hloubce 0,5 metru, pomocí modelu GIPL a Hydr-Thermo Dynamic Model (HTDM) (Romanovsky, et al., 2010a) .....	69
Obrázek 27 - Dobře zachovaný mamut (stáří odhadováno na 16 let), nalezený v permafrostu v severní Sibiři na poloostrově Taimyr (Anon., 2012).....	70